Geologie der östlichen Claridenkette

Von

FELIX FREY

Gedruckt mit Unterstützung des Zentenarfonds der Eidgenössischen Technischen Hochschule, der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft und der Regierungsräte der Kantone Glarus und Uri

Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist auf Anregung meines Lehrers, Herrn Prof. Dr. R. Staub †, begonnen worden. Schon die Ergebnisse der ersten Feldaufnahmen, die in einer Diplomarbeit zusammengefasst worden sind, haben gezeigt, dass in der östlichen Claridenkette noch zahlreiche Fragen einer weiteren Abklärung bedurften. Nach dem Rücktritt Herrn Prof. Staubs hat sich deshalb Herr Prof. Dr. R. Trümpy in zuvorkommender Weise bereit erklärt, die Leitung dieser Arbeit zu übernehmen.

Als topographische Unterlage meiner Untersuchungen dienten mir im Glarnerland die Übersichtsblätter des Grundbuchplanes. Im urnerischen Grenzgebiet musste ich mir mit einer Vergrösserung der Originalauswertung der Landeskarte behelfen, die leider in den Nordwestabstürzen der Gemsfairen/Rotstock-Kette den Anforderungen einer genauen Kartierung nicht genügt. Neben den der Landeskarte und den Grundbuchübersichtsplänen entnommenen topographischen Bezeichnungen und Höhenangaben wird eine Anzahl ortsüblicher Namen verwendet, die jeweils bei ihrem ersten Auftreten genauer umschrieben werden.

Die Auswertung der Feldaufnahmen erfolgte im Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich, wo auch Gesteinsproben und Dünnschliffe hinterlegt sind.

Allen jenen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, möchte ich herzlich danken. Zu grossem Dank bin ich Herrn Prof. Dr. R. Trümpy verpflichtet, der mit zahlreichen Anregungen und auf manchen gemeinsamen Begehungen meine Untersuchungen wesentlich gefördert hat. Herr Prof. Dr. R. Staub hat auch noch nach seinem Rücktritt am Fortgang meiner Arbeit regen Anteil genommen. Auf Exkursionen und in Vorlesungen hat es Prof. Dr. A. Gansser verstanden, mein geologisches Blickfeld vom eng begrenzten Aufnahmebereich auf entfernter liegende,

allgemeine Fragen auszuweiten. Bei Herrn Prof. Dr. W. Leupold habe ich Rat und Hilfe gefunden, wenn es galt, nach einer Lösung der Probleme der Flyschstratigraphie und der Flyschtektonik zu suchen. Stratigraphie und Tektonik der helvetischen Decken bildeten einen unerschöpflichen Gesprächsgegenstand mit Herrn Dr. R. Hantke.

Gemeinsame Begehungen und zahllose Diskussionen mit meinen Studienkameraden C. Colombi, Dr. W. Fisch, Dr. R. Frei, Dr. R. Wegmann, Dr. G. Styger und mit meinem Bruder wiesen mich auf manche Frage hin, die ich sonst ausser acht gelassen hätte.

Die Leitung der Kraftwerke Linth-Limmern AG, Baden, hat mir freundlicherweise gestattet, Ergebnisse, die bei Aufnahmen für das Limmernwerk gewonnen worden sind, für die vorliegende Arbeit zu verwenden.

Beiträge an die Druckkosten verdanke ich dem Kuratorium des Zentenarfonds der ETH, der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der S.N.G. und dem Regierungsrat des Kantons Glarus.

Gerne erinnere ich mich der vielen Wochen, die ich im hinteren Glarnerland und im urnerischen Grenzgebiet verbracht habe. Für die jederzeit freundliche Aufnahme danke ich besonders der Familie Zweifel im Bergli an der Klausenstrasse und der Familie Marti in der Claridenhütte.

Mein tiefster Dank aber gilt meinen lieben Eltern.

Inhaltsverzeichnis

Verzeichnis der Abbildungen, Tabellen, Photos und Tafeln 5

Résumé 6

Tektonische Übersicht 9

Rückblick auf bisherige Arbeiten 12

I. Die autochthon/parautochthone Unterlage 15

A. Stratigraphie und Lithologie 15

1. Malm 15

a) Quintnerkalk 17

b) Troskalk 19

2. Grenzschichten Malm/Kreide 20

3. Kreide 22

a) Öhrlischichten 23

b) Valanginian 24

c) Kieselkalk 28

d) Drusbergschichten 31

e) Schrattenkalk 32

f) Mittlere Kreide 32

g) Seewerschichten 32

4. Tertiär 33
a) Nummulitenschichten 34
Zur Stratigraphie des nordhelvetischen Mitteleozän 34
Die Tertiärmulde der Rämselenrus 36
Die Nummulitenschichten am Nordabfall der Tierfehd-Aufwölbung 42
Die Nummulitenschichten des südlichen Abschnittes der Tierfehd-Aufwölbung und der tieferen parautochthonen Schuppen 45
Die Nummulitenschichten der östlichen Spitzalpeli-Schuppe 51
Die Stellung der autochthon/parautochthonen Nummulitenschichten des hintersten Linthtales im helvetischen Tertiär 58
b) Globigerinenschiefer 63
c) Klastische Bildungen im Hangenden der Stadschiefer (Ghölzwaldschichten, Kistenstöcklischichten) 64

B. Zum Bau des autochthon/parautochthonen Sedimentmantels 67

II. Überblick über die frühabgeglittenen Schiefer- und Flyschbildungen der östlichen Claridenkette 76

A. Zur Aufgliederung der frühabgeglittenen Schiefer- und Flyschbildungen des hinteren Glarnerlandes 76

B. Die Vorkommen der frühabgeglittenen Schiefer- und Flyschbildungen in der östlichen Claridenkette 79

C. Abriss der Stratigraphie und Lithologie der frühabgeglittenen Schiefer- und Flyschbildungen der östlichen Claridenkette 80

1. Blattengrat-Serie 80
a) Schiefer im Liegenden der Nummulitenschichten 81
b) Nummulitenschichten 81
c) Globigerinenschiefer 85

2. Der Übergang von Globigerinenschiefern in Flysch 86
a) Malorschichten 86
Feinkonglomeratische Globigerinenschiefer 87
Malor-Konglomerate 91
b) Ahornenschichten 91
c) Stratigraphische Vergleiche 97
Schiefer/Sandstein-Abfolgen im Hangenden der Globigerinenschiefer . . . 98
Sandsteine mit Trümmern basischer Ergussgesteine 99

3. Wildflyschartige Gesteine in der östlichen Claridenkette, der Altenoren-Flysch . . 102
a) Vorkommen und Lithologie 103
b) Zur Stellung des Altenoren-Flysches 110
Vergleich mit dem Sardona-Flysch 112
Vergleich mit einem Wildflysch von der Art des Habkern-Flysches 113

4. Sandstein/Dachschiefer-Komplex 114
a) Taveyannaz-Serie 115
b) Jüngere Abschnitte des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes am Nordostfuss des Chamerstockes 121

D. Zur Frage der Einordnung der frühabgeglittenen Schiefer- und Flyschbildungen der östlichen Claridenkette 123

III. Die höheren Schubmassen der Claridenkette 129

A. Bauelemente der östlichen Claridenkette 129

B. Ausgewählte stratigraphische Detailprofile 131
1. Clariden-Elemente 131

2. Fiseten/Orthalden-Schuppen . . . 139
3. Wageten . . . 140

C. Die Ausbildung der einzelnen Schichtglieder in den Elementen der östlichen Clariden-kette . . . 114

1. Malm . . . 141
a) Quintnerkalk . . . 141
b) Troskalk . . . 143

2. Die Kreide der Clariden-Elemente . . . 145
a) Zementsteinschichten . . . 145
b) Öhrlischichten . . . 146
c) Valanginiankalk . . . 148
d) Bildungen zwischen Valanginian- und Kieselkalk . . . 150
e) Kieselkalk . . . 151
Unterer Kieselkalk . . . 152
Mittlerer Kieselkalk . . . 154
Oberer Kieselkalk . . . 155
Altmannschichten . . . 156
Der Kieselkalk der Sasberg-Platte . . . 156
f) Drusbergschichten . . . 157
Drusbergschiefer . . . 157
Sinuatenschichten . . . 157
g) Schrattenkalk . . . 159
Unterer Schrattenkalk . . . 159
Orbitolinenschichten . . . 161
Präorbitolinen aus den Orbitolinenschichten am westlichen Chamerstock 163
Oberer Schrattenkalk . . . 164
h) Mittlere Kreide . . . 165
Aubrigschichten und Knollenschichten . . . 165
Turrilitenschicht . . . 166
i) Seewerschichten . . . 167

3. Die Schichtfolge der Fiseten/Orthalden-Schuppen . . . 169
a) Öhrlikalk . . . 169
b) Spitzernschichten («Valanginianmergel») . . . 170
c) Valanginiankalk . . . 170
d) Kieselkalk (?) und Drusbergschichten (?) . . . 171

4. Tertiär . . . 171
a) Nummulitenschichten . . . 171
b) Die Schiefer der Schuppenzone des Klausenpasses . . . 174
Pectinitenschiefer; Pectinitenschieferquarzite und Hergenquarzite . . . 174
Globigerinenkalke und Globigerinenkalkschiefer . . . 176
Globigerinenmergelschiefer . . . 176
Hergenschiefer . . . 177

D. Stratigraphische Vergleiche . . . 178
1. Dogger . . . 179
2. Malm . . . 179
3. Kreide . . . 180
4. Tertiär . . . 186
5. Ergebnisse der stratigraphischen Vergleiche . . . 191
6. Zur Einordnung des Clariden-Raumes im helvetischen Faziesgebiet . . . 192

E. Lokale Tektonik der höheren Schubmassen der Claridenkette 196
1. Zur Frage der Aufgliederung der Elemente der östlichen Claridenkette 196
2. Die Griesstock-Decke östlich des Klausenpasses 201
3. Die Gemsfairen-Scholle und ihre Fortsetzung am Rotstock 208
4. Die Langfirn-Elemente der östlichen Claridenkette 219
5. Die Schuppenzone des Klausenpasses und der Fulfad-Zug 228
6. Das Ostende der Claridenkette am Chamerstock 232
7. Die gegenseitige Stellung der Clariden-Elemente der östlichen Claridenkette . . . 244
8. Zur Stellung der Gipfelelemente der westlichen Claridenkette. 249
9. Die höchsten subhelvetischen Elemente der Claridenkette: die Fiseten/Orthalden-Schuppen 253
F. Die höheren Schubmassen der Claridenkette und ihre Beziehungen zur helvetischen Hauptschubmasse 256

Literaturverzeichnis 269

Verzeichnis der Abbildungen, Tabellen, Photos und Tafeln

Abb. 1 Zerrklüfte in schwach siltigen Lagen im Quintnerkalk 16
Abb. 2 Verfaltete Calcitklüfte und Druckschieferung im Quintnerkalk 17
Abb. 3 Ausgewählte stratigraphische Detailprofile durch die Kreide der autochthon/par-autochthonen Elemente auf der Westseite des hintersten Linthtales 26
Abb. 4 Geologische Karte des Gebietes zwischen Rämselen- und Stegerus 1 : 2000 37
Abb. 5 Stratigraphische Detailprofile durch die Nummulitenschichten der autochthon/par-autochthonen Elemente des hintersten Linthtales
a nördlicher Abschnitt der Tierfehd-Aufwölbung 44
b zentraler und südlicher Abschnitt der Tierfehd-Aufwölbung 46
c parautochthone Elemente der östlichen Spitzalpelistock/Zuetribistock-Kette . . 50
Abb. 6 Abgewickeltes Längsprofil der basalen Nummulitenschichten und ihrer Kreide-Unterlage im hangenden Verkehrtschenkel der Altenorenstock-Schuppe südlich der Claridenhütte 54
Abb. 7 Profilskizze der rechten Flanke der Bachrinne östlich der Burg 82
Abb. 8 Skizze der Schichtfolge in der Ahornenrus am Malor-Ostabfall 88
Abb. 9 Vorsprung K. 2085 am westlichsten Frütttlenhorn 150
Abb. 10 Stratigraphische Detailprofile durch die Nummulitenschichten der Clariden-Elemente 188
Abb. 11 Kontakt der Gemsfairen-Scholle mit ihrer Unterlage am Kopf P. 2610 östlich des Gemsfairengipfels 205
Abb. 12 Die Gemsfairen-Stirn (gesehen vom Speichstock-Nordostgrat aus) 209
Abb. 13 Der von der Gemsfairen-Südwestflanke abgesetzte Turm P. 2794 210
Abb. 14 Der Gemsfairengrat, gesehen vom nördlichen Vorgipfel (P. 2609) des Hinteren Zuetribistockes aus 212
Abb. 15 Die zerquetschte Synklinale des Rotstock-Hauptgipfels 218
Abb. 16 Wandabfall nördlich des Gemsfairenjoches 222

Abb. 17 Profilausschnitt aus den Langfirn-Elementen in der Wandstufe südlich P. 2595 unter dem Langfirn 224
Abb. 18 Die Stirn der Chamerstock-Scholle am Grat oberhalb Ober-Bärenboden 235
Abb. 19 Das Südwestende der Stichplatten-Scholle in der Stoldenrus und ihren Nebenarmen 243

Tab. 1 Komponenten der grobkonglomeratischen Mergelschiefer der Malorschichten (Malor-Konglomerate) 92
Tab. 2 Wichtigste Fundorte von Kristallinbreccien und ortsfremden Gesteinen im Altenoren-Flysch 104
Tab. 3 Grössere Fragmente ortsfremder Gesteine in den knorrigen, schwarzen Schiefern des Altenoren-Flysches 106
Tab. 4 Komponenten der Kristallinbreccien des Altenoren-Flysches 108
Tab. 5 Vergleich der Abwicklungsbreiten der Clariden-Elemente mit jenen der frontalen Abschnitte der helvetischen Hauptdecke im Glarnerland und in der Urirotstockgruppe 198

Photo 1 Aufarbeitungsbreccie in den Nummulitenschichten der Altenorenstock-Schuppe . . 281
Photo 2 Anschnitt an der Wegkehre K. 1045 des Altenorensträsschens 281
Photo 3 Mittlerer Kieselkalk der Gemsfairen-Scholle im Bänderkalkhabitus 283
Photo 4 Sedimentationsbild des Bändersiltkalkes der Orbitolinenschichten der Gemsfairen-Scholle 283
Photo 5 Spitze Knickfaltung im Seewerkalk 285
Photo 6 Detailstruktur im Kieselkalk der Langfirn-Elemente nordöstlich des Gemsfairenjoches 285
Photo 7 Verschuppung von Griesstockmalm und seiner Unterlage in der Gemsfairen-Südflanke 287
Photo 8 Anwitterungsbild der Spitzernschichten der Fiseten/Orthalden-Schuppen 287

Tafel 1 Tektonische Karte des hintersten Linthtales 1 : 75000
Tafel 2 Tektonische Karte der östlichen Claridenkette 1 : 20000
Tafel 3 Geologische Profile durch die östliche Claridenkette 1 : 20000
Tafel 4 Stratigraphische Detailprofile der subhelvetischen Elemente der östlichen Claridenkette

Résumé

Cette étude représente le résultat de recherches géologiques entreprises dans la partie orientale de la chaîne des Clariden (Cantons de Glaris et d'Uri).

On distingue, dans la haute vallée de la Linth, quatre unités majeures (Taf. 1):

4° La nappe helvétique maîtresse ou bien l'ensemble des nappes helvétiques Glaronnaises.
3° les éléments subhelvétiques.
2° les masses glissées du Flysch et des schistes.
1° la couverture sédimentaire des massifs hercyniens externes.

I. La couverture sédimentaire des massifs

Le raccord stratigraphique des terrains sédimentaires posthercyniens avec leur soubassement cristallin, houiller et permien n'est conservé que pour les couches les plus anciennes, le Trias et le Jurassique moyen. Le Jurassique supérieur, le Crétacé et le Nummulitique sont plus ou moins décollés, écaillés et pincés dans leur couverture de schistes à Globigérines.

La plupart des écailles de la couverture autochtone/parautochtone consistent en calcaires du Jurassique supérieur. Il est très difficile d'y établir une stratigraphie, la tectonique presque souple des calcaires, la dolomitisation structurale et le clivage ayant effacé ou même détruit la succession originale.

Du Sud au Nord l'épaisseur des terrains crétaciques décroît. Cette décroissance due à une érosion anté-éocène ou éocène précoce n'est pas tout à fait régulière à cause d'un léger plissement anté-lutétien. Une série plus complète du Crétacé, limitée au flanc inverse d'une petite écaille, est décrite (Altenorenstock).

ARN. HEIM (1908b) et J. BOUSSAC (1912) ont démontré, dans leurs études classiques, que la transgression du Nummulitique fut oblique par rapport aux lignes isopiques du Crétacé. Au Kistenpass le Nummulitique commence par des dépôts de la partie moyenne de l'Eocène moyen. Aux alentours de la cabane des Clariden, les couches du même âge sont assez réduites, tandis que les grès quartzitiques et marneux de la partie supérieure de l'Eocène moyen atteignent des épaisseurs considérables. Au Sud de Linthal c'est en général la partie supérieure de l'Eocène moyen qui est transgressive. Par endroits, des calcaires bleu foncé, stériles et à grain très fin, avec de minces rubans gréseux et siliceux, ont été découverts à la base des grès quartzitiques grossiers du Nummulitique.

Par endroits, les schistes à Globigérines passent vers le haut à une alternance de schistes marneux et de grès calcaires micacés à granoclassement vertical. Cette mince série peut être comparée à la série plus épaisse du Kistenstöckli et aux couches clastiques se trouvant dans le toit des schistes à Globigérines de la série du Blattengrat.

La relation des écailles parautochtones avec leur substratum n'est guère établie. On a même de la difficulté à préciser la continuation des différents éléments tectoniques, car la stratigraphie du Jurassique supérieur n'y est pas encore débrouillée.

II. Les masses glissées du Flysch et des schistes crétacés et nummulitiques

Pour la zone du Flysch et des schistes sous les éléments helvétiques et subhelvétiques, ARN. HEIM (1908b) a proposé le terme de «Glarner Flysch». Les différents étages que ARN. HEIM y avait reconnus, se sont révélés depuis longtemps, au moins pour les deux étages supérieurs, comme des unités tectoniques indépendantes. Les recherches de J. OBERHOLZER (1933) et surtout celles de G. STYGER (1961) ont démontré que l'unité la plus basse du «Flysch Glaronnais», le «système des grès et des ardoises», est écaillée; en effet, les écailles méridionales plongent, vers le Nord,

sous des masses plus récentes. Aussi les formations des grès et des ardoises ne peuvent-elles guère représenter la couverture stratigraphique normale des schistes à Globigérines de la couverture autochtone/parautochtone.

La partie principale de la zone des schistes du versant oriental de la chaîne des Clariden est attribuée au complexe du Blattengrat. Elle se trouve dans la même position tectonique que les écailles du Blattengrat. Ses calcaires à Nummulites viennent de la même zone de faciès que ceux des éléments inférieurs du Blattengrat.

Les schistes à Globigérines de la série du Blattengrat subissent, vers le haut, un changement de faciès. Dans les schistes marneux s'intercalent des lames gréseuses à grain fin, puis des minces lits de grès calcaires micacés. Vers le haut, le matériel détritique devient plus important.

C'est dans cette alternance plus ou moins régulière de schistes marneux, d'ardoises et de grès calcaires micacés que se trouvent des assises et des lentilles de schistes conglomératiques par endroits assez grossiers.

Dans la partie supérieure de la série où alternent des grès calcaires micacés et des schistes marneux, apparaissent les premiers fragments de roches volcaniques basiques, débris qui sont les éléments constitutifs des grès de Taveyannaz.

Une combinaison des critères sédimentologiques et pétrographiques a démontré que la composition pétrographique des grès de Taveyannaz n'a guère de valeur stratigraphique; elle est plutôt caractéristique du faciès. Le changement de faciès se produit dans la série de Taveyannaz dans la même direction que celle indiquée par les marques des courants, c'est à dire du Sud-Ouest vers le Nord-Est ou bien du WSW vers le ENE.

La série de Taveyannaz passe vers le haut à une alternance de grès du Flysch et d'ardoises. Les recherches dans cette série puissante sont encore assez incomplètes. Seules des études détaillées dans la basse vallée du Schächen et dans la vallée du Sernf pourraient nous renseigner sur la stratigraphie et la tectonique de ce terme du Flysch.

Puisqu'un raccord stratigraphique existe entre les schistes à Globigérines et la série de Taveyannaz, il fallait discuter la position originale des calcaires à Nummulites du type Einsiedeln. Il en résulte que les éléments inférieurs du Malor sont probablement d'origine helvétique moyenne, correspondant, plus ou moins, à la série crétacique comprise dans la nappe de l'Axen. Le bord méridional du domaine des grès à débris de roches volcaniques se trouvant plus au Sud qu'on l'admettait jusqu'ici, les éléments du «système des grès et des ardoises» ont dû glisser sur une distance assez considérable pour atteindre leur position actuelle.

Intercalées dans l'alternance plus ou moins régulière de grès calcaires micacés et de schistes marneux superposée aux schistes à Globigérines de la série du Blattengrat, se trouvent des lentilles d'un «Wildflysch» (Flysch de l'Altenoren) dont la position reste assez douteuse. En ce qui concerne la composition lithologique de ce Flysch de l'Altenoren, les quartzites clairs, les cailloux et les galets exotiques ainsi que les brèches polygéniques peuvent être comparés aux dépôts assez réduits de la partie occidentale du Flysch du Sardona. Ainsi donc, il n'est pas exclu qu'il s'agisse de lambeaux charriés du Flysch du Sardona. Mais seuls des fossiles pourraient prouver cette hypothèse.

III. Les éléments subhelvétiques de la chaîne des Clariden

L'élément subhelvétique le plus bas, la nappe du Griesstock, consiste à l'Est du Klausenpass presque uniquement en calcaires du Jurassique supérieur. Cette unité se relie probablement au coin le plus méridional du massif de l'Aar.

Les sommets et les crêtes les plus élevées de la chaîne des Clariden sont formées par les «éléments des Clariden» qui sont séparés de la nappe du Griesstock par une zone de schistes éocènes d'épaisseur assez variable. Les éléments des Clariden se composent de lambeaux différents de la même série stratigraphique. Il n'y a pas de différences importantes de faciès entre les divers éléments. Par contre, le faciès des éléments des Clariden ne correspond pas à celui des digitations frontales de la nappe helvétique à l'Est de la Linth. Il y a bien des raisons d'admettre que les éléments des Clariden soient de provenance plus externe que la nappe de Glaris du Schilt.

Les éléments les plus élevés de la chaîne des Clariden, le fameux «Lochseitenkalk de la nappe de l'Axen» ou bien «les écailles de Fiseten/Orthalden», consistent, en général, en calcaires du Crétacé inférieur, qui, par endroits, sont sûrement renversés. Au Nord du Fätschbach, dans les pentes de l'Ortstock exposées vers le Sud-Est, se trouvent, dans la même position tectonique, des couches plus jeunes. Il est probable, mais pas du tout certain, que ces écailles soient des restes laminés du flanc inverse de la nappe de l'Axen.

La progression de la nappe helvétique maîtresse a été probablement influencée ou même freinée par un premier soulèvement du massif de l'Aar. Par le choc de la nappe maîtresse, une unité qui s'était formée auparavant, celle du coin le plus méridional du massif de l'Aar, fut arrachée et disloquée en différents éléments. De plus, d'autres éléments se détachèrent, par éclats, du front de la nappe helvétique. Ces éléments, recouverts et dépassés par la nappe helvétique maîtresse lors de sa progression plus tardive, sont excessivement écrasés, entraînés et maltraités, de sorte que l'on ne trouve plus, dans la chaîne des Clariden — à l'exception de la lame du Griesstock — que de petites écailles et des lentilles ne formant plus aucun ensemble cohérent. En outre, il reste assez douteux que ces éléments aient formé autrefois une unité tectonique individualisée; il est bien possible en effet, qu'ils se soient détachés l'un après l'autre du front de la nappe maîtresse.

Tektonische Übersicht

Die sich vom hinteren Linthtal über den Klausenpass ins Schächental hinüberziehende Längstalfurche folgt einer wichtigen Linie im Bau der helvetischen Kalkalpen. Die Kette im Norden weist einen einfachen, grosszügigen Baustil auf; sie wird von der zur helvetischen Hauptschubmasse gehörenden Axen-Decke aufgebaut. Die Berge im Süden dagegen bestehen aus einer ganzen Anzahl kleiner, stark verfalteter und verscherter Elemente.

Grosse strukturelle Gegensätze zeigen auch die beiden Flanken des hintersten Linthtales. Im Osten folgen über dem verschuppten Sedimentmantel des nördlichen Aarmassivs die in Falten gelegten, mächtigen Flyschserien der Vorstegstock/Hausstock-Gruppe, denen Lochseitenkalk-Klippen und Verrucano-Reste der helvetischen Hauptdecke aufgesetzt sind. Links des Linthtales schalten sich zwischen die parautochthonen Schuppen der Spitzalpelistock/Zuetribistock-Kette und die ebenfalls durch einen «Lochseitenkalk» angedeutete, glatte Gleitbahn der Axen-Decke wiederum Schiefer- und Flyschserien, zusätzlich aber noch verfaltete und verschuppte Deckenelemente in subhelvetischer Stellung ein[1].

Da sich westlich der Linth die Bremswirkung des spätalpin aufsteigenden Aarmassivs weit stärker bemerkbar gemacht hat als im Osten, verläuft die Untergrenze der helvetischen Hauptschubmasse beidseits des Linthtales nicht im gleichen tektonischen Niveau. Während im Osten die Abfolge der Elemente in helvetischer Stellung mit der nordhelvetischen Glarner-Decke beginnt, setzt das helvetische Deckenpaket am Klausenpass erst mit der mittelhelvetischen Axen-Decke ein. Wohl haben späte Bewegungen des Aarmassivs die Überschiebungsfläche der helvetischen Decken nachträglich noch steilgestellt, lokal — im östlichen Berner Oberland — sogar überkippt. P. ARBENZ (1912: 114, 118; 1913: 20) und P. NIGGLI (1912: 16 Anm. 1) haben jedoch mit aller Deutlichkeit darauf hingewiesen, dass eine Aufwölbung des Aarmassivs schon die vorgleitenden Decken beeinflusst haben muss. Während östlich der Linth die tieferen helvetischen Elemente lediglich aus ihrer Vorschubrichtung abgedreht worden sind, hat das allmählich aufsteigende Aarmassiv die vorrückenden helvetischen Decken westlich der Linth lange Zeit abgebremst, bis schliesslich die nachdrängende helvetische Hauptmasse die steckengebliebenen Stirnabschnitte überwältigt und weit überfahren hat (R. STAUB, 1954, 1961). Die von der helvetischen Hauptmasse abgetrennten und überfahrenen alten Frontalpartien bauen heute die Claridenkette auf; sie zeigen einen völlig anderen Baustil als die im Verband mit der helvetischen Hauptmasse vorbewegten, in helvetischer Stellung verbliebenen Frontabschnitte östlich der Linth.

Im hinteren Linthtal können wir somit vier tektonische Stockwerke unterscheiden (Taf. 1):

IV. Die helvetische Hauptschubmasse.
III. Die subhelvetischen Deckenelemente.
II. Die frühabgeglittenen Flysch- und Schiefermassen.
I. Die autochthon/parautochthone Unterlage.

---

[1] Mit dem von R. TRÜMPY (1944; 1945: 406/07) eingeführten Begriff subhelvetisch ist keine Aussage über die Herkunft der mit diesem Ausdruck belegten Einheiten verbunden: als «Elemente in subhelvetischer Stellung» gelten heute unter der scharfen Überschiebung der helvetischen Hauptschubmasse, der «helvetischen Hauptüberschiebung», gelegene Deckenteile. — Der eindeutige, geometrisch-beschreibende Begriff «subhelvetisch» ist leider auch in übertragener Bedeutung für die Fazieszone verwendet worden, welcher einzelne subhelvetische Elemente (z. B. Griesstock-Decke) entstammen (R. STAUB, 1954; R. TRÜMPY, 1958: 342: Fig. A; R. HANTKE, 1961: 14). Als «subhelvetisch» sind ferner Flyschmassen noch umstrittener Zuordnung unter ultrahelvetischen Decken bezeichnet worden (L. MORNOD, 1946: 442; 1949: 66/75; P. CORMINBOEUF, 1959).

I. Über die herzynisch verfalteten Gesteine der Kristallinaufbrüche der Sandalp und des Limmernbodens legt sich der autochthon/parautochthone Sedimentmantel. Nur die altmesozoischen Schichtglieder (Trias bis Dogger) befinden sich noch einigermassen im Verband mit ihrer kristallinen und jungpaläozoischen Unterlage. Jungmesozoische und alttertiäre Anteile der Sedimentbedeckung des nördlichen Aar- und des Erstfeldermassivs sind in eine ganze Anzahl von Schuppen aufgegliedert und in ihre eigene Globigerinenschieferhülle vorgeschoben worden. Über der Tierfehd-Aufwölbung folgen in den jähen Flanken beidseits des Limmerntobels und am Vorder-Selbsanft die Limmern-Schuppen, deren westliche Fortsetzung die Elemente der Zuetribistock/Spitzalpelistock-Kette sowie die mächtige Scholle des etwas weiter zurück gelegenen Tödi bilden.

II. Im St. Galler Oberland und im östlichen Glarnerland erreichen die unter der «helvetischen Hauptüberschiebung» liegenden, in einer Frühphase vorgeglittenen Schiefer- und Flyschbildungen gewaltige Ausmasse. Während die beiden höheren Stockwerke des sogenannten «Glarner Flysches», der Sardona-Flysch und der Blattengrat-Komplex, schon östlich des Panixerpass-Querschnittes an Mächtigkeit verlieren, ist das tiefste Stockwerk des «Glarner Flysches», der Sandstein/Dachschiefer-Komplex, noch massgebend am Bau der Hausstockgruppe, aber auch der Berge südlich des Schächentales beteiligt. Im Dache des in einzelne Gleitbretter aufgelösten Sandstein/Dachschiefer-Komplexes findet sich westlich des Linthtales ein meist nur schmales Band von Tertiärschiefern und Nummulitenbildungen. Mit völlig vergleichbarem Tertiär steht die südlichste Digitation des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes am Malor in normalstratigraphischer Verbindung. Die zum Blattengrat-Komplex gerechneten Schiefer- und Nummulitenbildungen am Ostabfall der Claridenkette befinden sich in einer tektonischen Stellung, die jener der Schuppen des Blattengrates durchaus entspricht. Sie entstammen der gleichen Fazieszone wie die tiefsten Elemente am Blattengrat selber. In den höheren Abschnitt der Abfolge des Blattengrat-Komplexes sind in der östlichen Claridenkette geringmächtige Linsen einer Wildflysch-Serie eingeschaltet. Kann dieser Altenoren-Flysch auch lithologisch mit dem Sardona-Flysch verglichen werden, so bleibt die Frage nach seiner Stellung dennoch offen, da er stellenweise recht eng mit der Blattengrat-Serie verknüpft erscheint.

III. Über der Flysch- und Schieferzone liegen mit scharfem tektonischem Kontakt die subhelvetischen Deckenelemente der Claridenkette. — Die tiefste Einheit, die Griesstock-Decke, weist am Griesstock eine vom Quintnerkalk bis in die Nummulitenschichten reichende Serie auf. Östlich des Klausenpasses sind die über dem Quintnerkalk folgenden Schichtglieder abgeschert und an den Alpenrand vorgeschürft worden. — Von dieser ziemlich geschlossen gebauten Einheit durch eine Tertiärschieferzone stark wechselnder Mächtigkeit getrennt, folgen in den Gipfelpartien der Claridenkette einzelne Schollen und Schuppen, deren Zusammenhang nur selten noch erhalten ist. In der Annahme, in diesen Scherben und Schubspänen müssten Äquivalente der frontalen Abspaltungen des ostglarnerischen Anteils der helvetischen Hauptschubmasse vorliegen, sind die Gipfelelemente der Claridenkette, die

wir als Clariden-Elemente bezeichnen können, bisher meist zwei verschiedenen Decken zugeordnet worden. — Die sich um die Clariden-Elemente legende Schieferzone ist stellenweise mit dem transgressiven Tertiär einzelner Schuppen und Scherben normalstratigraphisch verknüpft. Die den verschiedenen Elementen zugehörigen Schieferserien lassen sich jedoch gegeneinander nicht abgrenzen. Einzelne Clariden-Elemente sind vollständig von Schiefern umschlossen; in die Schiefer sind zudem mancherorts kleine und kleinste Oberkreide/Eozän-Lamellen eingeschaltet. Kreide/Eozän-Lamellen und die aus ihrem ursprünglichen Verband völlig losgerissenen Schuppen sind als «Verschürfte Kreide-Eocaen-Massen der Claridenkette» zusammengefasst worden. Da aber mit nur wenigen Ausnahmen in der ganzen Claridenkette verschürfte kretazische und tertiäre Serien vorliegen, ist für diese Zone der nach den zahlreichen Lamellen in den Bändern südlich der Klausenpasshöhe gewählte Ausdruck Schuppenzone des Klausenpasses (R. STAUB & W. LEUPOLD, 1945) vorzuziehen. Die Grenze der Schuppenzone des Klausenpasses gegen die einzelnen Clariden-Elementen zugehörigen Tertiärschieferabfolgen ist meist nicht festzulegen. Die Hauptmasse der Gesteine der Schuppenzone bilden knorrige Schiefer unterschiedlichen Quarzgehaltes, die nach ihrem Auftreten am Hergensattel «Hergenschiefer» genannt werden. — Mit scharfer, aber verfalteter Grenze folgen über den Schiefern der Schuppenzone die höchsten subhelvetischen Elemente der Claridenkette. Da der Zusammenhang des aus verscherten und verkehrtliegenden Scherben bestehenden sogenannten «Lochseitenkalkes der Axen-Decke» mit der Axen-Decke nicht sichergestellt ist, seien diese Schubspäne nach ihren grössten Teilelementen Fiseten/Orthalden-Schuppen genannt.

IV. Über der ebenmässig gegen Nordwesten absinkenden Fläche am Nordabfall der Claridenkette, der Gleitbahn der helvetischen Hauptschubmasse, liegt die Axen-Decke, der südlich der Längstalfurche des Klausenpasses nur gerade noch die Trias zwischen der Klausenpasshöhe und der Vorfrutt angehört.

Rückblick auf bisherige Arbeiten

Finden sich auch schon in den Aufzeichnungen J. J. SCHEUCHZERS (1723: 186/200) und G. S. GRUNERS (1760: 59, 149/50) einzelne geologische Beobachtungen aus dem Claridengebiet, so haben doch erst die zahlreichen Reisen H. C. ESCHERS und seines Sohnes, ARN. ESCHERS, genügend Tatsachen für einen ersten Querschnitt durch die östliche Claridenkette ergeben (ARN. ESCHER, 1846a). Die reichhaltigen Aufzeichnungen und Skizzen dieser beiden Forscher, mit welchen die geologische Untersuchung der Glarneralpen recht eigentlich eingesetzt hat, sind nur zum kleinsten Teil veröffentlicht worden; namentlich die Tagebücher ARN. ESCHERS bilden noch heute eine Fundgrube zutreffender Beschreibungen. Nachdem bereits H. C. ESCHER (1809: 344/45) die grossartige «Lagerungsstörung» in den Glarneralpen erkannt hatte, ist ARN. ESCHER (1841: 61; 1846b: 437) zur Auffassung gelangt, die Verrucanomassen müssten als «Folge einer colossalen Ueberschiebung» auf die darunterliegenden Flyschschiefer gelangt sein (cf. R. STAUB, 1954: 128/40).

Während langer Jahre ist die Claridengruppe in den geologischen Untersuchungen nur gerade

noch beiläufig als nach Norden abtauchende Fortsetzung der Sedimentzone des Tödi erwähnt worden; einzig die Malmfalte am Griesstock bildete einen wichtigen Punkt in ALB. HEIMS (1878: 170/73) Beweisführung der «Glarner Doppelfalte». Nachdem aber M. BERTRAND (1884) und M. LUGEON (1902) gezeigt hatten, dass in den Glarneralpen nur eine, nordgerichtete Überschiebung vorliege, schien gerade die Malmumbiegung am Griesstock reichlich rätselhaft (M. LUGEON, 1902: 777; ALB. HEIM in M. LUGEON, 1902: 824). Erst als J. OBERHOLZER den Nummulitenkalk zwischen dem sogenannten «Lochseitenkalk der Axen-Decke» und dem Malmkalk der Balmwand, d. h. Tertiär im Kern der vermeintlichen «Nordfalte», gefunden hatte, konnte ALB. HEIM (1906: 407/23) die Serie des Griesstockes als eine von ihrer Wurzel abgerissene und völlig von Tertiär umschlossene Decke deuten, die sich ostwärts durch den Wängiswald bis in die Fruttberge verfolgen lasse. Als südliche Fortsetzung der Malmkalke der Fruttberge hat ALB. HEIM (1906: 422) die Malm/Kreide-Serie des Chamerstock-Ostabfalls angesehen; mit der Griesstock-Decke hat er auch den vom Chammliberg in die Nordflanke des Clariden hinüberziehenden Malm und die im obersten Teil des Chammligrates darunterliegende Kreide in Zusammenhang gebracht (ALB. HEIM, 1906: 424, 429), die W. STAUB (1911a: 64/67) im Anschluss an neue Untersuchungen mit der Dogger/Malm-Antiklinale des Chammlistockes zusammen als «Kammlistock-Decke» ausgeschieden hat. Das tiefste der von ARN. HEIM (1905) in der Glarner Schubmasse unterschiedenen Elemente, die Glarner-Decke des Schiltgebietes, glaubte J. OBERHOLZER (1908; 1919: 87, 94) in den geringmächtigen Serien am Fusse des Glärnisch und in der Wandstufe unter dem Nussbüel wiederzuerkennen. Die Jura/Kreide-Falten der östlichen Claridenkette hat J. OBERHOLZER (1908: 531/35) mehrheitlich noch für höhere autochthone Abspaltungen gehalten, wenn er auch bereits in Erwägung gezogen hat, ob nicht die Gipfelkappe des Chamerstockes der Griesstock- oder der Glarner-Decke angehören könnte. Auf Grund eingehender Untersuchungen ist dann P. v. SCHUMACHER (1928) zur Ansicht gekommen, am Aufbau der Claridenkette seien ausser Elementen der nordhelvetischen Glarner-Decke auch solche der für mittelhelvetisch gehaltenen «Kammlistock-Decke» (cf. S. 191, 196, 200) beteiligt. Diese Meinung hat auch J. OBERHOLZER (1933) in seinem umfassenden Werk über die Glarneralpen vertreten.

Photogeologische Untersuchungen im St. Galler Oberland und im Glarnerland haben R. HELBLING (1938) zu neuen deckenmechanischen Anschauungen und zu einer neuen Gliederung der Glarner Decken geführt. Der «Glarner Schubmasse» hat R. HELBLING (1938: 76) die unter dem scharfen Schnitt der «helvetischen Hauptüberschiebung» gelegenen «parautochthonen» Elemente gegenübergestellt[2]. Er ist damit zu einer Aufteilung der bisher der «Glarner-Decke» zugerechneten Einheiten gelangt und hat die parautochthonen «Saasberg-Schuppen» von der «Schilt-Decke», dem ursprünglichen Stirnelement der «Verrucano-Decke», abgetrennt (R. HELBLING, 1938: 101, 117). R. HELBLING hat auch wiederum auf die seit A. ROTHPLETZ (1898) wiederholt in Erwägung gezogene teilweise gegen Nordwesten gerichtete Bewegung der Glarner Schubmasse hingewiesen. Den auffälligen strukturellen Unterschied der beiden Seiten des hinteren Linthtales hatte A. ROTHPLETZ mit verschiedenen Schubrichtungen und quer zum Alpenstreichen verlaufenden Verwerfungen zu erklären versucht. P. ARBENZ (1913) hat die Interferenzerscheinungen zwischen dem westlichen, normalhelvetisch streichenden und dem östlichen, ostalpin verlaufenden Deckenbogen beschrieben. Erneut ist R. STAUB (1954, 1961) auf die Verschiedenheit des Baustils der helvetischen Decken beidseits der Linth eingetreten und hat dafür vor allem zwei bedeutsame Ursachen angeführt: infolge alter, bereits im Perm vorgezeichneter Brüche findet sich in den Decken westlich der Linth meist kein Verrucano mehr; zudem sind die Deckenbewegungen durch das spätalpin aufsteigende Aarmassiv im Westen weit stärker abgebremst worden als im Osten. Im Gegensatz zu P. v. SCHUMACHER (1928) und W. BRÜCKNER (1943) hat R. STAUB (1954: 89/90) die Kammlistock-Decke wieder zu den parautochthonen Einheiten gezählt und sie mit der Griesstock-Decke zu einer «Clariden-Decke» zusammengefasst.

[2] Der von ARN. HEIM (1910b: 19 Anm.) für «tiefere Decken als die Glarnerdecke» eingeführte Ausdruck parautochthon ist trotz der Feststellungen von P. ARBENZ (1934: 97 Anm. 1) und R. HELBLING (1938: 76), dass mit dieser Bezeichnung keinerlei Aussagen über Wurzelgebiet und Fazieszugehörigkeit verbunden werden sollten, im Laufe der Zeit immer mehr für die nur wenig aus ihrem ursprünglichen Verbande losgerissenen Schuppen des Aarmassivmantels verwendet worden. Es empfiehlt sich daher, die unter der «helvetischen Hauptüberschiebung» gelegenen Einheiten als subhelvetische Elemente zu bezeichnen (cf. Anm. 1 S. 10).

Schon bevor der Deckenbau der Glarneralpen erkannt worden war, haben die Untersuchungen der Unterlage der Glarner Schubmasse, des sogenannten «Glarner Flysches», eingesetzt. In den unter dem Verrucano der helvetischen Hauptschubmasse liegenden, zunächst der paläozoischen Grauwacken-Formation zugeordneten (L. v. BUCH, 1809), später wegen der vermeintlich stratigraphisch darin eingeschalteten Nummulitenkalkbänke für Eozän gehaltenen (R. I. MURCHISON, 1849: 198) Flysch- und Schiefermassen hat A. ROTHPLETZ (1898) die mit den oligozänen Dachschiefern (A. WETTSTEIN, 1887: 101) verbundenen Sandsteine den älteren Schiefern mit Nummulitenbänken gegenübergestellt; durch eine einfache Synklinalumbiegung sollten die gefalteten Nummulitenschichten des Blattengrates mit den autochthonen Nummulitenbildungen in Verbindung stehen. Noch stets der Meinung, der «Glarner Flysch» stelle einen stratigraphisch einheitlichen, dem autochthonen Sedimentmantel zugehörigen Schichtstapel dar, hat ARN. HEIM (1908b: 73/86) eine Aufgliederung der Flysch- und Schiefermassen des hinteren Glarnerlandes in einzelne Stockwerke vorgenommen. Recht bald hat sich ergeben, dass die höheren Stockwerke des «Glarner Flysches» nicht Serien einer einheitlichen Schichtreihe, sondern selbständige, in sich wiederum verschuppte tektonische Einheiten darstellen, die aus weit südlicher gelegenen Gebieten stammen müssen.

Vielerorts haben erst Untersuchungen der Mikrofauna eine Abgrenzung der einzelnen Flyschstockwerke gegeneinander erlaubt. Sie haben auch den Nachweis erbracht, dass die «Blattengratschichten» weitgehend den nur wenig vom Rücken der Drusberg-Decke abgeglittenen Oberkreide/Alttertiär-Paketen der Gegend von Einsiedeln entsprechen; der bereits von ARN. ESCHER vermutete Schuppenbau des Blattengrates konnte in vollem Umfang bestätigt werden (W. BISIG, 1957; W. LEUPOLD, 1937, 1943; W. RÜEFLI, 1959; R. WEGMANN, 1961). Die als «Blattengrat-Komplex» zusammengefassten Schuppen des Blattengrates (W. LEUPOLD, 1939a: Taf. XII) und der darüberliegende «Glarner Wildflysch», den W. LEUPOLD (1943: 250/51) «Sardona-Flysch» genannt hat, sind nach den Untersuchungen von W. LEUPOLD (1943: 277/81), W. RÜEFLI (1959: 172/76) und R. WEGMANN (1961: 220/39) in einer Frühphase der helvetischen Gebirgsbildung vorgeglitten und später von den helvetischen Decken überfahren worden; sie können deshalb als frühabgeglittene Divertikel bezeichnet werden. Der unter diesen Flysch- und Schiefermassen liegende, von Taveyannaz- und Flyschsandsteinen und dazwischengeschalteten Dachschiefern aufgebaute «Sandstein/Dachschiefer-Komplex» ist lange Zeit als normalstratigraphische Fortsetzung des autochthonen Alttertiärs betrachtet worden. Schon recht früh ist aber im hinteren Glarnerland auf den stellenweise messerscharfen Kontakt der Taveyannaz-Serie zu den darunterliegenden Globigerinenschiefern hingewiesen worden (ARN. HEIM, 1908b: 84; P. BECK, 1912: 111/14). In der Hausstockgruppe hat J. OBERHOLZER (1933: 184) erkannt, dass nicht allein die Taveyannaz-Schollen gegenüber ihrer Unterlage, den Globigerinenschiefern der parautochthonen Schuppen, verschoben sind, sondern offensichtlich auch die nördlich daran anschliessenden Flyschsandsteine und Dachschiefer, da die höchste Taveyannaz-Platte gegen Norden zu unter die jüngeren Flyschmassen eintaucht. G. STYGER (1961) hat den von J. OBERHOLZER festgestellten Schollenbau der Hausstockgruppe weitgehend bestätigen können; die über dem Sedimentmantel der nördlichsten Kuppel des alpinen Zentralmassivs liegenden «nordhelvetischen» Flyschbildungen sind mit ihrer Unterlage nicht stratigraphisch verbunden, sondern — wie die höheren Stockwerke des «Glarner Flysches» — von Süden her vorgeglitten.

Bei seinem Versuch, die Glarneralpen einem in sich geschlossenen Bauplan des gesamten helvetischen Raumes einzufügen, musste R. STAUB (1954) — namentlich in nur ungenügend bekannten Gebieten — noch etliche Fragen offen halten. Vor allem schien ihm eine Neuaufnahme der Claridengruppe angezeigt (R. STAUB, 1954: 182). Die vorläufigen Ergebnisse der kurz darauf begonnenen Untersuchungen sind in einer unveröffentlichten Diplomarbeit zusammengefasst worden (F. FREY, 1958). In seiner letzten Synthese der Glarneralpen hat sich R. STAUB (1961: 297/307) nochmals eingehend mit dem Bau der Claridenkette auseinandergesetzt: er hat die Einheiten des «Clariden-Systems» als von der Front der helvetischen Schubmasse abgesplitterte und überfahrene Elemente gedeutet; die darunterliegenden Schiefer- und Flyschbildungen schienen ihm jedoch trotz der durch die neuen Untersuchungen im «Glarner Flysch» beigebrachten Ergebnisse aus einem recht nördlichen Ablagerungsraum zu stammen.

I. Die autochthon/parautochthone Unterlage

A. Stratigraphie und Lithologie

Wo beidseits des Limmernbodens Verrucano in geringer Mächtigkeit erhalten ist, folgt mit scharfer, mancherorts fast akkordanter Transgressionsfläche über den von einzelnen Konglomeratlinsen durchsetzten roten Siltschiefern der recht grobkörnige, aber geringmächtige Melsersandstein. Schon in der darüberliegenden Röti-Gruppe, einer Wechsellagerung feinsandiger und reiner Dolomite und seifig anzufühlender Tonschiefer, sind höhere Schichtabschnitte gegenüber tieferen nordwestwärts vorbewegt worden. Recht deutlich ist die disharmonische Tektonik der Sedimentbedeckung der Limmern-Kuppel in der Westflanke des Limmernbodens zu sehen. Während das ältere Mesozoikum noch mehr oder weniger der Struktur der Kristallinaufwölbung folgt, sind die Malmkalke in eine weitgeschwungene, gegen Nordwesten stirnende Falte gelegt. Nur die tiefsten Horizonte der Sedimentbedeckung des nördlichen Aarmassivs sind noch wirklich autochthon; je höher wir im Schichtstapel steigen, desto stärker haben sich die einzelnen Schichtglieder von ihrer ursprünglichen Unterlage abgelöst.

Die bereits von J. OBERHOLZER (J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910 [Karte]; J. OBERHOLZER in F. WEBER, 1924a [Karte]; J. OBERHOLZER, 1933: 7/9; 1942 [Karte]) und F. WEBER (1922b [Karte]) ausgeschiedene vielfältige Folge der vorwiegend von Malmkalken aufgebauten Elemente der Tierfehd-Aufwölbung und der darüberfolgenden Limmern-Schuppen ist von E. WEBER (1947) in einem unveröffentlichten Bericht zuhanden der N.O.K. (Nordostschweizerische Kraftwerke AG, Baden) beschrieben und benannt worden. Die von E. WEBER verwendeten Bezeichnungen haben in die tabellarischen tektonischen Zusammenstellungen von H. WIDMER (1949: 85), R. STAUB (1954: Tab. zu S. 182/183) und G. STYGER (1961: 24) Eingang gefunden.

Den mächtigen Malm der autochthon/parautochthonen Einheiten des hintersten Linthtales hat H. WIDMER (1949) in der Tödigruppe lithostratigraphisch zu gliedern versucht. Kreide und Tertiär am glarnerisch/bündnerischen Grenzkamm haben ARN. HEIM (1908b, 1910a) und W. A. KELLER (1912) beschrieben. Erst in jüngster Zeit hat G. STYGER (1961) die Nummulitenbildungen des Kistenpass-Querschnittes im Zusammenhang dargestellt.

1. MALM

Bereits H. WIDMER (1949: 45/51) hat darauf hingewiesen, dass die von R. HELBLING und seinen Mitarbeitern (U. KAPPELER in R. HELBLING, 1938: 90; R. HELBLING et al., 1948) im östlichen Glarnerland und im St. Galler Oberland durchgeführte

lithologische Malmgliederung in der Tödigruppe nur noch schwer zu erkennen ist.

Im Quintnerkalk treten am Tödi mindestens drei Horizonte dünnplattiger Kalke auf, wobei nicht festzustellen ist, ob einer dieser «Plattenkalke» dem von ARN. HEIM (1916: 493: Fig. 140, 499/500, 504) zur Unterteilung des Quintnerkalkes am Walensee verwendeten Mergelband entspricht. Unmittelbar über dem obersten Plattenkalk stellen sich in der Tödigruppe Breccien ein, so dass es nicht möglich ist, einen «Oberen Quintnerkalk» gegen eine Malmbreccie abzugrenzen.

Drei Umstände erschweren eine stratigraphische Gliederung des nördlichsten helvetischen Malm und Angaben über seine Mächtigkeit ganz gewaltig: die Druckschieferung, die Fliesstektonik der Kalke und die strukturelle Dolomitisation.

Die auf den ersten Blick als Schichtung erscheinenden, mehr oder weniger parallel laufenden Flächen sind meist erst durch die Druckschieferung entstanden. Die Clivageflächen können petrographisch deutlich verschiedene Gesteine durchsetzen; stellenweise laufen sie aber den durch die Verwitterung herausgearbeiteten lithologischen Grenzen parallel.

Die Formen der grösseren Strukturen und die kleintektonischen Erscheinungen zeigen mit aller Deutlichkeit, dass sich die Malmkalke der Tierfehd-Aufwölbung und der Limmern-Kuppel gegenüber der tektonischen Beanspruchung nicht als starre Massen verhalten haben. Es liegt eine Fliesstektonik der Malmkalke vor[3]. Haben die Gesteine auch zeitweise unter so hohem Druck gestanden, dass Kalke zu fliessen begannen, so sind dennoch nicht sämtliche Malmgesteine plastisch verformt worden. Wo der Malm als Ganzes gestreckt worden ist, bilden fast reine Kalke homogene Lagen, während schwach siltige oder kieselige Horizonte von zahlreichen, ungefähr SW/NE-laufenden Zerrklüften durchsetzt sind (Abb. 1). Nur beinahe reine Kalke scheinen sich gegenüber einer beschränkten Beanspruchung auf Zug plastisch verhalten zu haben. An Stellen, wo die Malmkalke einer Beanspruchung auf Druck

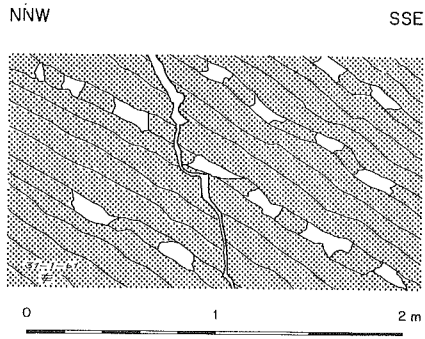


Abb. 1. Zerrklüfte in schwach siltigen Lagen im Quintnerkalk (Überleitungsstollen Durnagel m 970).

[3] Als erster hat ALB. HEIM (1878, *2*: 31/75, 91) von einer «bruchlosen Umformung spröder Gesteine» gesprochen. Namentlich Erscheinungen im «Hochgebirgskalk» haben ihn zur Annahme bewogen, Kalke verhielten sich unter hohem allseitigem Druck plastisch.

ausgesetzt gewesen sind, ist meist eine vollständige Umkristallisation eingetreten; die feinkörnigen Gesteine sind jedoch von verfalteten Calcitklüften durchzogen (Abb. 2).

Bei Aufnahmen im Malm des autochthon/parautochthonen Sedimentmantels hat sich ergeben, dass die Grenzen der dolomitischen Gesteine anderen lithologischen Grenzen nicht parallel laufen müssen, sondern schief durch Kalkserien ziehen können. Solche Dolomitkörper sind stets an Brüche oder Bruchscharen gebunden. Das Auftreten von Dolomiten an tektonischen Störungen kann als Dolomitisation struktureller Ursache oder strukturelle Dolomitisation bezeichnet werden[4].

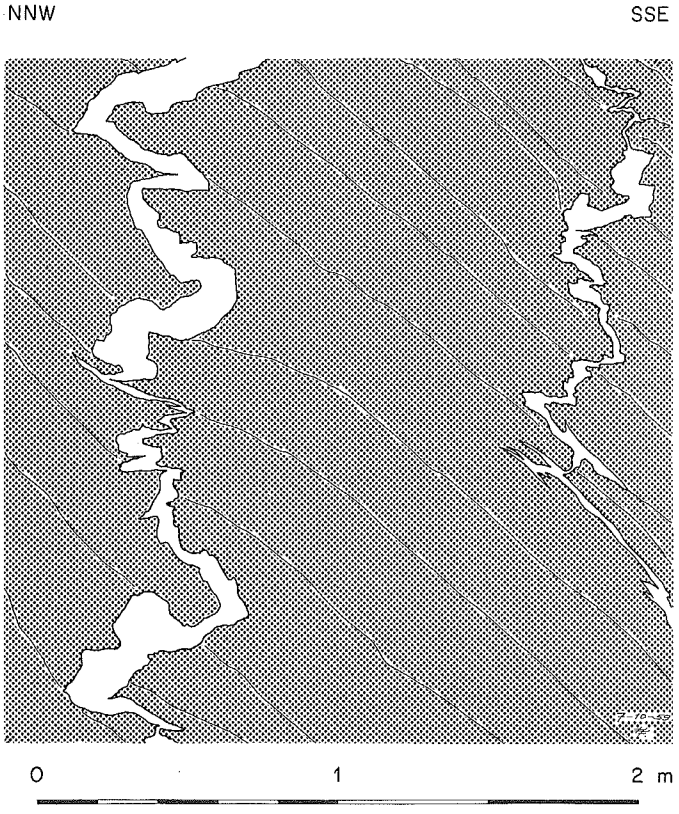


Abb. 2. Verfaltete Calcitklüfte und Druckschieferung im Quintnerkalk (Schrägschacht Limmern m 70).

a) Quintnerkalk

Hellblaugrau anwitternder Quintnerkalk bildet grösstenteils die Felsabstürze rund um das Tierfehd. Die splittrig-muschelig brechenden, inwendig blauschwarzen Gesteine

[4] Mit «accidents structuraux faillés» verknüpfte Dolomite haben Geologen des «Institut Français du Pétrole» «Dolomies épigénétiques d'origine structurale» genannt (O. DE CHARPAL et al., 1959).

sind meist recht feinkörnig. Einzelne Lagen der gut gebankten Kalkserie sind schwach feinspätig; grobe Spatkalke sind selten. Wenig häufig treten ausgesprochen körnige, schwach siltige, stellenweise etwas onkolithische Kalke auf. An einzelnen Orten sind die Gesteine von lagenweise angeordneten, rauhflächigen Kieselknauern durchsetzt.

Die rekristallisierten Kalke sind über weite Strecken fossilleer. Im Quintnerkalk der Limmern-Schuppen finden sich aber nicht selten Korallen. Der Zugangsstollen zum Limmernboden hat auf m 1550 im Quintnerkalk der Ringgental-Schuppe einen gut 20 m mächtigen Schichtabschnitt mit zahlreichen, faust- bis kopfgrossen Stöcken von *Cladophyllia* sp. [cf. *C. dichotoma parallela* (GOLDF.)] durchfahren (Koordinaten 719 315/190 545/1865)[5].

Feingeschichtete Plattenkalke bilden im Quintnerkalk zurückwitternde, 5—15 m mächtige Bänder. Die recht spröden Gesteine unterscheiden sich in ihrer petrographischen Zusammensetzung kaum von den Quintnerkalken; sie sind meist mergelfrei, mancherorts leicht siltig.

Gesteine mit auf einzelnen Schlieren angeordneten Dolomitkörnern sind in der Quintnerkalk-Serie nicht selten. Neben dolomitischen Kalken treten aber auch eigentliche Dolomite auf. Stellenweise scheinen die Begrenzungen der dunklen, sandig anzufühlenden, massigen Dolomite den übrigen lithologischen Grenzen parallel zu laufen (Unter-Baumgarten-Schuppe).

Weit häufiger als schichtparallele dolomitische Gesteine (S-Dolomite) finden sich Dolomite, deren Grenzen die lithostratigraphischen Horizonte schief durchschneiden (T-Dolomite). Am Weg von Obersand gegen die Beckenen hinauf sind Brüche, die den dunklen Quintnerkalk durchfahren, von dolomitischen Lagen mit Relikten eines schwarzen Kalkes begleitet. Helle, massige Dolomite, die bis 30 m mächtig werden können, treten auch an den gegen Nordwesten ansteigenden Scherflächen in den Talflanken zwischen dem Hinter-Chrut und dem Limmernboden auf. Die zentrale Partie dieser Dolomitlagen wird vielerorts von körnigen, sandig anzufühlenden Dolomiten gebildet. An den Scherflächen selber finden sich stellenweise pyritimprägnierte Dolomitbreccien. Einzelne Dolomitlagen sind von ankeritischen Onkoiden durchsetzt; selten führen sie etwas Quarz in Siltfraktion. Gegen aussen gehen die reinen Dolomite in feinkörnige Dolomitisationsbreccien über, die einzelne, 0.5—5 mm grosse Bruchstücke eines dunkelgrauen Kalkes führen. Mancherorts sind die dolomitischen Gesteine von den Kalken durch eine scharfe Grenze getrennt; stellenweise schaltet sich aber zwischen Dolomitisationsbreccien und dunkle Kalke eine Zone schlierig dolomitisierter Kalke ein.

Nicht überall ist die Dolomitisation an den Scherflächen so vollständig erfolgt, dass reine Dolomite gebildet worden wären. Im Aushub der Staumauer Limmernboden sind am Fuss der rechten Flanke massige, ungeschichtete Partien zutage gekommen. Im hellen, dolomitischen Gestein treten einzelne dunklere Fetzen und Schlieren auf. Die unscharf begrenzten und verfalteten «Einschlüsse» sind ebenfalls dolomitisiert, bestehen jedoch noch bis zu einem Viertel aus Calcit. Dieser Dolomit mit reliktischen Kalkfetzen gleicht auffällig gewissen Gesteinspartien, die R. HELBLING und seine Mitarbeiter (1948) als «Malmbreccie» ausgeschieden haben. Er lässt

[5] Die Bestimmung dieser Korallen verdanke ich Herrn Doz. Dr. O. F. GEYER (Stuttgart).

sich durchaus mit dem «schlierigen Kalk aus dem mittleren Teil der Malmbrecciense» (H. WIDMER, 1949: Fig. 21) vergleichen. Der von E. WEBER (in R. HELBLING et al., 1948: Blatt 2) als «Malmbreccie» betrachtete Dolomit mit reliktischen Kalkfetzen im Limmernriegel steht aber mit dem in der linken Flanke aufgeschlossenen Dolomit in Verbindung. Es ist deshalb recht wahrscheinlich, dass auch andernorts durch strukturelle Dolomitisation gebildete Gesteine mit der stratigraphisch gemeinten Bezeichnung «Malmbreccie» belegt worden sind.

Neben monomikten Dolomitisationsbreccien finden sich oligomikte, vielerorts ebenfalls dolomitische Breccien, die stratigraphisch in den oberen Abschnitt der Quintnerkalke eingeschaltet sind. Während die vorwiegend von Breccien aufgebaute Breccien-Serie in der südlichen Selbsanftgruppe und am Bifertenstock an die 100 m mächtig wird[6], ist ihre Bedeutung bereits in der Spitzalpelistockkette und am Vorder-Selbsanft viel geringer (H. WIDMER, 1949: 47/51). In der Chinzen-Schuppe treten Malmbreccien nur noch stellenweise auf. Am Walenbach erreichen die grobbrecciösen Gesteine lediglich eine Mächtigkeit von knapp 5 m.

b) Troskalk

Die massigen, hellen Kalke, die im nördlichen Helvetikum über dem Quintnerkalk folgen, hat ARN. ESCHER Troskalk genannt. Da auf der Alp Tros am Mürtschenstock neben eigentlichem Troskalk auch Öhrlikalk vorhanden ist, hat ARN. HEIM (1910a: 28) für den hellen, salinischen[7] Malmkalk die Bezeichnung «Korallenkalk» eingeführt. Da aber Korallen im Troskalk nicht besonders häufig sind, ist wohl die ursprüngliche Bezeichnung vorzuziehen[8].

Obwohl ARN. HEIM (1910a: 22/24) im Profil von Faschas Troskalk und darüberliegende Zementsteinschichten unterschieden hatte (cf. S. 21), hat er später (1916: 484, 492/493) die Ansicht geäussert, der «Korallenkalk» ersetze im nordhelvetischen Bereich die Zementsteinschichten. Demgegenüber hat J. OBERHOLZER (1933: 286) aus dem Auftreten von Troskalk und Zementsteinschichten in den nördlichen helvetischen Elementen geschlossen, der «Korallenkalk» entspreche dem obersten Teil des mittelhelvetischen Quintnerkalkes.

Die im nördlichsten Helvetikum als «Troskalk» ausgeschiedene, meist an die 20 m mächtige Abfolge wittert recht hell an. Die Gesteine brechen parallelepipedisch aus. Sie sind vorwiegend feinkörnig, salinisch und kantendurchscheinend. Im Bruch jedoch sind die «Troskalke» der Tierfehd-Aufwölbung, der Spitzalpelistock/Gemsistock-Kette, aber auch der Elemente des Kistenpass-Querschnittes meist bedeutend dunkler als die typischen Troskalke am Mürtschenstock oder am Schilt; sie können am besten mit dem Ausdruck «quintnerkalkfarbene Gesteine vom Troskalk-Habitus»

---

[6] Die Breccie mit Bruchstücken «von schwarzem Hochgebirgskalk» am Piz Frisal hat W. A. KELLER (1912: 2) «Troskalkbreccie» genannt.

[7] Salinisch ist ein namentlich früher häufig verwendeter Ausdruck für vorwiegend feinkörnige, rekristallisierte Kalke von fast porzellanartigem Schimmer und scherbigem Bruch.

[8] Die von W. BRÜCKNER (1937: 91) für den Troskalk vorgeschlagene Bezeichnung «heller Quintnerkalk» ist irreführend, da auch im eigentlichen, grossenteils dunklen Quintnerkalk sehr helle Gesteine auftreten können.

beschrieben werden. Vielfach bestehen diese Kalke aus einem feinen Mosaikgefüge von Calcitkörnern mit einzelnen, auf Schlieren angeordneten Dolomitrhomboedern. Stellenweise zeigen die Troskalke infolge tektonischer Beanspruchung eine lagig-fluidale bis flaserige Textur.

An einzelnen Stellen gehen die salinischen Gesteine seitlich in splittrig brechende gefleckte Kalke über (nordwestlich P. 843 des Altenorensträsschens, Schräjenbachfall, Stelli). Blauschwarze bis braungraue, haselnuss- bis faustgrosse gerundete Konturen heben sich gegenüber dem helleren Nebengestein ab; im Dünnschliff aber lassen sich zwischen den verschieden gefärbten Gesteinspartien keine Unterschiede feststellen.

Am Stelli folgen über «gefleckten Kalken» hellanwitternde, inwendig dunkle, zum Teil onkolithische Kalke, die von hellen, feinbrecciösen Schlieren und Lagen durchsetzt sind. Die helle Grundmasse der Feinbreccien ist weitgehend dolomitisiert; die 1—4 mm grossen, dunkleren Komponenten dagegen sind kalkig. In diesen Kalkrelikten finden sich zahlreiche Reste von *Clypeina jurassica* FAVRE. Durchaus vergleichbare feinbrecciöse Einschaltungen lassen sich im Troskalk der vom Wildwüestibach gegen die Baumgartenalp hinaufziehenden Gratkante feststellen. Diese feinkörnigen Troskalk-Breccien können wohl als Dolomitisationsbreccien gedeutet werden. Da aber Dolomitisationsbreccien an keinen stratigraphischen Horizont gebunden zu sein brauchen (S. 19), dürfte dem lithologischen Typus der «Troskalk-Breccie» kein Leitwert zukommen. Die in den Breccien vorhandenen Kalkalgenreste weisen lediglich darauf hin, dass das betreffende Vorkommen tithonischen Alters ist.

2. GRENZSCHICHTEN MALM/KREIDE

Im nördlichen Abschnitt der Tierfehd-Aufwölbung folgt auf den geringmächtigen Troskalk meist unmittelbar Öhrlikalk. Vielerorts deutet eine scharfe Schichtfuge diese Grenze an; stellenweise lässt sich eine schwache Winkeldiskordanz zwischen der Troskalkoberfläche und der Schichtung des Öhrlikalkes beobachten (Walenbach K. 1320). Meist bildet der Öhrlikalk mit den darunterliegenden Malmkalken eine einheitliche Wandstufe.

Westlich des Chinzenweges, im Verkehrtschenkel der Chinzen-Schuppe, schaltet sich zwischen Öhrlischichten und Troskalk ein wenige Meter mächtiger Abschnitt von Plattenkalken und Kalkschiefern ein, der die unmittelbare lithologische Fortsetzung der hangenden Malmkalke bildet.

Über den tertiären Schiefern der Wasserfälle der Mäderen- und der Chnürus (Abb. 4) folgt eine 20—25 m mächtige Serie grobgebankter, hellanwitternder Kalke, die von einzelnen, 4—40 cm dicken Lagen scherbig brechender Kalkschiefer mit glänzenden Schieferungsflächen durchzogen ist. Die im Bruche dunklen Kalke führen in einem feinkörnigen Mosaikgefüge von Calcit pigmentierte Kalkfetzen und einzelne Tonhäute; Dolomitkörner sind auf Schlieren beschränkt.

Die plattig-schiefrigen Kalke westlich des Chinzenweges und die Kalk/Schiefer-Wechselfolge der Mäderenrus sind recht gut mit der in den parautochthonen Elementen am glarnerisch/bündnerischen Grenzkamm aus dem obersten, geplatteten

Troskalk hervorgehenden, 6—30 m mächtigen Abfolge dichter bis salinischer, stellenweise sericitisierter Kalkschiefer und Kalke «vom Typus des streifigen Korallenkalkes und des blauschwarzen Quintnerkalkes» (R. TRÜMPY, 1944; H. WIDMER, 1949: 53/55; L. WYSSLING, 1950: 104/115) zu vergleichen. Die am Weg von Faschas nach Zanin über dem Troskalk folgenden «mergeligen Kalkschiefer» mit «Kalkbänken vom Typus des Quintnerkalkes» hat aber ARN. HEIM (1910a: 24) als «Zementsteinschichten» ausgeschieden und dem tieferen Teil der «Balfriesschiefer» am Walensee gleichgesetzt (cf. ARN. HEIM, 1907a: 63; 1907b: 12; 1916: 489/490).

Nachdem ARN. HEIM die sozusagen mergelfreie Kalk/Schiefer-Serie des Faschas-Profiles den Zementsteinschichten am Walensee gleichgesetzt hatte, sind im nordhelvetischen Bereich verschiedenenorts gutgebankte bis dünnplattige, zuweilen etwas mergelige Kalke von 20—60 m Mächtigkeit als «Zementsteinschichten» betrachtet worden. J. OBERHOLZER (1933: 277/278) hat jedoch deutlich festgehalten, die autochthonen «Zementsteinschichten» seien sehr kalkig ausgebildet und führten ihre Bezeichnung eigentlich zu Unrecht. Abgesehen von der Mergelfazies der Ablagerungen der Jura/Kreide-Grenze in der Kaminspitz-Falte treten erstmals in der Tschepp-Decke grobschiefrige Mergellagen auf; das geringmächtige Schichtglied zwischen Troskalk und Öhrlikalk ist jedoch bis in den Nordabschnitt der Mürtschen-Decke vorwiegend kalkig ausgebildet (J. OBERHOLZER, 1933: 279, 286). Erst weiter süd- und ostwärts stellt sich die Mergelfazies der eigentlichen Zementsteinschichten ein.

Auf Grund von Characeen-Resten hat W. BRÜCKNER (1937: 94/96; W. BRÜCKNER & J. v. PIA, 1935) die «Zementsteinschichten» genannten, mitunter von spärlichen Tonhäuten durchzogenen, plattigen Kalke der nordhelvetischen Einheiten des Schächentales teilweise noch als obersten Malm betrachtet; er hat die Jura/Kreide-Grenze in den unteren Teil der «Zementsteinschichten» gelegt, da die Süsswasseralgen möglicherweise die Purbeck-Regression andeuten könnten. In den Grenzschichten der Titliskette hat W. MAYNC (1938: 54) «kein einziges spezifisch kretazisches Fossil» auffinden können und die recht verschiedenartig ausgebildeten Grenzschichten vollumfänglich als oberstes Portlandian betrachtet (cf. S. 146).

Durch die von ARN. HEIM vorgenommene Übertragung des Begriffes «Zementsteinschichten» von der vorwiegend mergelig ausgebildeten Schichtfolge am Walensee auf die Kalkschiefer und Kalke des nordhelvetischen Raumes sind zwei faziell, möglicherweise aber auch altersmässig durchaus verschiedene Serien als «Zementsteinschichten» bezeichnet worden. Die Kalk/Schiefer-Serien der parautochthonen Elemente gehen aus dem darunterliegenden, geplatteten Troskalk hervor. Eine auf Kreide hinweisende Fauna ist nicht festzustellen[9]. Demgegenüber ist für die Kalk/Mergel-Wechsellagerungen an der Jura/Kreide-Grenze der Axen-Decke der Zentralschweiz (M. GERBER, 1930: 545/546; E. ROD, 1937: 34/35), der Forrenstock-Scholle (C. SCHINDLER, 1959: 34) und der südlichen Axen-Decke der westlichen Glarner-

[9] Möglicherweise wird einmal die von H. WIDMER (1949: 57) aufgefundene, aber nicht näher untersuchte Fossilbank am Bündner-Tödi einige Anhaltspunkte liefern. Die in der Griesstock-Decke (W. BRÜCKNER & J. v. PIA, 1935) und in der Titliskette (W. MAYNC, 1938: 57) vorhandenen Charophyten-Reste könnten wohl darauf hindeuten, dass die Grenzschichten des autochthon/parautochthonen Abschnittes wenigstens teilweise als Purbeck-Äquivalente und somit noch als Malm betrachtet werden dürfen.

alpen (R. HANTKE, 1960: 551) mit Ausnahme der alleruntersten paar Meter Kreidealter nachgewiesen worden, so dass die Jura/Kreide-Grenze in diesen Gebieten — wie auch in den subalpinen Ketten — wohl mit dem Einsetzen der Kalk/Mergel-Wechsellagerung zusammenfällt (R. HANTKE, 1960: 552).

Während sich an der Basis der mittelhelvetischen, höchstwahrscheinlich in ihrem ganzen Umfang der Kreide zuzurechnenden Zementsteinschichten eine scharfe Faziesgrenze vorfindet, leitet in den nördlichen Elementen der in seinem obersten Abschnitt geplattete Troskalk in eine Kalk/Schiefer-Wechsellagerung über. Davon durch eine scharfe lithologische Fuge getrennt, setzen die Öhrlischichten in den parautochthonen Schuppen östlich des Kistenpasses mit geringmächtigen Öhrlimergeln ein (R. TRÜMPY, 1944; L. WYSSLING, 1950: 110). Im Faschas-Profil hat ARN. HEIM (1910a: 24, 37) unmittelbar über der ostwärts nach Zanin führenden Wegspur eine 50—80 cm mächtige, gelb anwitternde, «rötidolomitähnliche» Bank eines splittrig-muschelig brechenden Kalkes, die gegen oben und unten scharf begrenzt ist, als noch allein verbleibendes Glied der Öhrlimergel gedeutet. Er hat aber bereits festgestellt, dass die darunterliegende, von ihm noch den «Zementsteinschichten» zugezählte Kalkbank «schwarzblau und ockergelb fleckig» ist. Der von Tonhäuten durchzogene, 20—50 cm mächtige, schiefrig zerfallende Kalk wird stellenweise feinbrecciös bis mikrokonglomeratisch und entspricht lithologisch auffallend den mikrokonglomeratischen Lagen der Öhrlischichten unter dem Butzichopf (Grundchopf-Scholle) und in der Stichplatten-Scholle (S. 146). Die darüberfolgende, hellgelb anwitternde, schwach dolomitische Kalkbank am Fuss der grobgebankten Öhrlikalkfluh dürfte der über den 1—2 m mächtigen braunen Mergelkalken (Öhrlimergel) am Muttenchopf (ARN. HEIM, 1910a: 27) von L. WYSSLING (1950: 118) aufgefundenen gelben Kalkbank entsprechen. Über einer ungefähr 5 m mächtigen Folge von Mergelschiefern und Mergelkalken stellt sich in der Cavorgia-Schuppe an der Basis des Öhrlikalkes eine ebenfalls rötidolomitartig anwitternde Bank ein (R. TRÜMPY, 1944), die mancherorts nahezu rein dolomitisch ist (Cavirolas).

*

Das gegenseitige Verhältnis der mittelhelvetischen Zementsteinschichten und der unter den Öhrlischichten des autochthon/parautochthonen Abschnittes liegenden Kalk/Schiefer-Wechsellagerung ist noch nicht genügend untersucht. Der Annahme, im nordhelvetischen Gebiet sei die Jura/Kreide-Grenze möglicherweise bereits im massigen Kalk unter der Kalk/Schiefer-Wechsellagerung zu ziehen (M. GERBER, 1930: 546; C. SCHINDLER, 1959: 37, Taf. VIII; L. WYSSLING, 1950: 117), widerspricht offensichtlich der immer wieder feststellbare scharfe lithologische Schnitt zwischen der aus Kalkschiefern und troskalk- bis quintnerkalkartigen Gesteinen bestehenden Wechsellagerung und den geringmächtigen mergeligen Kalken an der Basis des Öhrlikalkes.

3. KREIDE

Am Bifertenstock ist die kretazische Schichtreihe bis zum Seewerkalk erhalten. Je weiter wir vom glarnerisch/bündnerischen Grenzkamm gegen Norden kommen,

desto tiefer hat die vor- oder frühtertiäre Abtragung im Sedimentstapel gegriffen. Über dem Troskalk der Unter-Baumgarten-Schuppe und der Tierfehd-Aufwölbung folgt meist nur noch das allertiefste kretazische Schichtglied, der Öhrlikalk. Lediglich an einigen Stellen finden sich im nördlichsten autochthonen Abschnitt noch jüngere kretazische Gesteine.

a) Öhrlischichten

In der Hoh-Faulen-Decke (W. BRÜCKNER, 1937: 94) und in den parautochthonen Elementen östlich des Kistenpasses (R. TRÜMPY, 1944; L. WYSSLING, 1950: 110) sind geringmächtige «Untere Öhrlimergel» festzustellen. Im nordwestlichen autochthon/parautochthonen Abschnitt (Zuetribistock) hat H. WIDMER (1949: 55/56) eine nur stellenweise auftretende, mergelige Kalkbank an der Basis der Öhrlischichten als wahrscheinliches Äquivalent der Öhrlimergel betrachtet.

Wo in den frontalen Partien der Tierfehd-Aufwölbung und der darüberfolgenden Schuppen noch Öhrlikalk erhalten ist, erreichen die hellgelb bis braungrau anwitternden, meist massigen, zuweilen geplatteten Kalke eine Mächtigkeit von 6—10 m. Sie sind im Bruche meist recht dunkel; lediglich die obersten Kalkbänke sind etwas heller und laufen auf den Schichtflächen braungrau an.

Die ungeregelte, massige Feintextur der vorwiegend onkolithischen Öhrlikalke ist durch die tektonische Beanspruchung meist in ein schlierig-flatschiges Gefüge umgewandelt worden. In einem wasserklar kristallisierten Calcit-Zement sind 0.1—0.3 mm grosse Onkoide angeordnet, die das Gestein bis zu 70% aufbauen können. Sie sind stellenweise stark ausgewalzt; ihre Länge kann das Fünffache ihrer Breite übertreffen. Vielfach sind sie von einem Calcitsaum umgeben. Quarz tritt meist in nur unbedeutenden Mengen auf. In den feinonkolithischen Öhrlikalken an der Wasserfassung des Walenbaches (K. 1310) sind neben einzelnen Ankeritrhomboedern auch Kalkalgenreste (*Clypeina* cf. *inopinata* FAVRE) zu erkennen.

Auf typischen Öhrlikalk-Onkolithen stehen die Hütten von Unter-Baumgarten; gleichartige Gesteine sind auch in der Geissberg-Schuppe zu finden. Grobkörniger ist der Öhrlikalk der Muttseeplateau-Schuppe, wo die Onkoide bis gut mm-gross werden können.

In den höheren parautochthonen Elementen (Bifertenstock, Spitzalpelistock/Zuetribistock-Kette) ist der meist massige Öhrlikalk eher schwach onkolithisch, führt jedoch regelmässig grobe Spattäfelchen, die auf den rauhen Schichtflächen recht gut sichtbar sind. In den grobkörnigen, stellenweise nahezu mikrobrecciösen Gesteinen tritt ausnahmsweise reichlich Quarz in Feinsandfraktion auf (südlich der Brunnstube der Claridenhütte, Abb. 6).

In der gegen das Gemsalpeli hin abfallenden Felsstufe südöstlich des Altenorenstockes ist der gut 20 m mächtige Öhrlikalk durch ein 2—5 m dickes, zurückwitterndes Band zweigeteilt (Abb. 3: Profil 4). Eine durchaus vergleichbare Einschaltung schiefriger, leicht siltig-spätiger Kalke findet sich auch in den Öhrlischichten des Verkehrtschenkels der Chinzen-Schuppe (Wandfuss östlich unter P. 1447.3). Den entsprechenden Abschnitt der Öhrlischichten in der oberen Frisallücke und am Zuetribistock hat H. WIDMER (1949: 53/56) als «(Obere) Öhrlimergel» ausgeschieden.

Von der grobplattigen, partienweise stark dolomitisierten Hauptmasse des Öhrlikalkes durch eine scharfe Fuge getrennt folgt unter der Wegkehre K. 1030 des Altenorensträsschens und über der tieferen Öhrlikalkfluh im Ghölzwald (Abb. 4) eine 10 bis 60 cm mächtige Bank eines hellanwitternden, plattigen bis grobschiefrigen, inwendig blauschwarzen Kalkes, der splittrig-muschelig bricht und von feinsiltigen Schnüren durchzogen ist. Seine Schichtflächen laufen braungrau an. Die kalkige Grundmasse ist sehr fein kristallisiert und nur selten von Quarz in Siltfraktion durchsetzt. Rekristallisierte Crinoidenfragmente, verwalzte Schalentrümmer und stark gestreckte Onkoide sind in feinen Laminae angeordnet. Auf Schlieren finden sich Ankerit und Dolomit. Ähnliche Gesteine mit *Trocholina alpina* (LEUPOLD) folgen in der kleinen Lichtung am Fuss der vom Wildwüestibach gegen Südwesten hin absteigenden Fluh östlich über dem nach Baumgarten führenden Weg unter dem verkehrtliegenden Öhrlikalk der Geissberg-Schuppe (Koordinaten 718 210/192 260/1440).

Die in den nördlichsten Elementen nur stellenweise vorhandene oberste Öhrlikalkbank ist mikrolithologisch völlig einzelnen Partien des Öhrlikalkes im Ladral vergleichbar, wo sich zwischen onkolithische und feinkörnige Gesteine stark verwalzte, onkolithische bis schwach spergenitische Kalke mit wasserklar rekristallisierter Grundmasse, einzelnen Ankerit- und Dolomitrhomboedern und Echinodermenfragmenten einschalten.

Recht auffällig hat die Dolomitisation das Aussehen des Öhrlikalkes der tiefsten tektonischen Elemente verändert. Vielerorts führen die stärker oder schwächer onkolithischen Kalke einzelne, auf Schlieren angeordnete Dolomitrhomboeder. Ist der Öhrlikalk jedoch weitgehend dolomitisiert, so ist er im Bruche sehr hell und meist deutlich feinbrecciös.

Die Dolomitisation hat den Öhrlikalk in recht unterschiedlichem Ausmass erfasst. Im Abschnitt zwischen Rämselenrus und Stegerus ist der Öhrlikalk fast in seiner ganzen Mächtigkeit dolomitisiert. Bei der über den Bodenbach führenden Brücke (Koordinaten 718 885/194 915/1050) an der rechten Flanke des Linthtales jedoch finden sich in den von limonitischen Schlieren durchzogenen, feinspergenitischen bis schwach onkolithischen, partienweise aber ausgeprägt oolithisch/onkolithischen, kaum dolomitischen Öhrlikalken nur einzelne geringmächtige Lagen eines feinkörnigen Dolomites.

Unmittelbar unter dem transgressiven Tertiär zeigt der grobspätige Öhrlikalk in den Platten an der Wegspur von der Claridenhütte zum Claridenfirn einen rötlichen Anflug. Am Weg von der Claridenhütte zur Beckilücke haben eisenhaltige Lösungen das Gestein stellenweise bis mehr als metertief regelrecht rot gefärbt (Koordinaten 714 080/190 630/2480).

b) Valanginian

Im mittelhelvetischen Raume kann die dem Valanginian zugerechnete Schichtfolge in die tieferen Valanginianmergel und die darüberliegenden Valanginiankalke aufgeteilt werden. Als Äquivalente der Valanginianmergel sind in den nördlichen helvetischen Elementen im Taminatal (K. TOLWINSKI, 1910: 347), in der Hoh-Faulen-Decke und am Griesstock (W. BRÜCKNER, 1937: 100) sowie am glarnerisch/bündneri-

schen Grenzkamm (R. TRÜMPY, 1944; L. WYSSLING, 1950: 120) geplattete, hellanwitternde, stellenweise etwas knorrig gebankte, schwach onkolithische Kalke ausgeschieden worden, die gegen den hangenden Crinoidencalcarenit und den liegenden onkolithischen Kalk hin scharf begrenzt sind. Durchaus vergleichbare Gesteine der Ober-Baumgarten-Schuppe hat J. OBERHOLZER (1933: 289, Taf. 26: Fig. 5) als oberste Partie des Öhrlikalkes betrachtet.

Eine dieser geringmächtigen, nur 2.5—4 m dicken Serie entsprechende Stellung nehmen im Faschas-Profil 1.5—2 m mächtige, hellanwitternde, im Bruche blauschwarze, dünnplattige Kalke ein, die ARN. HEIM (1910a: 24) und L. WYSSLING (1950: 101) noch zum Öhrlikalk geschlagen haben. Den plattigen Kalken im Faschas-Profil sind die ebenflächig geplatteten Kalke zu vergleichen, die am Südostabfall des Altenorenstockes das zurückwitternde Band zwischen Öhrlikalk und Valanginiankalk bilden (Abb. 3: Profil 4). Die Mächtigkeit der hellanwitternden, zuweilen gelblich anlaufenden, im Bruche dunklen, feinspätigen, schwach onkolithischen und etwas siltigen Kalke übersteigt selten 5 m. Auch in der oberen Frisallücke schalten sich zwischen Öhrlikalk und Crinoidencalcarenit wenige Meter dunkler, schwach mergelig-siltiger, feinplattiger Kalke ein (H. WIDMER, 1949: 54).

Weit besser als mit den mittelhelvetischen Valanginianmergeln können die schiefrigen Gesteine im Liegenden des Valanginiankalkes der autochthon/parautochthonen Elemente mit den plattigen Kalken des tiefsten Abschnittes des Valanginiankalkes der Clariden-Elemente verglichen werden (S. 148/149).

*

Der Valanginiankalk der autochthon/parautochthonen Schuppen ist einer raschen Faziesveränderung unterworfen. Der im Nordabschnitt des Untersuchungsgebietes nur in einzelnen, 6—8 m mächtig werdenden Relikten erhaltene, hellanwitternde, massige Kalk ist feinkörnig, kaum siltig und führt einzelne, mitunter recht grobe Echinodermenbruchstücke (Reitimatt, Bocklaui, Bodenbach). Gegen Süden nimmt die Bedeutung der Crinoidenfragmente zu; die Valanginiankalke über der Aarmassivkuppel sind Crinoidencalcarenite. Bereits in der Geissberg- und in der Ober-Baumgarten-Schuppe sind sie deutlich siltig und führen verkieselte Fossilsteinkerne kleiner Gastropoden und Lamellibranchier.

Hellanwitternde, 12—15 m hohe Wandstufen baut der schwach siltige, grobkörnige, im Bruche hellgraue bis blaugraue Crinoidencalcarenit in der Muttseeplateau-Schuppe und am Altenorenstock auf. Der massige, teilweise schlecht gebankte Kalk ist lokal tief verschrattet. In der schwach schlierigen, zuweilen etwas verwalzten, partienweise wasserklar kristallisierten Kalkmatrix finden sich meist 1—2 mm, max. 3.5 mm grosse Echinodermentrümmer (25—60%), die vielfach von einem dünnen Calcitsaum umgeben sind. Vereinzelt treten auch stark pigmentierte Onkoide und Bryozoenreste auf. Quarz ist selten. Zuweilen durchziehen Schlieren ankeritischen Dolomites das Gestein. In seinem tiefsten Abschnitt ist der Valanginiankalk am Altenorenstock unregelmässig geplattet; er ist inwendig recht dunkel und etwas onkolithisch.

*

Koordinaten der Fusspunkte der Profile

1	Reitimatt	717 530/194 870/ 900
2	Bodenbach	718 940/194 840/1080
3	südlich der Claridenhütte	714 155/190 825/2440
4	Südostabfall des Altenorenstockes	714 800/190 860/2310
5	Ober-Gemsalpeli	714 400/190 605/2410
6	Weg zur Beckilücke	714 045/190 660/2475

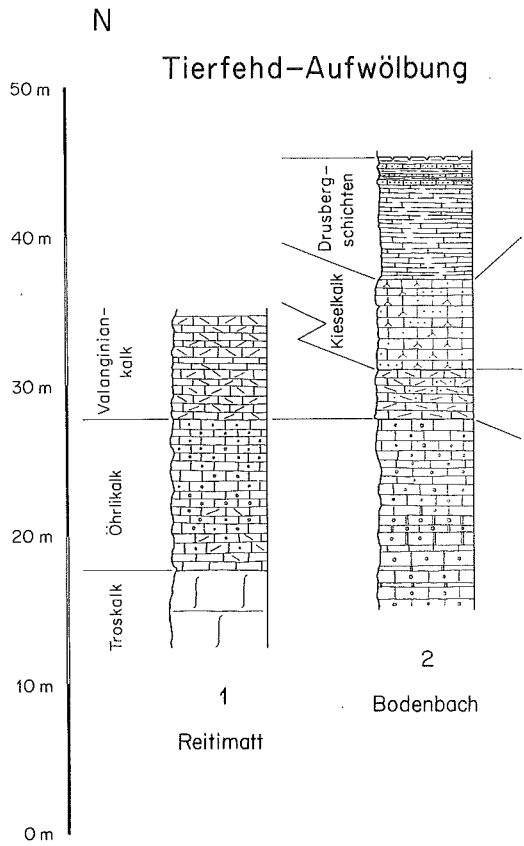
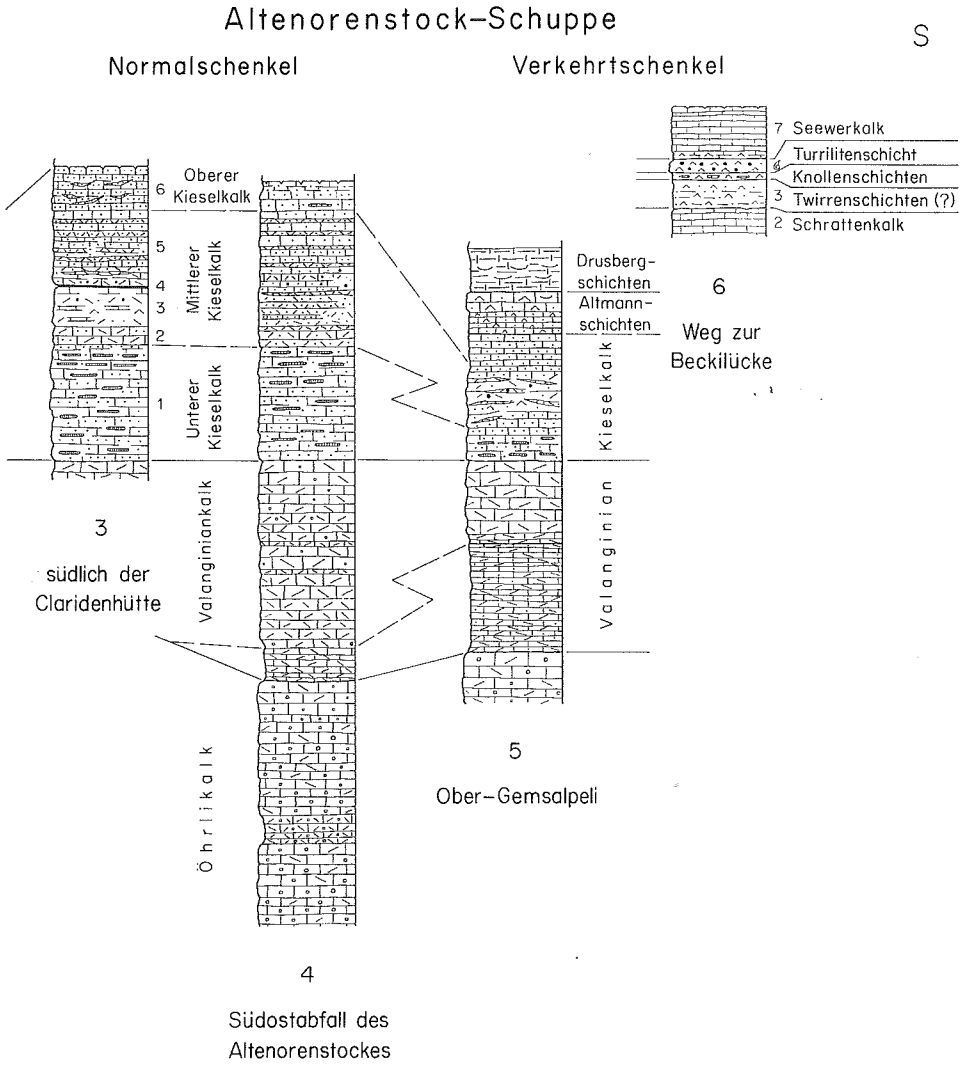


Abb. 3. Ausgewählte stratigraphische Detailprofile durch die Kreide der autochthon/parautochthonen Elemente auf der Westseite des hintersten Linthtales.

Den nördlichsten ihm bekannten Valanginiankalk hat J. OBERHOLZER (1933: 300, Taf. 26: Fig. 5) von der Kante der Terrasse von Ober-Baumgarten als «eine 3—4 m mächtige Bank von blaugrauem, sehr grobspätigem Kalk» beschrieben, «dessen bräunliche Anwitterungsfläche von vielen vorragenden Quarzkörnern und verkieselten Fossiltrümmern rauh ist» und der «nach oben in ein schiefriges Gestein von Kieselkalktypus» übergeht. Ähnliche sandige Gesteine, deren lithologischer Habitus von den nur schwach siltigen Valanginiankalken des autochthon/parautochthonen Abschnittes stark abweicht, lassen sich auch in der Vorder-Chrut-Schuppe feststellen (Chalchtrittli K. 2090).

In den höheren parautochthonen Elementen beschreibt L. WYSSLING (1950: 102,



107, 114) als oberen Abschluss des «Valanginien s. str.» eine 1—6 m mächtige, grobkörnige, stellenweise (Flimserstein) sandige Echinodermenbreccie, die aus dem darunterliegenden Spatkalk hervorgeht. Während ARN. HEIM (1910a: 24) im Faschas-Profil einen Übergang dieser Echinodermenbreccie in den von ihm ebenfalls noch zum Valanginian gezählten knolligen Sandknauerkalk glaubte feststellen zu können, hat L. WYSSLING (1950: 107, 114) in der Val Gronda und am Flimserstein an der Basis des Kieselkalkes einen geringmächtigen phosphoritischen Aufarbeitungshorizont mit verkieselten Schlieren und nuss- bis faustgrossen Spatkalkbrocken festgestellt. In der Felsflanke westlich von Faschas folgt über dem massigen, hellen Valanginiankalk mit scharfer Grenze ein 2—2.2 m mächtiger, feingebankter, hellbraungrau

und rauhflächig anwitternder, grobkörniger, sandiger Crinoidencalcarenit, der durch eine scharfe Schichtfuge vom darüberliegenden zähen Sandkalk geschieden ist. Völlig entsprechende Verhältnisse hat R. TRÜMPY (1944) in der Cavorgia de Vuorz vorgefunden. Er hat den grobkörnigen Crinoidencalcarenit als Vertreter der Pygurusschichten angesehen. Zur gleichen Auffassung war ARN. HEIM (1916: 424) in der Gegend von Vättis gelangt.

Dem gegenüber hat W. BRÜCKNER (1937: 105/107) im Griesstockgebiet den erst über den «krustigen Bildungen an der Oberfläche des Valanginienkalkes» (=«Gemsmättlischicht») folgenden «braunen Sandkalk» als Äquivalent der Pygurusschichten betrachtet. Weil aber an keiner Stelle alle drei von ARN. HEIM (1916: 410/412, 415/427) in den Valanginian/Hauterivian-Grenzschichten unterschiedenen Horizonte (von unten nach oben: Gemsmättlischicht, Pygurusschichten, Rahbergschicht) beobachtet werden können, die Pygurusschichten jedoch ein seitliches Äquivalent der zentralschweizerischen Gemsmättlischicht darstellen dürften (R. HANTKE, 1958: Artikel «Gemsmättlischicht»), ist die von W. BRÜCKNER vorgenommene Gleichsetzung wahrscheinlich zu überprüfen. Da die krustigen Bildungen im Hangenden der Crinoidencalcarenite unmittelbar in die knauerigen Feinsandkalke der Kieselkalk-Gruppe überleiten (L. WYSSLING, 1950: 121), darf wohl der gegen unten und oben scharf begrenzte, grobkörnige, sandige Crinoidencalcarenit am glarnerisch/bündnerischen Grenzkamm als Vertreter der Pygurusschichten gedeutet werden.

c) Kieselkalk

Der am Nordabfall der Tierfehd-Aufwölbung nur gerade im Bodenbach aufgefundene Kieselkalk ist 4—6 m mächtig. Der gelbbraun bis rostigbraun anwitternde, inwendig blauschwarze, feinsandige bis siltige, nesterweise kieselige Kalk ist lithologisch dem tiefsten Abschnitt des Kieselkalkes der Muttseeplateau-Schuppe und des Altenorenstockes zu vergleichen.

Recht gut lässt sich die 15—20 m mächtige Kieselkalk-Abfolge der Altenorenstock-Schuppe gliedern.

Profil durch den Kieselkalk der Altenorenstock-Schuppe am Buckel südlich der Claridenhütte (Abb. 3: Profil 3)

[Koordinaten: (6) 714 125/190 855/2450; (1) 714 145/190 825/2440]

Heller, zuweilen schwach anrostender Tertiärquarzit. — Scharfe Grenze.

(6) 2.5—4.2 m Oberer Kieselkalk: hellgrau bis braungrau anwitternder, rauhflächiger, zäher, klingelnd-splittrig brechender, inwendig blaugrauer, siltiger bis feinsandiger, feinspätiger Kalk mit kieseligen Knauern und Grobsandschlieren. — Übergang.

Mittlerer Kieselkalk[10]:

(5) 3.8—5.6 m Oberer Sandschlierenkalk: vorwiegend grau anwitternder, schwach anrostender,

[10] Als Mittlerer Kieselkalk werden die «Schichten zwischen unterem und oberem Kieselkalk» (W. BRÜCKNER, 1937: 109/11) bezeichnet, da es nur Verwirrung stiften würde, der Anregung W. BRÜCKNERS (1947: 160/62) zu folgen und den allgemein als «Oberen Kieselkalk» ausgeschiedenen Schichtabschnitt in «Mittleren Kieselkalk» umzubenennen (cf. R. HANTKE, 1958: Artikel «Kieselkalk (des Hauterivien)»).

rauhflächiger, deutlich, gegen oben zusehends feiner gebänderter, feinsandiger, glaukonitischer Calcarenit. — Übergang.

(4) 0.02—0.05 m rostigbrauner, grobkörniger, spätiger Sandkalk mit zahlreichen phosphoritisierten Fossilsteinkernen und Fischzähnen. — Scharfe Diskordanz.

(3) 2.4 m Unterer Sandschlierenkalk: anrostende Wechsellagerung grobspätiger, sandiger Calcarenite und feinkörniger Siltkalke mit Lagen verkieselter Fossiltrümmer. — Übergang.

(2) 0—1.8 m anrostender, rauhflächiger, inwendig blaugrauer, sandiger Calcarenit mit verkieselten Echinodermentrümmern. — Unebene Transgressionsfläche mit kolkartigen Vertiefungen.

(1) 6—8 m Unterer Kieselkalk (Sandknauerkalk): braungrau anwitternder, zäher, splittrig brechender, inwendig blaugrauer, siltiger, kieseliger Kalk mit nuss- bis faustgrossen, kieseligen Sandkalkknauern. — Scharfe Grenze.

Grobspätiger Valanginiankalk.

Der Untere Kieselkalk bildet eine massige, meist ungegliederte Wandstufe, aus der von der Basis an, namentlich aber in der höheren Partie nuss- bis faustgrosse, in einzelnen Lagen angeordnete Knauer herauswittern, so dass dieser Abschnitt des Kieselkalkes als Sandknauerkalk bezeichnet werden kann. Der recht feinkörnige, meist etwas kieselige Kalk führt ziemlich wenig Quarz in Siltfraktion und einzelne kleine Echinodermentrümmer. Die Knauer sind etwas quarzreicher und grobkörniger als das Nebengestein. Am Südhang des Altenorenstockes finden sich nur wenige Dezimeter über der Kieselkalkbasis *Ptychodus*-Zähne.

Als Sandknauerkalk ist auch der von einer Spatkalkbank durchsetzte Untere Kieselkalk der Cavorgia-Schuppe östlich der Falla Lenn ausgebildet (R. TRÜMPY, 1944); im Faschas-Profil jedoch finden sich lediglich im mittleren Abschnitt des Unteren Kieselkalkes Sandknauer.

Auffällig mächtig entwickelt sind in der Altenorenstock-Schuppe die Bildungen zwischen Unterem und Oberem Kieselkalk. Über dem Sandknauerkalk folgt mit stellenweise scharfem transgressivem Kontakt ein massiger Calcarenit, der gegen oben in eine anrostende Wechsellagerung sandig-grobspätiger und feinsiltiger Lagen übergeht (Unterer Sandschlierenkalk). In geringmächtigen, rauhflächigen Schillbänken sind meist verkieselte Bruchstücke von Austern, Spatangiden (unter anderen *Toxaster*) und Korallen angehäuft. Die grobkörnigen, calcarenitischen Lagen sind nicht scharf begrenzt; sie gehen seitlich in feinspätige Siltkalke mit herauswitternden sandigen Schlieren über. In diese Schlieren sind einzelne Phosphoritkörner eingestreut. Glaukonit fehlt selten, erreicht aber nur ausnahmsweise eine grössere Bedeutung.

Mit scharfer Grenze und schwacher Winkeldiskordanz folgt im Gebiet der Claridenhütte über dem Unteren Sandschlierenkalk ein glaukonitischer, feinsandiger Spatkalk, der mit einer grobkörnigen, bonebedartigen Ablagerung einsetzt. Darin finden sich neben unkenntlichen, phosphoritisierten Fossilsteinkernen Haifisch- und *Ptychodus*-Zähne sowie zahlreiche Bryozoentrümmer und Seeigelstacheln.

Im darüberliegenden, schwach glaukonitischen, gebänderten Calcarenit (Oberer Sandschlierenkalk) nimmt die Korngrösse gegen oben allmählich ab. Der Wechsel von sandig-spätigen und siltigen Lagen ist im unteren Teil ähnlich wie im «Unteren Sandschlierenkalk»; Schillbänke sind allerdings kaum vorhanden. Gegen oben wird die Wechsellagerung zusehends feiner. Die 2—5 cm mächtigen sandigen und 8—12 cm

dicken siltigen Lagen sind gegeneinander meist scharf begrenzt; seitlich können jedoch einzelne siltige Lagen rasch grobspätig werden. In einer stark pigmentierten Calcitmatrix finden sich leicht ankeritische, randlich silifizierte Echinodermentrümmer (20%) und meist von klar kristallisiertem Calcit umsäumte Quarzkörner. Glaukonit fehlt nie. Auf einzelnen Schlieren sind limonitisierte Ankeritrhomboeder angehäuft.

Einen lithologisch weitgehend mit dem «Unteren Sandschlierenkalk» vergleichbaren, 7.5 m mächtigen Schichtstoss, auf den ebenfalls ein Fossilhorizont folgt, hat L. WYSSLING (1950: 105) aus der Cavorgia de Breil beschrieben; geringmächtiger sind die entsprechenden Bildungen östlich der Falla Lenn (R. TRÜMPY, 1944) und am Biferten-Südgrat (H. WIDMER, 1949: 59). Den über dem gestreiften und von bis metertiefen Schloten durchsetzten Calcarenit folgenden, fossilführenden, grobsandigen Kalk haben R. TRÜMPY (1944) und L. WYSSLING (1950: 102, 123) der «Austernbank» im Faschas-Profil (ARN. HEIM, 1910a: 25) gleichgesetzt.

In der Bauen/Brisen-Kette ist H. J. FICHTER (1934: 26/27) auf Grund der Korngrössenveränderung von Quarz und Glaukonit zur Ansicht gelangt, der mittlere Teil des Kieselkalkes stelle eine Zyklengrenze dar; zu einem entsprechenden Schluss ist W. BRÜCKNER (1937: 109/111) im Griesstockgebiet gekommen. Er hat die «Austernbank» von Faschas den «Schichten zwischen unterem und oberem Kieselkalk» gleichgesetzt, die vielfach mit der aus dem Berner Oberland stammenden Bezeichnung «Schifflischichten» (K. GOLDSCHMID, 1924: 138/139) belegt worden sind. Da dieser Ausdruck aber ursprünglich für einen Kondensationshorizont an der Valanginian/Hauterivian-Grenze verwendet worden ist, hat R. HANTKE (1958: Artikel «Lidernenschichten»; in C. SCHINDLER, 1959: 41) den glaukonitisch-sandigen Abschnitt im mittleren Kieselkalk der höheren Elemente der Axen-Decke «Lidernenschichten» genannt. Es bleibt noch abzuklären, ob der lediglich für ein Glaukonitniveau eingeführte Ausdruck auf den ganzen Schichtstoss des Mittleren Kieselkalkes auszudehnen ist, der mindestens im autochthon/parautochthonen Bereich (Faschas, Altenorenstock) sicher mehr als ein Zyklothem umfasst.

Der sehr rasch aus dem «Oberen Sandschlierenkalk» hervorgehende, massige Obere Kieselkalk wittert bräunlichgrau an, ist aber im Bruche bedeutend heller als die tieferen Kieselkalkpartien. Die siltigen bis feinsandigen Kalke sind von kieseligen Knauern und grobsandigen Schlieren durchsetzt. Nur stellenweise sind im Normalschenkel der Altenorenstock-Schuppe über den massigen, feinsandigen Kalken noch gutgeplattete, feinstglimmerige, schwach rostig anlaufende, etwas mergelige, siltige bis feinsandige Kalkschiefer erhalten, die beinahe den Habitus von Drusbergschichten annehmen können (P. 2457 nordöstlich der Claridenhütte, Koordinaten 714 270/190 970; östlich P. 2458.4, Koordinaten 714 615/191 010). Im hangenden Verkehrtschenkel der Altenorenstock-Schuppe folgt aber stratigraphisch über durchaus vergleichbaren Feinsandkalkschiefern ein geschieferter Sandkalk, der einzelne Glaukonitkörner führt und in den dort lokal entwickelten Glaukonitkalk der Altmannschichten übergeht. Der weiter im Osten, in der Cavorgia-Schuppe des Kistenpassgebietes (R. TRÜMPY, 1944) und in der Vorab-Decke (L. WYSSLING, 1950: 108, 111), den oberen Abschluss des Kieselkalkes bildende, von glaukonitischen Sandschlieren durchzogene Crinoidencalcarenit fehlt in der Spitzalpelistockkette.

Die Altmannschichten, der glaukonitische Grenzhorizont zwischen Kieselkalk und Drusbergschichten, sind in der Cavorgia-Schuppe und in der westlichen Vorab-Decke der oberen Alp de Ruschein als nur gut 0.5 m mächtige, klotzige Bank eines stark glaukonitischen Sandkalkes bis Glaukonitits entwickelt (L. WYSSLING, 1950: 103/108, 124); im oberen Ladral hingegen finden sich zwischen Kieselkalk und Drusbergschichten 3—4 m mächtige, gebankte, glaukonitische Echinodermenkalke mit zahlreichen Austern (R. TRÜMPY, 1944). Im nördlichsten helvetischen Abschnitt des hinteren Linthtales fehlen Glaukonitbildungen an der Basis der Drusbergschichten weithin; nur gerade im hangenden Verkehrtschenkel der Altenorenstock-Schuppe schaltet sich über einem bereits einzelne Glaukonitkörner führenden, geschieferten Sandkalk die von H. WIDMER (1949: 75) aufgefundene, massige, gut metermächtige, löcherig auswitternde Bank eines schwach feinsandigen, kalkigen Glaukonitits mit Austernfragmenten und Crinoidentrümmern ein.

d) Drusbergschichten

Am Nordhang der Rämselenrus hat ARN. HEIM (1908b: 18) zwischen Öhrlikalk und eozänem Quarzsandstein eine unten und oben scharf begrenzte Lage «schwarzgrauer Schiefer mit Kalkfasern» beschrieben. J. OBERHOLZER (1933: 397) hat «dünnschieferige Mergel mit einzelnen etwas festern, dünnen Kalkmergellagen», die mit scharfer Grenze unter Nummulitenschichten liegen, auch auf der rechten Seite des hinteren Linthtales wiedergefunden (Bodenbach, Furbach, Ober-Baumgarten); er ist zur Ansicht gekommen, diese Mergel stellten das älteste Eozän dar und seien «eine Eigentümlichkeit der nördlichsten autochthonen Falten im Linthtale».

Da diese Schiefer aber an der Terrassenkante von Ober-Baumgarten über einem geringmächtigen Kieselkalk in der Ausbildung des «Sandschlierenkalkes» folgen (J. OBERHOLZER, 1933: 397, Taf. 26: Fig. 5), erhob sich der Verdacht, sie könnten noch der Kreide zuzuzählen sein. Auf Grund mikrolithologischer Vergleiche mit Gesteinen der Griesstock-Decke hat W. BRÜCKNER (1946c: 22) die fraglichen Schiefer am Altenorensträsschen, im Bodenbach und auf der Terrasse von Ober-Baumgarten als Drusbergschichten betrachtet. G. STYGER (1961: 55/58) hat diese Deutung für die Schiefer des Bodenbaches und des Furbaches übernommen; das Vorkommen von Kieselkalk an der Terrassenkante von Ober-Baumgarten hat er hingegen bestritten und nachzuweisen versucht, es handle sich um auf Valanginiancalcarenit folgende, tektonisch eingeschaltete Globigerinenschiefer (G. STYGER, 1961: 46).

Unter der Wasserfallstufe des Bodenbaches erreichen die Drusbergschichten eine Mächtigkeit von 7—9 m. In den obersten Abschnitt der feingeplatteten bis geschieferten Folge nur schwach mergeliger, siltiger Kalkschiefer schalten sich 2—4 cm dicke Lagen eines zähen, quarzarmen, feinstglimmerigen Calcisiltites ein. Weniger mächtig sind die auf der linken Talseite aufgefundenen Drusbergschichten (Bocklaui, Altenorenstrasse, Chnürus). Die feingeschichteten, nur schwach siltigen, feinstglimmerigen, mergeligen Kalkschiefer mit einzelnen Schalenfragmenten von Lamellibranchiern werden gegen oben zusehends plattiger und etwas stärker feinsandig; aber auch in den quarzreichsten Schiefern ist der Quarzgehalt nicht grösser als 5%.

Im Vorabgebiet (L. WYSSLING, 1950: 125) und im Faschas-Profil (ARN. HEIM,

1910a: 25; L. WYSSLING, 1950: 103) ist der untere Abschnitt der Drusbergschichten als feinsandiger Kalk ausgebildet. Erst darüber folgen Kalkmergelschiefer, die den Gesteinen im unteren Teil der Drusbergschichten im nördlichen Autochthon entsprechen. Die am glarnerisch/bündnerischen Grenzkamm recht deutlich entwickelten Sinuatenschichten sind in den Drusbergschichten-Relikten der Tierfehd-Aufwölbung nicht vertreten.

e) Schrattenkalk

Abgesehen von den äusserst geringmächtigen, verschieferten Lagen eines im Bruche recht dunklen, etwas spätigen Kalkes im hangenden Verkehrtschenkel der Altenorenstock-Schuppe (cf. S. 52, Abb. 6) scheint der Schrattenkalk in den autochthon/parautochthonen Anteilen des engeren Untersuchungsgebietes zu fehlen; östlich des Linthtales bildet er jedoch von der Torkopf-Schuppe an südwärts die hellanwitternde Wandstufe über den düsteren Kieselkalkpartien (J. OBERHOLZER, 1933: 340).

f) Mittlere Kreide

J. OBERHOLZER (1933: 359/360) hat es für möglich gehalten, dass der tiefste, schiefrige, gegen oben etwas massiger werdende Abschnitt des «Gault»-Profiles südlich der Claridenhütte den Fluhbrig- und den Twirrenschichten entspreche (cf. S. 52, Abb. 6). Da es sich ausschliesslich um glaukonitische Siltschiefer und Sandsteine handelt, mergelige Partien hingegen fehlen, sind wahrscheinlich nur Twirrenschichten vertreten.

Der am Weg südlich der Claridenhütte topographisch darunter liegende, partienweise recht grobglaukonitische, von herauswitternden Kalklinsen durchsetzte Sandstein ist den Knollenschichten zu vergleichen. Der nur knapp 50 m weiter westlich, über der Brunnstube der Claridenhütte, auftretende, feinkörnige, sandige Glaukonitit dagegen entspricht wohl eher den Aubrigschichten. Ob der stratigraphisch darunter liegende, geringmächtige Phosphorithorizont der Lochwaldschicht gleichzusetzen ist, kann nicht entschieden werden.

Die Turrilitenschicht bildet eine massige, löcherig auswitternde Bank im Dach der Mittleren Kreide. Der glaukonitische Kalksandstein führt zahlreiche phosphoritisierte Steinkerne.

g) Seewerschichten

Über der Turrilitenschicht folgt ein von glaukonitischen, sandigen Schlieren durchzogener Kalk. Gegen oben nimmt der Quarzgehalt allmählich ab; die sogenannte «Überturrilitenschicht» geht in den Seewerkalk über.

Der hell, mitunter gelblichgrau anwitternde Seewerkalk südlich der Claridenhütte (J. OBERHOLZER, 1933: 379/380) ist gut geplattet. Die sonst für den Seewerkalk typischen Tonhäute sind sehr selten; wohl wegen der stark fortgeschrittenen Umkristallisation sind keine Mikrofossilien mehr festzustellen. Das im Bruche dunkelblau-

graue Gestein ist durchaus dem Seewerkalk des Faschas-Profiles zu vergleichen, wo unlängst einzelne Exemplare von *Neohibolites* aufgefunden werden konnten (Koordinaten 720 425/185 880/2530).

4. TERTIÄR

Das Tertiär liegt transgressiv auf älteren Schichtgliedern. Während im südlichen Abschnitt, am Grenzkamm zwischen Glarus und Graubünden, die Kreide vom Öhrlikalk bis zum Seewerkalk erhalten ist, sind weiter im Norden die höheren Schichtglieder weitgehend einer vor- oder frühtertiären Erosion anheimgefallen, so dass die Nummulitenschichten gegen Norden hin auf immer ältere Schichten zu liegen kommen (ARN. HEIM, 1908b). Im einzelnen ist das Übergreifen der Tertiärtransgression recht unregelmässig erfolgt; in der südlichen Hausstockgruppe hat R. TRÜMPY (1944) zeigen können, dass die im Raume des Aarmassivs spätkretazisch oder frühtertiär angelegte Peneplain durch eine frühalpine Hebung des Massives schwach schräggestellt und flach gefaltet, schon in vormitteleozäner Zeit jedoch wieder ausgeglättet worden ist.

Recht ungleich ist die Vollständigkeit der jungmesozoischen Schichtfolge im Liegenden der Nummulitenbildungen am Altenorenstock. Während im hangenden Verkehrtschenkel Mittlere Kreide und Seewerschichten erhalten sind (J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910 [Karte]; J. OBERHOLZER, 1933: 359/360, 379/380), transgrediert am Altenorenstock selber das Tertiär über Kieselkalk.

Ein ausgezeichnetes Beispiel für den wechselvollen Verlauf der von der vor- oder frühtertiären Abtragung erreichten Fläche bietet die Verkehrtserie der Geissberg-Schuppe, des Elementes über der Üelialp-Mulde[11]. Im Muldenkern der Üelialp bildet Quintnerkalk die Unterlage der Tertiärabfolge; weiter gegen Nordosten ist die Tertiärtransgression über Öhrlikalk oder Valanginiankalk erfolgt. Während in dem vom Schwamm aus in fast östlicher Richtung vorgetriebenen Stollen das basale Alttertiär unter Valanginiankalk liegt, schaltet sich 80 m weiter östlich, an der Abzweigung des Durnagel-Stollens, zwischen Valanginiankalk und Tertiär ein gut metermächtiges Relikt von Kieselkalk ein, das gegen Osten, gegen den Schrägschacht Limmern hin, an Mächtigkeit gewinnt. Nördlich des Wildwüestibaches finden sich sogar Drusbergschichten.

Nicht einmal auf der knapp kilometerlangen Strecke von der Üelialp bis zum Wildwüestibach wächst die erhalten gebliebene Neocom-Schichtreihe regelmässig an. Zwar stellt sich zunächst Öhrlikalk und hierauf, in den tiefsten Flühen der Wandstufe östlich des Schwamm (Koordinaten 718 100/192 170/1360), Valanginiankalk ein; dann aber folgt eine gut 100 m breite Zone, in der Valanginiankalk wiederum fehlt und die tertiären Sandsteine über Öhrlikalk oder gar Malmkalk transgredieren. Weiter

[11] Entgegen der von G. STYGER (1961: 26, 53/55) mit Nachdruck vertretenen Ansicht, in der Üelialp-Mulde stehe «nirgends mehr basales Alttertiär mit der mesozoischen Unterlage in normalem Transgressionskontakt», ist die verkehrtliegende Tertiärabfolge unter der Geissberg-Schuppe zweifellos normalstratigraphisch mit dem Liegendschenkel dieser Einheit verbunden (S. 47/48).

gegen Nordosten vervollständigt sich die Unterkreide-Serie erneut bis zu den Drusbergschichten nördlich des Wildwüestibaches.

Während in den autochthon/parautochthonen Einheiten des Berner Oberlandes und des Reusstales ausgedehnte siderolithische Bildungen im Dache der jungmesozoischen Kalke eine den tertiären Ablagerungen vorangehende Festlandperiode belegen, sind im hintersten Linthtal nur spärliche Anzeichen subaerischer Krusten festzustellen. J. OBERHOLZER (1933: 399/400) hat auf die eisenschüssige Breccie über der karrigen Öhrlikalk-Oberfläche am Grat zwischen den beiden Zuetribistockgipfeln aufmerksam gemacht. Am vorderen Zuetribistock sind die limonitischen Bildungen stellenweise ausgelaugt; eisenhaltige Lösungen haben die Troskalktürme über dem Gemsifad am Ostabfall des Zuetribistockes rot gefärbt. Da im nördlich anschliessenden Gebiet, im hangenden Verkehrtschenkel der Altenorenstock-Schuppe, gezeigt werden kann, dass ein intramitteleozäner Aufarbeitungshorizont vorliegt (S. 53), ist es durchaus möglich, dass auch die eisenhaltigen Feinbreccien am Zuetribistock mitteleozänen Alters sind.

Nicht nur die Kreideschichtreihe stösst schief an der Kreide/Tertiär-Grenzfläche ab; auch die darüberfolgenden Nummulitenbildungen sind verschiedenaltrig. Bereits ARN. HEIM (1908b) hat angenommen, die alttertiären Faziesstreifen verliefen schief zu den später angelegten helvetischen Faltenachsen; J. BOUSSAC (1912) ist sodann bei seiner Synthese der alpinen Tertiärbildungen zum Schluss gekommen, die Transgression des Alttertiärs über den helvetischen Schelf sei schrittweise von Südosten nach Nordwesten erfolgt. Diese beiden Annahmen sind durch die Untersuchungen W. LEUPOLDS und seiner Schüler weitgehend bestätigt worden.

a) Nummulitenschichten

Zur Stratigraphie des nordhelvetischen Mitteleozän

Zusammen mit J. SCHUMACHER hat W. LEUPOLD massgebend zu einer Stratigraphie der transgressiven Nummulitenbildungen beigetragen. Leider sind die Ergebnisse dieser Untersuchungen nicht oder nur in knapp gehaltenen Auszügen veröffentlicht worden (W. LEUPOLD, 1939a, 1943; J. SCHUMACHER, 1948). Bei der Bearbeitung der Nummulitenschichten des autochthon/parautochthonen Abschnittes im hintersten Linthtal hat sich ergeben, dass sich zwischen die von J. SCHUMACHER (1948) unterschiedenen Zonen, in denen unteres beziehungsweise oberes Mitteleozän transgrediert, ein Faziesstreifen mit transgressivem mittleren Mitteleozän einschaltet, der gerade am Kistenpass in prächtiger Entwicklung vorliegt (G. STYGER, 1961: 31/33, 67/68). Da nur dieses mittlere Mitteleozän dem marinen Grobkalk mit *Nummulites laevigatus* (BRUG.) des Pariser Beckens und somit dem unteren Teil des Lutétien der Typuslokalität entspricht, hat W. LEUPOLD (1939b, 1942; in G. STYGER, 1961: 32; in R. HERB, 1962: 43) bei seiner stratigraphischen Gliederung des alpinen Alttertiärs, die sich auf die Nummulitenabfolge der klassischen ausseralpinen Tertiärprofile (Pariser Becken, Vicentin, Adour-Becken) stützt, den Ausdruck Mitteleozän der Bezeichnung Lutétien vorgezogen.

Als eine Leitform des unteren Mitteleozän nicht allein des helvetischen, sondern

auch des ausseralpinen Raumes darf *Nummulites uranensis* (DE LA HARPE) gelten (H. DOUVILLÉ, 1919; W. LEUPOLD, 1939b, 1942). «*Nummulites perforata* var. *uranensis*» hat PH. DE LA HARPE (1883: Pl. III: Fig. 1/3) Formen vom Vitznauerstock und von Sisikon genannt [= «*Nummulina Sismondai* var. *Kaufmanni*», PH. DE LA HARPE (— P. ROZLOZSNIK), 1926: 65/66]. ARN. HEIM (1908b: 226/231, Taf. I/III) hat die von PH. DE LA HARPE benannte Varietät in den Rang einer Spezies erhoben [*Nummulina uroniensis* (DE LA HARPE)] und dabei die Formen von Sisikon eingehend beschrieben.

In den Nummulitenschichten des Kistenpass-Querschnittes ist G. STYGER (1961: 32/33, 143) auf Nummuliten gestossen, die sich wohl mit den Formen vom Vitznauerstock vergleichen lassen, gegenüber dem Typus von Sisikon jedoch einige Unterschiede zeigen. Die von G. STYGER als «*N.* aff. *uranensis* DE LA HARPE 1883» bezeichnete Form weist eine etwas engere Spirale als *N. uranensis* auf. Bereits vom achten Umgang an treten längere Kammern auf. In den weitspiraligen Umgängen (8.—13. Umgang) sind die Septen nicht so stark abgewinkelt wie bei *N. praeaturicus* (H. SCHAUB, 1962b: 534, 536/538, Fig. 2, 4, Taf. II), jedoch etwas stärker zurückliegend als bei *N. uranensis*. *N.* aff. *uranensis* ist in diesen Umgängen deutlich weiter gekammert als *N. uranensis*. Es scheint sich bei *N.* aff. *uranensis* um eine Weiterentwicklung von *N. uranensis* des unteren Mitteleozän zu handeln, die aber nicht mit *N. praeaturicus* des mittleren Mitteleozän identisch ist, sondern viel eher mit *N. sismondai* D'ARCH. oder *N. crassus* BOUB. in Beziehung zu bringen sein dürfte. In den basalen Nummulitenschichten des Kistenpasses tritt *N.* aff. *uranensis* neben *N. sismondai* und *N.* cf. *praeaturicus* auf. Mit *N.* aff. *uranensis* übereinstimmende Formen finden sich auch im unteren Abschnitt des mittleren Mitteleozän im Adour-Becken (Biron, Sorde-l'Abbaye, Peyrehorade-Apremont, Station Urcuit).

Während die grössten Nummuliten des mittleren Mitteleozän durchaus dem Typus von *Nummulites millecaput* BOUB. entsprechen, treten in den zentral- und nordostschweizerischen Alttertiärprofilen im oberen Mitteleozän bedeutend schlankere Formen auf, die als *N. millecaput* var. *tenuissima* HEIM, bzw. *N. millecaput* var. *planissima* DE LA HARPE bezeichnet worden sind (W. LEUPOLD, 1939b, 1942; G. STYGER, 1961).

Die grossen, sehr eng gekammerten Complanaten der Mergelkalke zwischen San Vicente und Colombres (Asturien) hat A. D'ARCHIAC (1850: 12/13, 234) als *N. complanata* var. *maxima*, bzw. *N. complanata* var. *columbresiana* von *N. complanata* unterschieden. Dieser Varietät hat er auch die bedeutend schlankeren Formen von Kreta zugeordnet (A. D'ARCHIAC & J. HAIME, 1853: 88/89, Pl. I: Fig. 3), auf die kurz zuvor V. RAULIN (1848: 301) aufmerksam gemacht hatte; nach seiner Meinung könnten die äusserst dünnen kretischen Formen allerdings auch eine eigene Art darstellen (A. D'ARCHIAC, 1850: 235; A. D'ARCHIAC & J. HAIME, 1853: 89). Mit Verweis auf die Abbildung in der Nummuliten-Monographie von A. D'ARCHIAC & J. HAIME hat ARN. HEIM (1908b: 210) für die grossen, schlanken Complanaten die Bezeichnung «*Nummulina complanata* var. *tenuissima*» eingeführt; im Nachlass von PH. DE LA HARPE sind diese Formen «var. *planissima*» genannt [PH. DE LA HARPE (— P. ROZLOZSNIK), 1926: 27].

Da «*Nummulina maxima* CATULLO» (T. A. CATULLO in J. EWALD, 1848) ein Syno-

nym von *N. millecaput* BOUB. sein dürfte, die Formen von Colombres hinwiederum mit den äusserst schlanken Complanaten nicht identisch sind, wird im folgenden die Bezeichnung *N. millecaput* var. *tenuissima* beibehalten[12].

Die Tertiärmulde der Rämselenrus

Nachdem W. BRÜCKNER (1946c) erkannt hatte, dass die von ARN. HEIM (1908b: 18) und J. OBERHOLZER (1933: 397) beschriebenen Kalkmergelschiefer, die mit scharfer Grenze die Nummulitenschichten am Nordabfall der Tierfehd-Aufwölbung (Altenorenstrasse, Bodenbach, Furbach) unterteufen, nicht als ältestes Eozän, sondern als Drusbergschichten zu betrachten sind (S. 31), bestand kaum mehr ein Zweifel daran, dass das transgressive Tertiär der nördlichen Tierfehd-Aufwölbung mit einer grobdetritischen Bildung einsetze. Bei seinen Untersuchungen auf der rechten Seite des hinteren Linthtales ist G. STYGER (1961: 61) zur Auffassung gekommen, das basale Tertiär stehe nur in den höheren Schuppen des Kistenpass-Querschnittes in normalstratigraphischem Zusammenhang mit seiner Kreideunterlage. Unter der Torkopf-Schuppe gibt es nach der Ansicht G. STYGERS (1961: 25/26, 64) keine mit ihrer Unterlage in ungestörtem Verbande befindlichen Nummulitenbildungen mehr. Zu diesem etwas voreiligen Schluss ist G. STYGER durch die Schürflinge von Nummulitenschichten in der grossen Tertiärmulde des oberen Furbaches und seiner Seitenbäche verleitet worden. In der Annahme, sämtliche Nummulitenschichten im Hangenden der mesozoischen Kalke der Tierfehd-Aufwölbung seien tektonische Schürflinge, hat G. STYGER (1961: 66, 68, 72) im nördlichen Autochthon ein transgressives Übergreifen von Globigerinenschiefern in der Ausbildung von «hohgantartigem Sandstein» auf ihre mesozoische Unterlage vermutet. Die nördlichsten Vorkommen von autochthonen Nummulitenschichten auf der linken Seite des hinteren Linthtales zeigen aber, dass mindestens in der Tierfehd-Aufwölbung nirgends an eine transgressive Auflagerung von Globigerinenschiefern auf unterkretazische oder gar jurassische Sedimente zu denken ist.

Nördlich des Stelli vereinigen sich die drei aus der Mäderen und den nördlich daran anschliessenden Köpfen herabziehenden Bachrinnen zur Rämselenrus (Abb. 4). Zwischen den Öhrlikalk über den Wasserfällen nördlich des Stelli und die vom Fusse des Schräjenbachfalles gegen Norden verfolgbare Quintnerkalkfluh schaltet sich eine von R. TRÜMPY (Beilage 1 zu R. STAUB & W. LEUPOLD, 1945) festgestellte Tertiärzone ein. Die in ihrem Südabschnitt aufrecht liegende Tertiärabfolge ist in der Rämselenrus selber schon stark verschuppt; nordwärts keilt sie sehr rasch zwischen

---

[12] Sehr wahrscheinlich ist der aus der obermitteleozänen «Complanatenschicht s. str.» der Klimsenhornmulde (cf. S. 59 Anm. 21) erstmals beschriebene *Nummulites helveticus* (F. J. KAUFMANN, 1867: 145/47, Taf. III: Fig. 8, 12) die zu dem im gleichen Niveau auftretenden *N. millecaput* var. *tenuissima* gehörige A-Form. Die im mittleren Mitteleozän mit *N. millecaput* Typus vergesellschafteten A-Formen entsprechen nicht dem Typus von *N. helveticus;* sie werden als *N.* aff. *helveticus* aufgeführt.

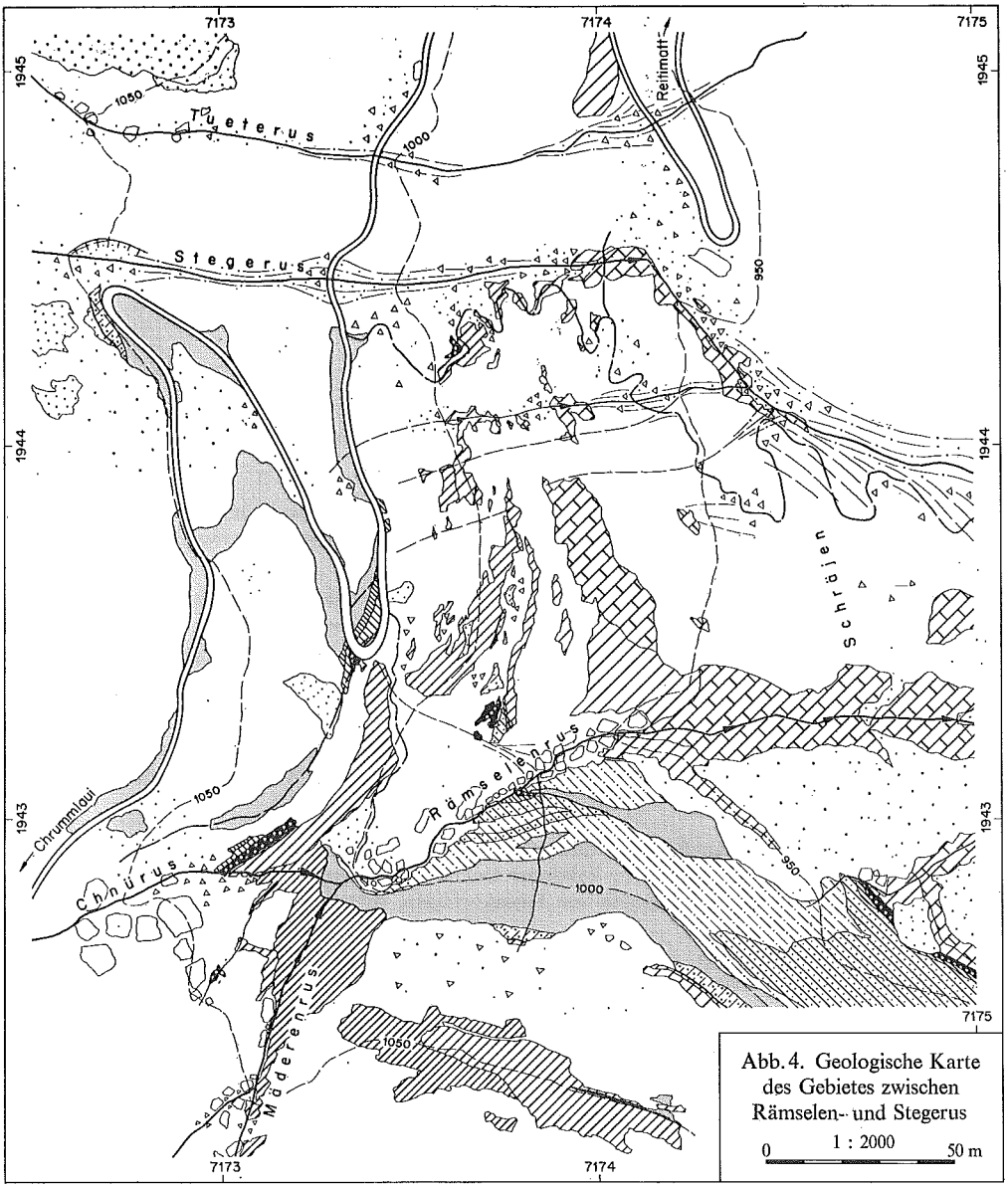


Abb. 4. Geologische Karte des Gebietes zwischen Rämselen- und Stegerus

0 1 : 2000 50 m

Quartär

- feiner Bach- und Gehängeschutt
- Blockschutt
- grobe Blöcke
- Anriss

Sandstein/Dachschiefer-Komplex

- Taveyannaz-Serie
- Ahornenschichten

Elemente der Tierfehd-Aufwölbung

- Ghölzwaldschichten
- Globigerinenschiefer
- «Pectinitenschiefer» und Wechsellagerung von hohgantartigen Sandsteinen mit Globigerinenkalkschiefern
- Discocyclinenkalksandstein
- Complanatenschicht s. str.
- sandige Discocyclinenkalke
- grobklastische Basisbildungen: Quarzite und Quarzsandsteine
- «Blauschwarzer Kalk»
- Drusbergschichten
- Öhrlikalk
- plattige Kalke der Mäderenrus
- Troskalk
- Quintnerkalk

dem sich im Hangenden der Malmkalke der Rämselenrus-Schuppe einstellenden Öhrlikalk und dem darüber vorgeschobenen Öhrlikalk der Chrummlaui-Schuppe aus (Taf. 3: Profil 3).

Profil durch die Nummulitenschichten im südlichen Nebenarm der Rämselenrus
(Abb. 5a: Profil 2)

[Koordinaten: (7) 717 435/194 290/960; (1) 717 475/194 275/930]

Feinlaminierte, mergelige, weiche Globigerinenkalkschiefer. — Rascher Übergang.

(7) 10—12 m «Pectinitenschiefer»: braungrau anwitternde, inwendig braunblaugraue, schwach mergelige Sandkalke mit Pectiniden und einzelnen Discocyclinen. — Scharfe Grenze.

Discocyclinenkalksandstein:

(6) 1.8 m düsterbraungraun anwitternder, geplatteter, zäher, inwendig weiss/blauschwarz gesprenkelter, quarzitischer Kalksandstein mit einzelnen Discocyclinen; gegen oben etwas kalkiger werdend und von einzelnen Tonhäuten durchzogen. — Übergang.

(5) 0.4—0.5 m düsterbraungrau anwitternder, massiger, zäher, inwendig weiss/blauschwarz gesprenkelter, körniger Kalksandstein mit zahlreichen Discocyclinen. — Übergang.

(4) 2.2—2.5 m gelbbraungrau anwitternder, schlecht gebankter, inwendig hellblaugrauer, feinspätiger Nummuliten/Discocyclinen-Kalksandstein; feinrillig bis feinbänderig auswitternd. — Übergang.

(3) 1.4 m Complanatenschicht: hellgelbgrau anwitternder, feinplattiger bis geschieferter, inwendig blauschwarzer, nur schwach siltiger Nummulitenkalk mit *Nummulites millecaput* var. *tenuissima*, *N.* cf. *aturicus* und *N. helveticus* sowie zahlreichen Discocyclinen. — Scharfe Grenze.

Basisbildungen:

(2) 0.8—1.4 m massiger, rauhflächiger, düster anwitternder, inwendig blauschwarz/weiss gesprenkelter, unglaublich zäher, meist völlig kalkfreier Quarzit mit Turmalin und Zirkon sowie Nummulitenbruchstücken und Fragmenten von feinstkörnigem, schwarzem Kalk wie (1). — Allmählicher Übergang.

(1) 1.5—2.6 m gutgeplatteter, hellgelbgrau bis hellbraungrau anwitternder, splittrig-klingelnd brechender, inwendig blauschwarzer, schwach siltig-spätiger Kalk, in den sich nur wenig über der Basis kaum mm-dicke Feinsandschlieren, gegen oben allmählich bis fingerdicke, gebänderte Sandlagen mit bis 3 mm grossen Milchquarzkörnern einschalten, so dass sich aus dem feinstkörnigen Kalk eine feingebänderte Wechsellagerung Kalk/Sandstein entwickelt. — Scharfe, etwas herauswitternde Fuge.

Plattiger, im Bruche grauer, salinischer Troskalk.

Die in diesem Profil feststellbare Dreiteilung der Nummulitenschichten in vorwiegend grobdetritische Basisbildungen, Complanatenschicht und Discocyclinenkalksandstein stellt an sich keine Ausnahmeerscheinung dar. Auffällig ist jedoch, dass die grobklastischen Sedimente nicht mit scharfer Grenze auf ihrer Unterlage folgen; der feinstkörnige, splittrig brechende, blauschwarze Kalk geht allmählich in eine grobkörnige Bildung über.

Am Nordhang der Rämselenrus stellt sich im Dache des Troskalkes Öhrlikalk ein, auf den eine normalliegende Serie von grobkörnigem Quarzit, Complanatenschicht und Discocyclinenkalksandstein folgt (Abb. 5a: Profil 1). Über dem Discocyclinenkalksandstein liegt mit scharfer Grenze ein verschuppter, nur aus Basisbildungen aufgebauter Schichtstoss.

Profil durch die Schuppen der basalen Tertiärbildungen südöstlich unter der Wegkehre K. 1030 des Altenorensträsschens

[Koordinaten: (8) 717 370/194 330/985; (1) 717 375/194 325/980]

Schutt.

(8) 1—1.2 m hellanwitternder, im Bruche blauschwarzer Kalk wie (3); gegen (7) hin von bis faustgrossen Nestern eines Nummuliten und Discocyclinen führenden Kalksandsteins wie (7) durchsetzt. — Rascher Übergang.

(7) 0.4—0.6 m hellgelbgrau anwitternder, grobsandiger bis brecciöser Kalksandstein mit bis haselnussgrossen Milchquarzkörnern und bis 7 cm grossen Fragmenten von schwarzem Kalk wie (3); Nummuliten und Discocyclinen. — Übergang.

(6) 0.8—0.9 m düster anwitternder, geplatteter, rauhflächiger, gegen (7) hin zusehends gröber werdender, inwendig blauschwarz/weiss gesprenkelter, ungleichkörniger Kalksandstein; in den kalkigeren Lagen Discocyclinen und einzelne Nummuliten. — Scharfe Fuge.

(5) 0.6 m düster anwitternder, inwendig blauschwarzer Kalk mit bis 2 cm dicken, feinkonglomeratischen Lagen wie (2) und einzelnen bis 3 mm grossen Quarzkörnern; gegen (6) hin in eine Wechsellagerung von 1—2 cm mächtigen Kalklagen wie (3) und mikrokonglomeratischen Einschaltungen übergehend. — Übergang.

(4) 0.6—0.8 m im Bruche blauschwarzer, feinstspätiger Kalk wie (3); gegen oben einzelne gröbere Quarzkörner und bis nussgrosse mikrokonglomeratische Linsen aufnehmend. — Scharfe Fuge.

(3) 0.9—2.2 m gelbgrau anwitternder, geplatteter, inwendig blauschwarzer, leicht spätiger, schwach siltiger, splittrig brechender Kalk; gegen (2) hin von bis faustgrossen Sandkalknestern wie (2) und einzelnen bis gut mm-grossen, milchigweissen Quarzkörnern durchsetzt; in der höheren Partie von herauswitternden Siltschnüren durchzogen. — Rascher Übergang.

(2) 0.6—0.7 m düsterbraungrau anwitternder, inwendig blauschwarz/weiss gesprenkelter, brecciöser bis feinkonglomeratischer, sandiger Kalk mit Discocyclinen und kleinen Nummuliten sowie bis 10 cm grossen Bruchstücken eines schwarzen, feinstkörnigen Kalkes wie (3); bis 0.8 cm grosse, leicht kantengerundete, milchige Quarzkörner. — Scharfe Fuge.

(1) 2.8—3.2 m düster anwitternder, gutgeplatteter, zäher, klingelnd brechender, inwendig blaugrauer, leicht gesprenkelter, kalkiger Sandstein mit einzelnen Discocyclinen; gegen (2) hin etwas gröber werdend; zuoberst bis gut cm-grosse Fragmente eines schwarzen, feinstkörnigen Kalkes wie (3). — Scharfer, tektonisch überprägter Kontakt.

Düsterbraungrau anwitternder, plattiger, inwendig blaubraungrauer, sandiger Discocyclinenkalk, der aus dem liegenden Discocyclinenkalksandstein hervorgeht.

Das vorstehende Profil gliedert sich in drei Teile: über einer ersten Verkehrtserie [(1)—(3)] folgt ein normalliegender Abschnitt [(4)—(5)] und eine zweite Verkehrtserie. Der tektonische Zusammenhang der über den mit dem Öhrlikalk verbundenen Nummulitenschichten aufgestapelten Pakete ist wegen der starken Vegetationsbedeckung nicht abzuklären. Es ist jedoch durchaus möglich, dass es sich um Teile einer stark zerscherten Stirnfalte handelt, zumal diese Schuppen in nördlicher Verlängerung des an einer Scherfläche bis in die Rämselenrus (K. 970) vorgepressten quarzitischen Sandsteins liegen (Abb. 4).

Die tertiären Basisbildungen der Rämselenrus: Im südlichen Nebenarm der Rämselenrus folgt ein hellbraungrau anwitternder blauschwarzer Kalk mit scharfer Grenze über dem Troskalk. Seine Schichtflächen laufen in bräunlichen Tönen an. Er ist schwach spätig und siltig. Einzelne feine Siltschnüre durchziehen seine tiefere Partie. Im Dünnschliff lässt sich ein feinstkörniges Calcitgefüge erkennen, das

von linsigen Flatschen rekristallisierten Calcits und stylolithischen Tonhäuten durchzogen ist. Quarz tritt selten und nur in Siltfraktion auf.

Im Handstück und im Schliff liesse sich dieser Kalk durchaus mit der obersten Partie des Öhrlikalkes (S. 24) vergleichen, wenn er auch im Gegensatz zu diesem keinerlei Onkoide führt. Der kaum mergelige, blauschwarze Kalk nimmt jedoch gegen oben zunächst Feinsandschlieren und einzelne gröbere Milchquarzkörner, hierauf Sandkalknester und Lagen eines zähen Feinsandkalkes auf und leitet in eine grobkörnige Ablagerung über, die mehr kalkig oder mehr quarzitisch entwickelt sein kann. Nummuliten- und Discocyclinenbruchstücke belegen ein tertiäres Alter der grobdetritischen Einschaltungen, die nur schwerlich als bedeutend jüngere Füllungen von im blauschwarzen Kalk gebildeten Kolken gedeutet werden können.

Südlich der Rämselenrus stellt sich über dem blauschwarzen Kalk ein massiger, ausserordentlich zäher Quarzit ein. In den Schuppen nördlich der Rämselenrus hingegen geht aus dem Wechsel von dünnen Lagen feinstkörnigen Kalkes und mikrokonglomeratischer Flatschen ein konglomeratischer bis brecciöser sandiger Kalk mit Nummuliten- und Discocyclinenfragmenten hervor. Fragmente des blauschwarzen Kalkes sind häufig und können mehrere Zentimeter gross werden.

Eine Mittelstellung zwischen dem konglomeratischen, sandigen Kalk am Nordhang der Rämselenrus und dem grobkörnigen Quarzit im südlichen Nebenarm nimmt der in der Rämselenrus auf K. 970 über die tiefere «Pectinitenschiefer»-Serie vorgeschürfte quarzitische Sandstein ein, der zu 50—70% aus kaum gerundeten, meist zerbrochenen Quarzkörnern aufgebaut wird. Einzelne Partien sind gleichkörnig quarzitisch entwickelt und führen einzelne Sericitflitter, stellenweise aber findet sich reichlich kalkige, schlierenweise dolomitische Matrix, in der einzelne Nummuliten, zahlreiche Discocyclinen und Fragmente des feinkörnigen, blauschwarzen Kalkes auftreten.

Die grobklastische Schüttung scheint im Tertiär der Rämselenrus erst nach der Tertiärtransgression einzusetzen. Wohl sehen die quarzitischen Partien der grobklastischen Bildungen der Rämselenrus dem Titlisquarzit auffallend ähnlich; sie können jedoch altersmässig damit nicht verglichen werden. Während der Titlisquarzit wegen des Auftretens von *Nummulites fabianii* PREVER ins obere Obereozän (Priabonian s. str.) einzuordnen ist, folgen über den quarzitischen Gesteinen der Rämselenrus Complanatenkalke des oberen Mitteleozän.

Complanatenschicht: Mit scharfer Grenze liegt über den grobklastischen Bildungen der Rämselenrus ein 0.6—1.4 m mächtiger, hellgelbgrau anwitternder Nummulitenkalk. Das feinplattige bis geschieferte Gestein ist nur schwach siltig bis feinsandig; es zeigt eine sandarme Phase in der Sedimentation einer vorwiegend sandigen Abfolge an. Durch rasche Zunahme des Quarzgehaltes geht der Nummulitenkalk in den hangenden Discocyclinenkalksandstein über.

In den stark verschieferten Nummulitenkalken der Rämselenrus treten neben zahlreichen, schlanken, bis 25 mm langen Discocyclinen *Nummulites millecaput* var. *tenuissima* HEIM, *N.* cf. *aturicus* JOLY & LEYMERIE und *N. helveticus* KAUFM. auf. Diese Faunengesellschaft weist auf oberes Mitteleozän hin.

Discocyclinenkalksandstein: Nahezu senkrechte, gelbbraungraue Wandstufen bauen die schlecht gebankten, 3.5—5 m mächtigen Discocyclinenkalksandsteine an der gegen Nordosten schauenden Ecke des Stelli auf. Die zähen, feinspätigen Kalksandsteine sind im Bruche blauschwarz/weiss gesprenkelt; die wasserklaren Quarzkörner sind eckig. Gerundete Milchquarzkörner hingegen treten in den geringmächtigen, fossilreichen Lagen auf; die unzählige, bis 7 mm lange Discocyclinen und wenige kleine Nummuliten führenden Horizonte sind auch etwas kalkreicher.

Bedeutend feiner gebankt ist die gut 6 m mächtige Abfolge des Discocyclinenkalksandsteins, die sich über den Bildungen der Tertiärbasis auf K. 975 am Südufer der Rämselenrus einstellt. 10—35 cm dicke Bänke gesprenkelter Discocyclinenkalksandsteine sind durch finger- bis fast armdicke Lagen ebenflächiger, schwach mergeliger, feinglimmersandiger Kalkschiefer getrennt. Gegen oben werden die Kalksandsteine stellenweise durch Sandkalke und sandige Kalke ersetzt.

Schiefer im Hangenden des Discocyclinenkalksandsteins der Rämselenrus: Ein Grossteil der Tertiärmulde der Rämselenrus wird von Gesteinen aufgebaut, die jünger als der Discocyclinenkalksandstein sind. Ihren tiefsten Abschnitt bilden plattige, schwach mergelige Sandkalke mit Pectiniden und einzelnen Discocyclinen. Im südlichen Nebenarm der Rämselenrus sind diese Sandkalke nur von einzelnen Mergelschieferlagen durchzogen; etwas zahlreicher sind die Schiefereinschaltungen in den Pectinitensandkalken, die auf K. 960 am Südufer der Rämselenrus in tektonischem Kontakt den Troskalk überlagern.

Über Sandkalken mit Pectiniden setzt in der Rämselenrus auf K. 985 eine 10—12 m mächtige Abfolge ein, die aus einem mehrfachen Wechsel 0.15—2.7 m dicker, gegen oben zusehends mächtiger werdender Schieferpartien und 0.15—0.9 m dicker Sandsteinlagen besteht. Die ausserordentlich zähen, schwach glimmerführenden Sandsteine haben im Bruche einen öligen Glanz; ihre kalkige Matrix ist teilweise durch Kieselsubstanz ersetzt. Östlich der Wasserfälle der Rämselenrus finden sich sehr zähe, vorwiegend feinkörnige «Rostfleckensandsteine». Die in frischem Zustand blaugrauen Gesteine sind in ihrer Verwitterungsrinde von zahlreichen kleinen, rostigen Flecken durchsetzt. Ihre tonig-kalkige Matrix ist weitgehend rekristallisiert; die 0.1—0.2 mm, maximal 0.5 mm grossen Quarzkörner (50—60 %) sind kaum gerundet. Selten finden sich Discocyclinenbruchstücke.

In der kleinen Bachrinne an der Südflanke der Rämselenrus setzen die hellgelbgrau anwitternden, grobkörnigeren Bänke jeweils mit einem feinkonglomeratischen, zähen Kalksandstein mit einzelnen Discocyclinen ein, dessen verwitterte Partie rostfleckig gesprenkelt ist. Die rostfleckigen Kalksandsteine gehen gegen oben allemal sehr rasch in einen fossilarmen, feinkörnigen, meist etwas laminierten Sandkalk über, auf den mit scharfer Grenze gutgeschieferte, schwach siltige Globigerinenkalkschiefer mit einzelnen, knapp fingerdicken, siltigen Lagen folgen.

Nur in den tieferen Schiefern treten geringmächtige Kalksandsteinbänklein auf. Gegen oben nimmt der Quarzgehalt der Schiefer zusehends ab: die glimmerführenden, siltigen, dunklen, spröden Kalkschiefer werden allmählich durch hellere, mergelige Kalkschiefer mit Globigerinen ersetzt. In der Steilstufe der Wasserfälle der Rämselen-

rus (K. 1010) und in der gegen das Stelli ansteigenden Flanke folgen schliesslich helle, fast siltfreie Globigerinenschiefer.

Die Nummulitenschichten am Nordabfall der Tierfehd-Aufwölbung

Über die Tertiärmulde der Rämselenrus ist die in ihrer frontalen Partie nur aus einem schmächtigen Öhrlikalkspan bestehende Chrummlaui-Schuppe vorgeschoben, in deren Dach stellenweise noch transgressives Tertiär erhalten ist (Abb. 4, Taf. 3: Profil 3). Meist findet sich lediglich ein zäher, kalkfreier Quarzit; im Abschnitt zwischen der Chnürus und der Wegkehre K. 1030 des in den frühen vierziger Jahren erbauten Altenorensträsschens ist jedoch eine recht vollständige Serie festzustellen[13].

Profil durch die Nummulitenschichten der Chrummlaui-Schuppe in der Wegkehre K. 1030 des Altenorensträsschens (Abb. 5a: Profil 4)

[Koordinaten: 717 335/194 345/1030]

Hellanwitternde, feinplattige, schwach siltige und feinglimmerige Globigerinenmergelkalkschiefer. — Scharfe Grenze.

Nummulitenschichten:

(9) 0.6 m hellbraungrau anwitternder, inwendig blaugrauer, zuoberst weitgehend marmorisierter, sandfreier Kalk mit zahlreichen Discocyclinen und *Nummulites millecaput* var. *tenuissima*. — Übergang.

(8) 0.45 m hellbraungrau anwitternder, inwendig dunkelblaugrauer, schwach mergelig-siltiger Discocyclinenkalk mit kleinen Nummuliten der *striatus*-Gruppe. — Grenze.

(7) 0.5 m plattiger, hellbraungrau anwitternder, im Bruche dunkelblaugrauer, schwach glimmerführender, etwas mergelig-siltiger Discocyclinenkalk mit *N. millecaput* var. *tenuissima*. — Grenze.

(6) 0.8—1.5 m rostigbraungrau anwitternder, inwendig braunblaugrauer, feinstglimmeriger Feinsandkalk mit einzelnen bis 2 mm grossen, milchigen, z. T. aber wasserklaren Quarzkörnern; einzelne Discocyclinen und kleine Nummuliten. — Scharfe Grenze.

(5) 0.8—1.3 m hellanrostender, massiger, leicht zerscherter, ausserordentlich zäher, im Bruche blaugrauer bis hellbraungrauer, kaum kalkiger, fast «gneissartiger», ungleichkörniger Quarzit; zuunterst lagenweise rostig infiltriert. — Scharfe Grenze.

(4) 0.3—0.4 m düsterbraungrau anwitternder, inwendig braunblaugrauer, unregelmässig geschieferter, partienweise feinbrecciöser, schwach mergeliger Feinsandkalk mit Nummuliten- und Discocyclinenbruchstücken; zuoberst stark verrostet und von Lehmlagen durchsetzt. — Scharfe Grenze.

Drusbergschichten:

(3) 0.1—0.15 m plattige, hellbraungrau anwitternde, inwendig dunkelblaugraue, bräunlich anlaufende, feinknotige, feinsandige, etwas spätige, von Tonhäuten durchzogene Kalkschiefer. — Rascher Übergang.

---

[13] Südlich des alten, heute verfallenen Weges hat Arn. Heim (1908b: 18: Fig. 1) am Nordhang der Chnürus ein Profil aufgenommen. Er hat die Schichtfolge mit jener des Kistenpasses verglichen, die basalen Quarzite der Altenorenstrasse, deren mitteleozänes Alter nicht zu bezweifeln ist, aber auch mit den Titlisquarziten des Schlossberg-Profiles in Beziehung gebracht, obschon ihm die von J. Boussac an den Gadmerflühen aufgefundenen *Nummulites fabianii* bekannt waren (Arn. Heim, 1908b: 21/23). Die daraus zu Unrecht abgeleitete Einordnung der Titlisquarzite ins Mitteleozän ist schon von P. van der Ploeg (1912: 230) abgelehnt worden.

(2) 0.3—0.35 m feinlaminierte, hellbraungrau anwitternde, inwendig braunblaugraue, siltige, schwach glimmerführende, spröde, seifig anzufühlende Kalkmergelschiefer. — Scharfe Grenze.

Öhrlikalk:

(1) 0.55 m hellbraungrau anwitternder, plattiger bis grobschiefriger, feinrillig auswitternder, inwendig blauschwarzer, splittrig-muschelig brechender, schwach siltiger, feinspätiger, etwas dolomitischer Kalk mit stark verwalzten Onkoiden. — Grenze.

Hell anwitternder, inwendig braunblaugrauer, z. T. fleckiger, feinstspätiger, schwach siltiger, onkolithischer Kalk; partienweise weitgehend dolomitisiert.

Von der Wegkehre der Altenorenstrasse gegen Norden nimmt die Mächtigkeit der mit dem Öhrlikalk der Chrummlaui-Schuppe in Verbindung stehenden Nummulitenschichten rasch ab (Profil südlich der Stegerus, Abb. 5a: Profil 3).

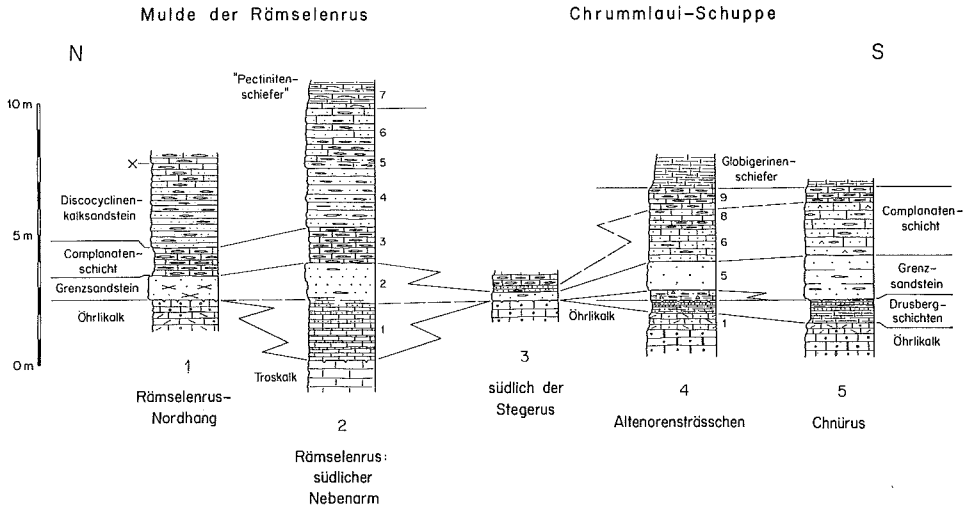
Da die jungmesozoischen Kalke der Tierfehd-Aufwölbung im Querschnitt Reitimatt/Reititschachen unter den Alluvionen des Talbodens verschwinden, ist die Zuordnung der spärlichen Aufschlüsse von Nummulitenschichten zwischen Hufenrus und Appengruebrus nicht ersichtlich. Ohne Zweifel weisen die im Liegenden des transgressiven Tertiärs westlich der Bocklaui erhaltenen unterkretazischen Gesteine eine recht nördliche Fazies auf, so dass zunächst einmal angenommen werden könnte, es handle sich dabei um das nördlichste Auftreten von mesozoischen Gesteinen am Nordabfall der Tierfehd-Aufwölbung auf der linken Talseite. Die Unterlage der nördlichsten Nummulitenschichten westlich des Laueli und südlich der Appengruebrus (J. OBERHOLZER, 1933: 396) ist nicht aufgeschlossen.

Für einen Überblick über die Nummulitenschichten am Nordabfall der Tierfehd-Aufwölbung gehen wir von den sicher mit der Chrummlaui-Schuppe verknüpften Profilen aus[14]. Zwischen der Chnürus und der Altenorenstrasse setzt das Tertiär mit einem geringmächtigen, fossilreichen, schwach mergeligen, feinbrecciösen Feinsandkalk ein. G. STYGER (1961: 62) hat diesen Horizont mit den im Bodenbach und in den höheren Lamellen im Hinter-Sulz (Durnachtal) auftretenden basalen Fossilniveaux verglichen. Auf dem fossilreichen Feinsandkalk der Chrummlaui-Schuppe liegt ein nur gut metermächtiger, massiger bis gebankter Quarzit mit einzelnen Discocyclinenfragmenten (Chnürus).

Weit mächtiger als in der Chrummlaui-Schuppe sind die Sandstein-Abfolgen der weiter nördlich gelegenen Profile der linken Talseite (Abb. 5b: Profile 7/8). Im Bruche fettig glänzende Quarzite bilden die Tertiärbasis westlich der Bocklaui. Die darüberfolgenden, schwach kalkigen, grobkörnigen Quarzite und Quarzsandsteine können mit den Quarziten der Chrummlaui-Schuppe verglichen werden. Es ist aber recht unwahrscheinlich, dass die weiter nördlich gelegenen, in ihrer Sandsteinabteilung viel reicher gegliederten Nummulitenschichten der Bocklaui und des Laueli in unmittelbaren Zusammenhang mit dem Tertiär der Chrummlaui-Schuppe gebracht werden können (cf. S. 62).

---

[14] Es ist bereits früher nachgewiesen worden, dass die Nummulitenschichten der Altenorenstrasse in stratigraphischem Zusammenhang mit der Chrummlaui-Schuppe stehen (F. FREY, 1958). G. STYGER (1961: 63) hat allerdings angenommen, die Nummulitenschichten der Altenorenstrasse gehörten stratigraphisch nicht zur Tierfehd-Aufwölbung.



Koordinaten der Fusspunkte der Profile

1 Rämselenrus-Nordhang	717 370/194 325/980	3 südlich der Stegerus	717 360/194 425/ 995
2 Rämselenrus:		4 Altenorensträsschen	717 335/194 345/1030
südlicher Nebenarm	717 475/194 275/930	5 Chnürus	717 300/194 290/1040

Abb. 5a. Stratigraphische Detailprofile durch die Nummulitenschichten der autochthon/parautochthonen Elemente des hintersten Linthtales: nördlicher Abschnitt der Tierfehd-Aufwölbung.

Auf die fossilarme Sandsteinpartie folgt in der Chrummlaui-Schuppe ein Feinsandkalk mit *Nummulites millecaput* var. *tenuissima* HEIM und Discocyclinen; nur gerade in der Chnürus führt dieses Niveau etwas Glaukonit. Durch Abnahme des Quarzgehaltes gehen die Feinsandkalke gegen oben in schwach mergelig-siltige Discocyclinenkalke über. In den höchsten, nahezu sandfreien Kalken sind an der Altenorenstrasse zahlreiche Discocyclinen und *N. millecaput* var. *tenuissima* festzustellen.

Eine vergleichbare Abfolge zeigt die höhere Partie der Nummulitenschichten zwischen Hufenrus und Appengruebrus, wo die obersten, verschieferten, schwach siltigen Kalke ausser zahlreichen Discocyclinen, kleinen Nummuliten und Assilinen auch *N.* aff. *striatus* und *N. millecaput* var. *tenuissima* enthalten.

*

Über einer Unterkreide-Serie recht nördlicher Fazies liegt im Hangenden der sanft gegen Norden abtauchenden Obbord-Schuppe auf der rechten Seite des hintersten Linthtales eine Tertiär-Abfolge, von der G. STYGER (1961: 58, 63, 65, 68) wegen des Auftretens eines von limonitischen Schlieren durchsetzten basalen Fossilhorizontes mit *Assilina exponens* SOW. angenommen hat, sie sei von Süden her vorgeschoben worden. G. STYGER hat vermutet, das Tertiär im Bodenbach habe nördlich an die Zone mit transgressivem Assilinengrünsand (Muttenwändli-Schuppe) angeschlossen.

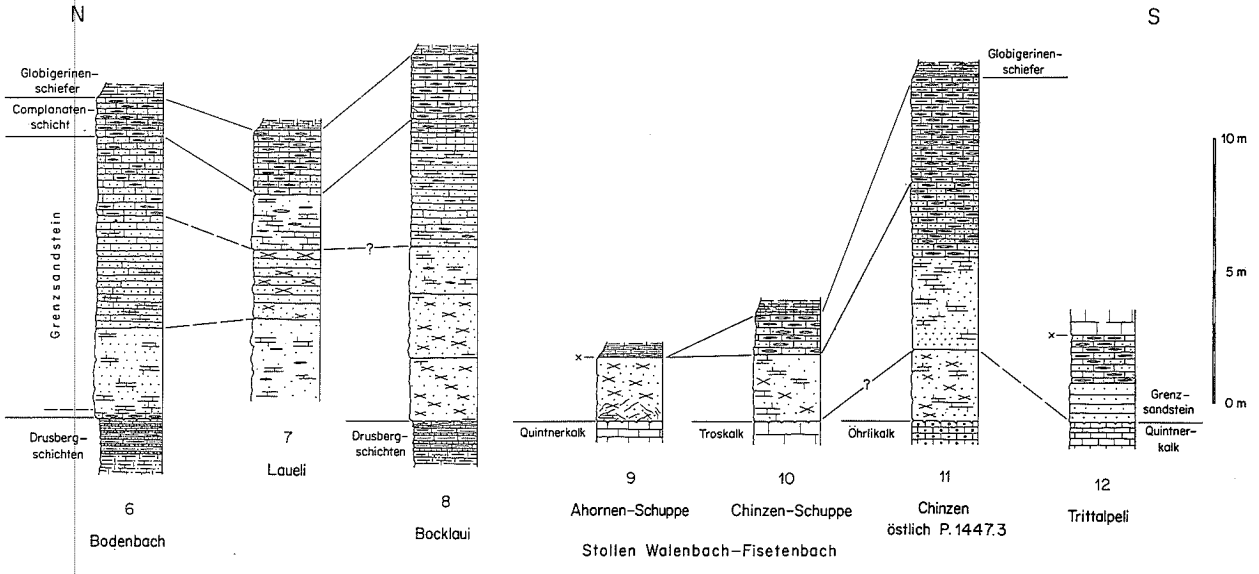
Es unterliegt keinem Zweifel, dass in der nordwärts abtauchenden Wölbung der Obbord-Schuppe in den Öhrlischichten und in den obersten, wohlgebankten Malmkalken differentielle Bewegungen stattgefunden haben, sind doch diese Gesteine beim Steg, über welchen der Weg von den Auengüetern zum Eggli führt, miteinander verschuppt und partienweise stark dolomitisiert. Das von W. BRÜCKNER (1946c: 22) als Beweis für einen tektonischen Kontakt von Drusberg- und Nummulitenschichten zu den darunterliegenden «Zementstein/Öhrlischichten» angesehene Klemmpaket zerdrückter Valanginian- und Kieselkalke bildet jedoch lediglich die südliche Fortsetzung der Neocom-Serie im Bodenbach. Es ist in mancher Hinsicht recht fraglich, ob aus den beobachteten Tatsachen auf eine Überschiebung der Neocom/Tertiär-Abfolge des Bodenbaches aus weit südlicher gelegenen Gebieten geschlossen werden darf. Die im Bodenbach festgestellte Unterkreide-Serie (Abb. 3: Profil 2) weist jedenfalls eine nördlichere Fazies auf als die Schuppen des Muttseeplateaus und des Muttenwändli (S. 25). Aus der Tatsache, dass im Bodenbach die unterkretazische Schichtreihe bis in die Drusbergschichten reicht, dürfen keine Schlüsse auf eine Herkunft dieser Serie gezogen werden, da ja die Oberfläche des unter der Tertiärtransgression erhalten gebliebenen mesozoischen Schichtstosses weit unregelmässiger verläuft, als man bisher anzunehmen geneigt war (S. 33).

Die Nummulitenschichten im Bodenbach können recht gut mit den Tertiärprofilen der linken Talseite verglichen werden. Da aber die Nummulitenschichten zwischen Hufenrus und Appengruebrus kaum von weiter her als vom zentralen Teil der Tierfehd-Aufwölbung vorgeschürft worden sind (S. 62), ist es durchaus möglich, dass das Bodenbach-Tertiär mit der darunterliegenden Unterkreide-Serie und den Malmkalken der Obbord-Schuppe stratigraphisch verbunden ist.

Die Nummulitenschichten des südlichen Abschnittes der Tierfehd-Aufwölbung und der tieferen parautochthonen Schuppen

Über dem zentralen Teil der Tierfehd-Aufwölbung sind mit Ausnahme der Vorkommen des unteren Furbaches und des Trittalpeli (G. STYGER, 1961: 55/57) keine Nummulitenschichten bekannt. G. STYGER konnte zeigen, dass die Nummulitenschichten-Linsen nördlich des Furbaches höchstwahrscheinlich mit dem in Tertiärschiefern schwimmenden Furbach-Keil in Zusammenhang zu bringen sind. Die geringmächtige Nummulitenschichten-Abfolge im tiefsten Synklinalkeil des Trittalpeli (Abb. 5b: Profil 12) jedoch scheint in normalstratigraphischer Verbindung mit den plattigen Malmkalken der Trittalpeli-Schuppe zu stehen und dürfte sich kaum in den Furbach-Keil fortsetzen.

Folgen wir der Streichrichtung der Synklinale des Trittalpeli gegen Südwesten, so treffen wir jenseits des Talschlusses des Tierfehd auf die enggequetschte Tertiärmulde, an deren oberem Rand der vom Tierfehd nach dem Chinzen führende Pfad eine gute Strecke weit verläuft. Den bewaldeten Steilhang östlich der Weidefläche von Wangen baut die Chinzen-Schuppe auf. Die Nummulitenschichten ihres Normalschenkels fallen in der von P. 1447.3 gegen Südosten absteigenden Flanke nahezu hangparallel ein; bedeutend besser aufgeschlossen ist die Abfolge des Verkehrtschenkels



Koordinaten der Fusspunkte der Profile

6 Bodenbach	718 955/194 835/1100	10 Chinzen-Schuppe	716 675/192 135/1314
7 Laueli	717 550/195 365/ 900	11 Chinzen östlich P. 1447.3	717 015/192 315/1315
8 Bocklaui	717 490/195 060/ 920	12 Trittalpeli	718 600/193 300/1400
9 Ahornen-Schuppe	716 625/192 940/1322		

Abb. 5b. Stratigraphische Detailprofile durch die Nummulitenschichten der autochthon/parautochthonen Elemente des hintersten Linthtales: zentraler und südlicher Abschnitt der Tierfehd-Aufwölbung.

am Wandfuss östlich P. 1447.3 (Abb. 5b: Profil 11). An der Tertiärbasis findet sich ein feinkörniger, im Bruche ölig glänzender Quarzit vor, der den Quarziten westlich der Bocklaui verglichen werden kann. Gegen Südwesten zu verliert das Tertiär des Verkehrtschenkels der Chinzen-Schuppe erheblich an Mächtigkeit. Schon im Fiseten-Stollen, knapp 400 m südwestlich des Profiles am Chinzenweg, liegt nur noch eine schmächtige Nummulitenschichten-Abfolge vor (Abb. 5b: Profil 10). Die Körner des basalen, glimmerführenden Quarzsandsteins im Fiseten-Stollen sind gut eingeregelt und bilden ein fast gneissartiges Gefüge.

Aufschlüsse der unter die Chinzen-Schuppe eintauchenden Ahornen-Schuppe sind bis jetzt an der Oberfläche keine aufgefunden worden. Im Fiseten-Stollen schaltet sich zwischen Chinzen- und Ahornen-Schuppe eine lediglich aus Globigerinenschiefern bestehende Mulde ein; im Verkehrtschenkel der Ahornen-Schuppe jedoch findet sich ein stark zerscherter und von zahlreichen Limonithäuten durchsetzter, ungleichkörniger Quarzit (Abb. 5b: Profil 9).

Wo der vom Walenbach nach Hintersand führende Stollen die Tertiärmulde zwischen der Chinzen-Schuppe und ihrem Rückenelement quert, befinden sich plattige Globigerinenkalkschiefer in tektonischem Kontakt mit den Malmkalken beider Elemente; in den Globigerinenschiefern ist ein nur wenige Meter mächtiger ungleichkörniger, schwach kalkiger Quarzit-Schürfling angefahren worden.

*

Der tiefgreifenden Tertiärsynklinale südlich des Walenbaches entspricht auf der rechten Talseite die auffällige Mulde, welcher der Weg von der Üelialp nach Unter-Baumgarten folgt. Die Mulde der Üelialp ist die deutliche Trennung zwischen dem nördlichsten Abschnitt der mesozoischen Hülle des alpinen Zentralmassivs, der wohl als Sedimentbedeckung des Erstfelder-Massivs zu deutenden Tierfehd-Aufwölbung samt ihrer südlichsten, etwas stärker individualisierten Einheit (Chinzen- bzw. Unter-Baumgarten-Schuppe), und den nur wenig daraufgeschobenen, wohl schon parautochthon zu nennenden Einheiten des zentralen Aarmassivs.

Im Rücken der Unter-Baumgarten-Schuppe lassen sich an der Oberfläche nirgends mehr basale Nummulitenbildungen feststellen. Wo der Kontakt Mesozoikum/Tertiär aufgeschlossen ist, folgen Globigerinenschiefer mit scharfer Grenze über oberjurassischen oder unterkretazischen Kalken (J. OBERHOLZER, 1933: Taf. 5: Profil 14; 1942 [Karte]; G. STYGER, 1961: 54/55). Unter dem Mesozoikum der Geissberg-Schuppe jedoch tritt eine verkehrtliegende Tertiärabfolge auf, die in stratigraphischem Zusammenhang mit dem Verkehrtschenkel dieses Elementes steht (S. 33). In der festen Meinung, in der Tertiärmulde der Üelialp könnten keine stratigraphisch zur Geissberg-Schuppe gehörigen Nummulitenschichten mehr vorliegen, hat allerdings G. STYGER (1961: 26, 53/55) die von J. OBERHOLZER (1933: 8) durchaus richtig als Verkehrtschenkel der Geissberg-Schuppe gedeuteten Nummulitenschichten im Walde über der Üelialp, am Fusse der Wandstufe südöstlich des Schwamm und am Wildwüestibach samt und sonders als in Globigerinenschiefern schwimmende Schürflinge betrachtet und dabei die sich an der Stirn der Geissberg-Schuppe nördlich des Wildwüestibaches unter Valanginian- und Kieselkalk einstellenden Drusbergschichten

(Koordinaten 718 450/192 460/1540) für Globigerinenschiefer gehalten (G. STYGER, 1961: 50/52, Fig. 1).

Mit den Nummulitenschichten des Verkehrtschenkels der Geissberg-Schuppe durchaus zu vergleichen ist die Tertiärabfolge des Hangendschenkels der Geissberg-Schuppe, die im obersten Absatz der Wandstufe unter der «I de wielesche Sätz» genannten Terrasse über Öhrlikalk transgrediert (Koordinaten 718 150/192 145/1440).

Mit den Beobachtungen an der Oberfläche stimmen die Befunde im Berginnern, die in den durch die Kraftwerke Linth-Limmern AG vorgetriebenen Stollen gemacht werden konnten, recht gut überein.

Im Druckschacht Limmern folgen auf m 691 (Koordinaten 718 305/192 230/1240) mit scharfer Grenze über splittrigem, dunklem Quintnerkalk der Unter-Baumgarten-Schuppe verwalzte Linsen eines schwach kalkigen Quarzites. Nach einigen Zentimetern zerdrückter, knotiger Schiefer setzen feingeplattete Globigerinenmergelkalkschiefer ein. Das Tertiär der Unter-Baumgarten-Schuppe ist also — wie das schon J. OBERHOLZER (1933: Taf. 5: Profil 14; 1942 [Karte]) dargestellt hat — weitgehend abgeschürft.

Wo auch immer die Stollen die Obergrenze der Globigerinenschiefermulde der Üelialp gequert haben, sind verkehrtliegende Nummulitenschichten der Geissberg-Schuppe durchschlagen worden (Zugangsstollen Schwamm, Abb. 5c: Profil 14; Überleitungsstollen Durnagel, Abb. 5c: Profil 13; Druckschacht Hintersand; Druckschacht Limmern).

An all diesen Stellen setzt das Tertiär mit einem massigen, kaum kalkigen, grobkörnigen, 2.5—6 m mächtigen Quarzit ein, der meist von zahlreichen Sericitflittern durchsetzt ist. Infolge der tektonischen Beanspruchung ist in den ungleichkörnigen Quarziten stellenweise eine grobe Einregelung der Quarzkörner erfolgt, so dass die Gesteine eine lagig-flatschige, fast als «gneissartig» zu bezeichnende Textur aufweisen. Gegen oben nimmt der Kalkgehalt der basalen Quarzite zu: kalkige Quarzite leiten in Kalksandsteine und ungleichkörnige Sandkalke über (1.2—4.5 m).

Stellenweise mit einem raschen Übergang, meist aber mit scharfer Grenze folgen über der basalen Sandsteinserie dunkelblaugraue, meist gut geplattete bis geschieferte Discocyclinenkalke (1.8—4.5 m). In ihrem tieferen Abschnitt sind diese Gesteine feinsandig; gegen oben werden sie aber beinahe quarzfrei. Neben zahlreichen Discocyclinen und kleinen Nummuliten tritt *Nummulites millecaput* var. *tenuissima* auf.

Die Obergrenze der Nummulitenschichten der Geissberg-Schuppe ist meistenorts tektonisch überprägt; die tiefsten, gut geplatteten Globigerinenkalkschiefer sind schwach calcitisiert. Wo aber der stratigraphische Zusammenhang erhalten geblieben ist, schalten sich zwischen Discocyclinenkalk und Globigerinenschiefer spröde, glimmerführende, feinsandige Kalkschiefer (1—6 m) ein. In diesen Schiefern sind im Durnagel-Stollen zahlreiche Pectinidenreste gefunden worden.

Im Liegenden der Schuppe von Ober-Baumgarten sind nur an wenigen Stellen Nummulitenschichten vorhanden. Doch gerade in der Abendweidrus, wo G. STYGER (1961: 50) eine Überschiebung von Malmkalken auf Globigerinenschiefer beschrieben hat, schaltet sich eine 4—5 m mächtige Discocyclinenkalk-Linse ein (Koordinaten 718 530/192 260/1615). Eine weit vollständigere Tertiärserie folgt im Druckschacht Limmern auf m 1040 (Koordinaten 718 440/191 985/1450) unter dem Valanginiankalk

der Ober-Baumgarten-Schuppe. Sie setzt mit einem gut 6 m mächtigen, an der Basis sehr groben Quarzit ein; im nachfolgenden Nummuliten/Discocyclinen-Kalk ist *Nummulites millecaput* var. *tenuissima* festzustellen.

Die Nummulitenschichten von Ober-Baumgarten selber sind durchaus mit jenen der Geissberg-Schuppe zu vergleichen. Es liegt kein Anlass dazu vor, für die Schichtfolge am Wildwüestibach und in der Abendweidrus (G. STYGER, 1961: 46/49) verkehrte Lagerung anzunehmen. Der am Torkopf (G. STYGER, 1961: 43/44) unter dem spärliche Nummuliten- und Discocyclinenfragmente führenden Quarzsandstein auftretende mürbe Sandkalk mit *Nummulites* aff. *uranensis* keilt nordwärts aus. Schon in den Schafchöpf südöstlich des Windigegg schalten sich nur noch stellenweise an der Tertiärbasis Sandkalklinsen mit grossen Nummuliten ein; meist bildet ein grober, zuunterst von einzelnen Limonitschlieren durchzogener Quarzsandstein das Transgressionsniveau. Es ist daher nicht befremdend, dass im ursprünglich nordwestlich anschliessenden Abschnitt der Oberen Baumgartenalp an der Tertiärbasis Quarzsandsteine auftreten. Die auf Ober-Baumgarten den oberen Abschluss der Nummulitenschichten bildenden, geschieferten Discocyclinenkalke mit *Nummulites millecaput* var. *tenuissima*, *N. helveticus*, *N.* aff. *striatus* und *N.* cf. *aturicus*[15] sind keineswegs mit dem basalen Sandkalk am Torkopf (G. STYGER, 1961: 64), sondern mit dem auch dort stellenweise im Hangenden des Quarzsandsteines vorhandenen geringmächtigen Discocyclinenkalk zu vergleichen.

*

Der vom Walenbach nach Hintersand führende Stollen hat die Tertiärmulde des Walenbachtales auf ungefähr K. 1305 westlich Vorder-Läger durchfahren. Der Troskalk des höchsten Elementes der Tierfehd-Aufwölbung trägt einen nur wenige Dezimeter mächtigen, stark zerscherten, ungleichkörnigen Kalksandstein (Koordinaten 716 070/190 645/1307).

Über der im Stollen gut 25 m mächtigen Globigerinenschiefermulde folgt eine kleine, aus Nummulitenschichten und Unterkreide bestehende Scherbe, welcher der mit Nummulitenschichten einsetzende Verkehrtschenkel der Sandwald-Schuppe (cf. Anm. 26 S. 71) aufruht (Abb. 5c: Profile 16/18).

Der höhere Abschnitt der Nummulitenschichten der Sandwald-Schuppe ist mit den nördlicher gelegenen Profilen zu vergleichen. Unter dem kalkfreien, zum Teil recht grobkörnigen Quarzit schaltet sich aber eine feine Wechsellagerung von Kalksandsteinen und Feinsandkalkschiefern mit Nummuliten- und Lithothamnienbruchstücken ein. Das Einsetzen eines tieferen Horizontes im Verkehrtschenkel der Sandwald-Schuppe bildet eine Parallele zu der in der Torkopf-Schuppe festgestellten Erscheinung, wo der in den Schafchöpf nur in einzelnen Linsen auftretende Sandkalk mit grossen Nummuliten gegen Süden zu an Bedeutung gewinnt.

Südöstlich des Gletscherchopfes reichen die Stirnfalten des Gemsistock-Mittelbaues, der Gemsistock-Nordwand-Schuppe, westwärts bis in die Altenorenstock-

[15] Bei den spärlich auftretenden Formen des *perforatus*-Phylums handelt es sich viel eher um *Nummulites* cf. *aturicus* JOLY & LEYMERIE als um *N.* aff. *uranensis* DE LA HARPE (G. STYGER, 1961: 48, 64).

Koordinaten der Fusspunkte der Profile

13	Durnagel-Stollen	718255/192155/1305
14	Zugangsstollen Schwamm	718090/192165/1305
15	Üelialp	717850/191800/1190
16	Stollen Walenbach–Hintersand	716020/190575/1306
17		716000/190550/1306
18		715995/190545/1306
19	Weg zur Beckilücke	714030/190700/2460
20	P. 2596 am Altenorenlappen des Claridenfirns	713200/190685/2590

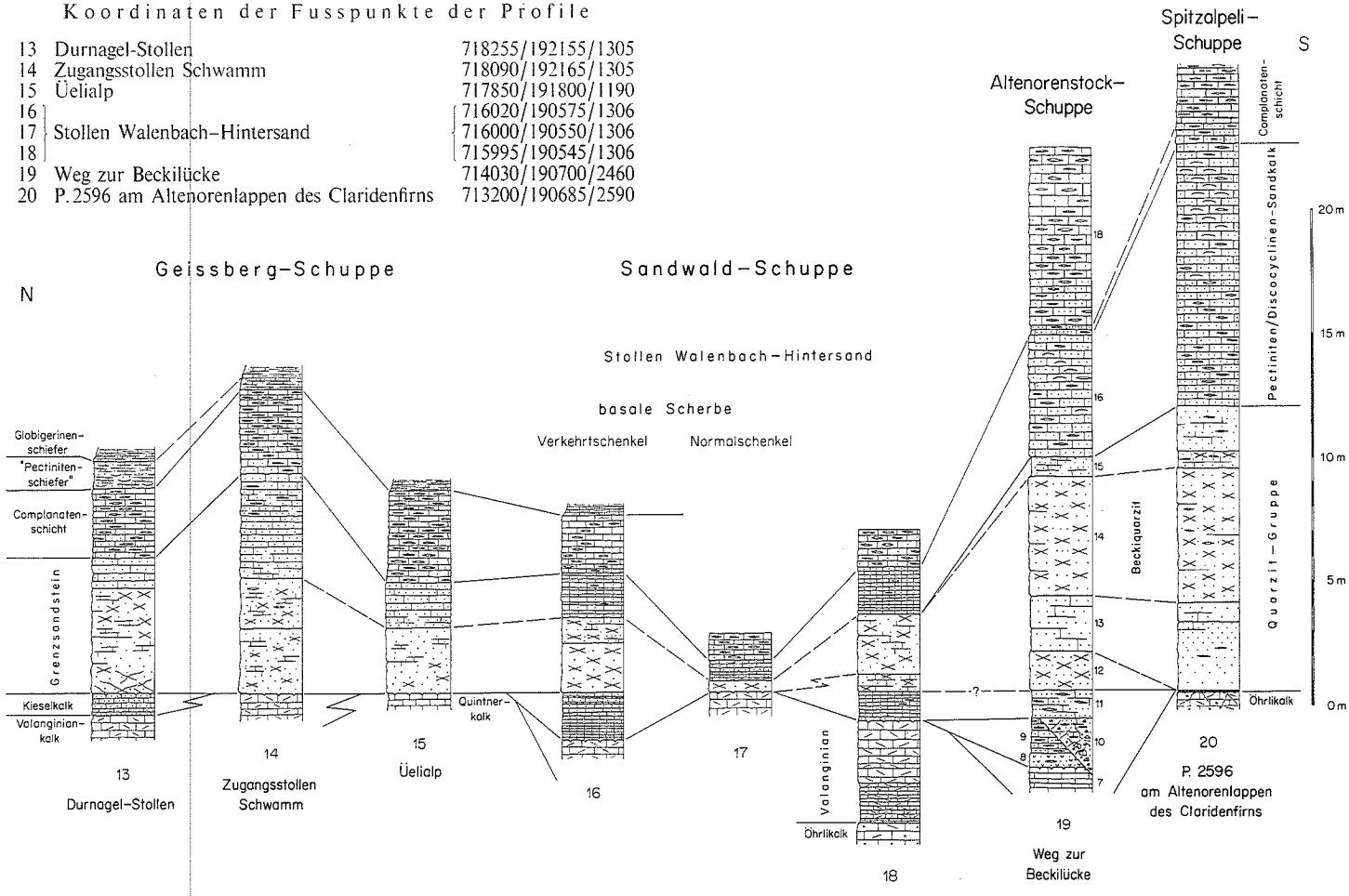


Abb. 5c. Stratigraphische Detailprofile durch die Nummulitenschichten der autochthon/parautochthonen Elemente des hintersten Linthtales: parautochthone Elemente der östlichen Spitzalpelistock/Zuetribistock-Kette.

Nordwand vor. Ihre Nummulitenschichten bestehen aus Quarzit und darüberfolgendem, verschiefertem Nummuliten/Discocyclinen-Kalk.

Die Nummulitenschichten der östlichen Spitzalpeli-Schuppe

Weit grössere Mächtigkeiten als in den tieferen parautochthonen Schuppen erreichen die Nummulitenbildungen in der Spitzalpelistock/Zuetribistock-Kette (J. OBERHOLZER, 1933: 399; H. WIDMER, 1949: 61). Die in der Nordflanke des Beckistockes[16] und des Zuetribistockes synklinal gelagerten Nummulitenschichten der Spitzalpeli-Schuppe steigen in der Mulde des Claridenbaches wieder NNW-wärts an. Halbwegs zwischen den kleinen Seen des Claridenbaches und der Claridenhütte hat die Öhrlikalk/Nummulitenschichten-Platte der Spitzalpeli-Schuppe ihre frontale Abspaltung, die Altenorenstock-Schuppe, angefahren und dabei das südliche Ende dieser Einheit aufgebogen und überkippt.

Unter den Drusbergschichten der von H. WIDMER (1949: 75) festgestellten, verkehrtliegenden Neocom-Serie des Ober-Gemsalpeli (Abb. 3: Profil 5) folgt ein geringmächtiger Span grobspätigen Valanginiankalkes und schwach mergeliger, feinspätiger Schiefer (Koordinaten 714 405/190 650/2395), der gegen Westen zu Drusberg- und Altmannschichten abschneidet und auf K. 2410 die Unterlage des Oberen Kieselkalkes der Verkehrtserie der Altenorenstock-Schuppe bildet. Nördlich an den Valanginian-Span und die verkehrtliegende Neocom-Serie, deren Schichtglieder gegen Westen zu rasch, im einzelnen aber nicht in ihrer stratigraphischen Reihenfolge auskeilen, schliesst mit scharfer Grenze das transgressive Tertiär an. Auf K. 2430 überlagert die Öhrlikalk-Platte der Spitzalpeli-Schuppe die mit brecciösen Basisbildungen einsetzenden Nummulitenschichten. Nur wenig weiter westlich schalten sich zwischen Öhrlikalk und Tertiär kleine Seewerkalk-Linsen ein; am Weg von der Claridenhütte zur Beckilücke ist das von J. OBERHOLZER (1933: 359/360, 379/380) beschriebene Profil von Mittlerer Kreide und Seewerkalk aufgeschlossen.

Profil durch Nummulitenschichten und Kreide des Hangendschenkels der Altenorenstock-Schuppe am Weg von der Claridenhütte zur Beckilücke
(Abb. 5c: Profil 19; Abb. 3: Profil 6)
[Koordinaten: (18) 714 030/190 700/2460; (1) 714 045/190 660/2475]

Firnschnee.

(18) 6.7 m Nummuliten/Discocyclinen-Kalk: massiger, stellenweise aber geschieferter, hellgelb anwitternder, inwendig blaugrauer, schwach bis deutlich sandiger Kalk mit zahlreichen, bis 4 cm grossen Discocyclinen, kleinen Nummuliten und *Nummulites millecaput* var. *tenuissima*, *N. helveticus* und *N.* cf. *aturicus*. — Rascher Übergang.

(17) 0.4—0.5 m von hellanrostenden Sandschlieren durchzogener, löcherig auswitternder, stark sandiger Nummuliten/Discocyclinen-Kalk. — Rascher Übergang.

(16) 2.5—5.4 m Pectiniten/Discocyclinen-Sandkalk: feingebankter, dunkelbraungrau bis braunschwarz anwitternder, löcheriger, zäher, feinkörniger Sandkalk mit einzelnen gröberen,

[16] Beckistock heisst der kleine Gipfel P. 2586.9 westlich des über die Beckilücke führenden Weges. Der in der LK. (Blatt 246: Klausenpass, Ausgabe 1951; Blatt 1193: Tödi, Ausgabe 1963) als Beckistock bezeichnete Gipfel P. 2635 wird «Hinterer Zuetribistock» genannt.

wasserklaren Quarzkörnern; meist nur einzelne Discocyclinen, in faust- bis kopfgrossen, hellgelbgrau anwitternden Nestern Nummuliten und Discocyclinen gehäuft. — Rascher Übergang.

Quarzit-Gruppe:

(15) 0.8 m Oberer Quarzsandstein: hellanrostender, zäher, löcheriger, scherbig brechender, schwach kalkiger, grobkörniger Quarzsandstein mit bis 3 mm grossen Milchquarzkörnern. — Sehr rascher Übergang.

(14) 4.8 m Beckiquarzit: fast weiss anwitternde Bank eines zähen, inwendig braunblaugrauen, meist feinkörnigen, zuunterst etwas gröberen und ungleichkörnigen Quarzites. — Rascher Übergang.

(13) 2.2 m Mürber Sandstein: dunkelbraungrauer, löcheriger, grob- und ungleichkörniger, etwas gebänderter, unglaublich zäher, schwach kalkiger Quarzsandstein. — Sehr rascher Übergang.

(12) 1.5—1.8 m Unterer Quarzit: sehr hell anwitternder, inwendig braunblaugrauer bis schwarzer, feinstkörniger, scherbig brechender Quarzit. — Scharfe Grenze.

Basisbildungen des Tertiärs:

(11) 0.8—1.5 m anrostender, etwas mürber, löcheriger, scherbig brechender, kalkiger Sandstein mit *Nummulites millecaput*. — Scharfe Grenze; während im Westen (9) mit scharfer Grenze unter (11) folgt, wird (9) ostwärts rasch reduziert; stellenweise hat der intramitteleozäne Aufarbeitungshorizont (10) auch auf (8) und sogar auf (7) hinuntergegriffen (Abb. 6).

(10) 0—2.7 m von rostigen, sandigen Schlieren durchsetzter, z. T. knolliger und brecciöser, inwendig dunkelblaugrauer Nummulitensandkalk mit *Nummulites* aff. *helveticus*, *N. millecaput*, *N.* aff. *uranensis*, *N.* cf. *sismondai*, Discocyclinen und Bryozoen; zahlreiche, bis 5 mm grosse, herauswitternde Phosphoritknöllchen; faust- bis kopfgrosse Bruchstücke von Seewerkalk und sandigem Nummulitenkalk wie (9). — Scharfe Grenze.

(9) 0—1.4 m sandiger, blaugrauer, fossilreicher Nummulitenkalk mit rostigem Anflug; Discocyclinen, *Nummulites* aff. *helveticus*, *N. millecaput*, *N.* aff *uranensis*, *N. sismondai* und *N.* cf. *praeaturicus*. — Sehr rascher Übergang, stellenweise scharfe Grenze.

(8) 0—0.6 m rostigbraun anwitternder, im Bruche grünlich-blauschwarzer Glaukonitsandstein mit einzelnen kleinen Nummuliten und Discocyclinen sowie *Nummulites millecaput*. — Scharfe, gegen Westen mit einer Winkeldiskordanz von gut 10° schief herunterschneidende Grenzfläche.

Seewerschichten:

(7) 0—3.5 m hellanwitternder, inwendig dunkler, plattiger bis geschieferter, feinkörniger Kalk. — Stellenweise Übergang zu (6), stellenweise scharfe Grenze zu (5).

(6) 0.3—0.4 m dunkler Kalk wie (7), meist etwas körniger; zuoberst von anrostenden Sandschnüren, gegen (5) hin immer stärker von knorrig herauswitternden glaukonitischen Schlieren durchsetzt; an der Basis knapp mm-grosse Phosphoritkörnchen. — Rascher Übergang.

(5) 0.9 m Turrilitenschicht: düster anwitternder, groblöcheriger, zäher, im Bruche grünlichgrauer, glaukonitischer Kalksandstein; zahlreiche, meist unkenntliche, phosphoritisierte Steinkerne: *Turrilites (Mariella) bergeri*, *Stoliczkaia* (?), *Neohibolites*, unbestimmbare Lamellibranchier und Seeigel (Spatangiden). — Rascher Übergang.

(4) 0.5 m Aubrigschichten (Knollenschichten): massiger, braungrau anwitternder, inwendig heller, fleckiger, leicht kalkiger, teilweise grobglaukonitischer Sandstein mit löcherig herauswitternden, bis faustgrossen, hellanwitternden, seewerkalkähnlichen Linsen. — Rascher Übergang.

(3) 0.9—2 m Twirrenschichten (?): anrostender, feinsandiger bis siltiger, stellenweise kieseliger, nur schwach kalkiger, im Bruche grünlichgrauer Schiefer mit glänzendschwarzen Schieferungsflächen; leicht löcherig ausgewittert; gegen oben stärker glaukonitisch und etwas massiger. — Scharfe Grenze.

(2) 1.7 m Schrattenkalk: geplatteter bis geschieferter, hellblaugrau anwitternder, inwendig blauschwarzer, feinkörniger Kalk. — Scharfer, tektonischer Kontakt.

(1) Öhrlikalk: hellgelbgrau anwitternder, organogen-detritischer Kalk mit rötlichem Anflug.

Die Nummulitenbildungen der Altenorenstock-Schuppe können in vier Schichtabschnitte unterteilt werden:

Nummuliten/Discocyclinen-Kalk
Pectiniten/Discocyclinen-Sandkalk
Quarzit-Gruppe
Basisbildungen.

Die tertiären Basisbildungen der Altenorenstock-Schuppe (Abb. 6): Nur ganz lokal ist im hangenden Verkehrtschenkel der Altenorenstock-Schuppe der basale Glaukonitsandstein erhalten geblieben (Koordinaten 714 040/190 675/2470; 714 155/190 630/2450). Das mikrolithologisch recht merkwürdige Gestein wird von 0.2—1.2 mm grossen, rundlichen Silexkörnern aufgebaut, in deren Zentrum sich zuweilen noch etwas Kalksubstanz vorfindet. Der die Körner umhüllende Glaukonit wächst moosartig in die von limonitischen Häuten durchzogenen Körner vor. Auch die vorhandenen Mikrofossilien weisen dendritische Glaukonitinfiltrationen auf. Andrerseits sind bis 3 mm grosse Glaukocalcitkörner festzustellen, bei welchen um einen glaukonitischen Kern eine Calcitschale gelegt ist. Quarz ist selten und nur in Feinsandfraktion vorhanden.

Die Fauna des stellenweise über den Glaukonitsandstein, stellenweise über die darunterliegende Kreide transgredierenden sandigen Nummulitenkalkes weist auf mittleres Mitteleozän hin. Die beiden tiefsten Tertiärniveaux sind weitgehend der Abtragung anheimgefallen. Meist setzt das Tertiär des Verkehrtschenkels der Altenorenstock-Schuppe mit einem Aufarbeitungshorizont, einem stark anrostenden, brecciösen, phosphoritischen Nummulitensandkalk ein. Die Nummuliten sind von limonitischen Häuten umgeben und wittern leicht aus dem von sandigen, phosphoritischen Schlieren und einzelnen Glaukonitkörnern durchsetzten Gestein heraus (Koordinaten 714 170/190 630/2445).

Die Komponenten der Kalkbreccie sind vielfach nicht grösser als 2—3 cm; doch hat bereits H. WIDMER (1949: 75) «grobe Brocken von Neocom» festgestellt. Gerade über der Brunnstube der Claridenhütte führt der Aufarbeitungshorizont (Photo 1) faust- bis kopfgrosse Bruchstücke von Nummulitenkalk, Seewerkalk, Kieselkalk, Valanginiankalk, Öhrlikalk und Quintnerkalk (Koordinaten 713 955/190 665/2475). Über der unteren Wegspur von der Claridenhütte zum Claridenbach sind in der Breccie gar bis 2 m grosse Blöcke von Seewerkalk festzustellen (Koordinaten 714 155/190 630/2450). Die Komponenten, namentlich die grobspätigen Valanginiankalke und die rötlich anwitternden Öhrlikalke, sind von den entsprechenden Gesteinen der Spitzalpeli-Schuppe und ihrer frontalen Abspaltung nicht zu unterscheiden. Die aufgearbeitete Nummulitenfauna stammt aus dem liegenden sandigen Nummulitenkalk.

Im kalkigen Nummulitensandstein im Hangenden des Aufarbeitungshorizontes sind noch keine Formen des oberen Mitteleozän festzustellen. Der Aufarbeitungshorizont und der Nummulitensandstein dürften ins mittlere Mitteleozän einzuordnen sein.

Die Basisbildungen finden sich nur im hangenden Verkehrtschenkel der Altenoren-

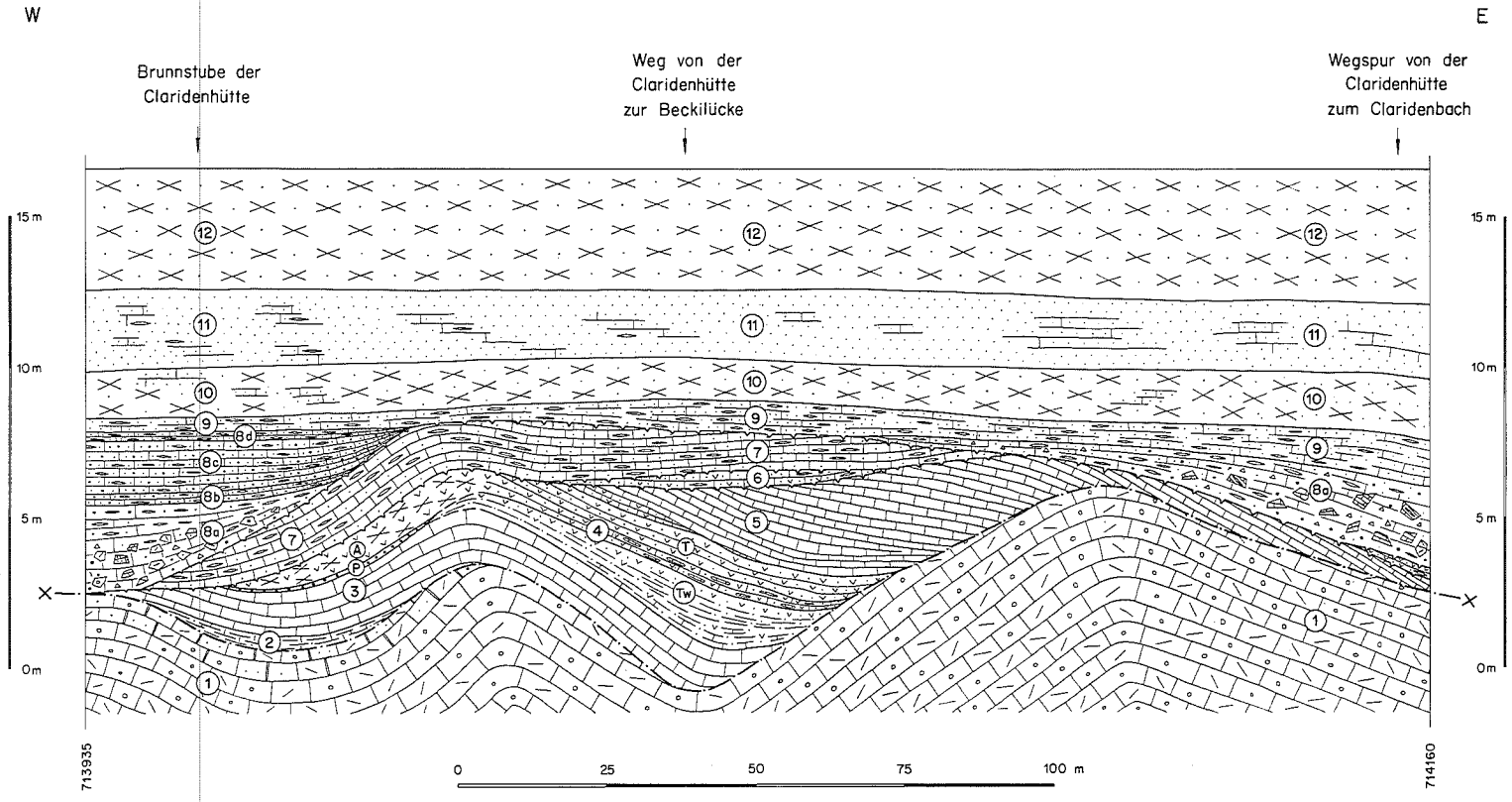


Abb. 6. Abgewickeltes Längsprofil der basalen Nummulitenschichten und ihrer Kreide-Unterlage im hangenden Verkehrtschenkel der Altenorenstock-Schuppe südlich der Claridenhütte.

Legende zu Abb. 6:

Verkehrtschenkel der Altenorenstock-Schuppe

12 Beckiquarzit: fast weiss anwitternde, massige Bank eines zähen, dunklen Quarzits.

11 Mürber Sandstein: löcherig-bänderig verwitternder, grobkörniger, kalkiger Sandstein mit kleinen Nummuliten und Lithothamnienfragmenten.

10 Unterer Quarzit: hellanwitternder, im Bruche blauschwarzer, schwach kalkiger, quarzitischer Sandstein bis kalkfreier Quarzit.

9 Anrostender, löcherig anwitternder, zäher, schwach kalkiger Sandstein mit *Nummulites millecaput* sowie kleinen Nummuliten und Discocyclinen.

8 Aufbereitungshorizont des mittleren Mitteleozän:

8d Feinsandiger, von anrostenden, sandigen Schlieren durchzogener Kalk mit *Nummulites millecaput*.

8c Schiefrig zerfallender, sandiger, phosphoritischer Kalk mit *Nummulites* aff. *helveticus*, *N. millecaput* und Discocyclinen.

8b Sandiger, phosphoritischer Discocyclinenkalk.

8a Rostige, phosphoritische, fossilreiche Kalkbreccie mit zahlreichen Nummuliten sowie faust- bis kopfgrossen Bruchstücken von Nummulitenkalk, Seewerkalk, Kieselkalk, Valanginiankalk, Öhrlikalk und Quintnerkalk.

7 Anrostender, dunkelblaugrauer, schwach spätiger, sandiger Kalk bis Sandkalk mit *Nummulites* aff. *helveticus*, *N. millecaput*, *N.* aff. *uranensis*, *N. sismondai*, *N.* cf. *praeaturicus* und Discocyclinen.

6 Anrostender, grünlichblauschwarzer Glaukonitsandstein mit *Nummulites millecaput*.

5 Seewerkalk: plattiger bis schiefriger, dunkler Kalk; unterste Partie schwach glaukonitisch und phosphoritisch.

4 Mittlere Kreide:

T Turrilitenschicht: glaukonitischer Kalksandstein mit zahlreichen phosphoritisierten Fossilsteinkernen: *Turrilites (Mariella) bergeri*, *Stoliczkaia* (?), *Neohibolites*.

A Aubrigschichten: schwarzer, kalkfreier Glaukonitquarzit mit undeutlichen Lamellibranchierresten; im Osten leicht kalkiger, glaukonitischer Sandstein mit bis faustgrossen seewerkalkähnlichen Linsen.

P Kalksandstein mit phosphoritischen Knollen im Liegenden der Aubrigschichten.

Tw Twirrenschichten (?): feinsandige, z. T. kieselige, schwach kalkige Schiefer; gegen oben stärker glaukonitisch werdend.

3 Schrattenkalk: plattiger, blauschwarzer, schwach spätiger Kalk.

2 Drusbergschichten: schwach mergelige, feinsandige Kalkschiefer.

Überschobene Öhrlikalk-Platte der Spitzalpeli-Schuppe

1 Plattiger, onkolithischer, schwach, aber grob spätiger Kalk; im Westen zuoberst feinsandig und schwach dolomitisch.

---

stock-Schuppe vor. Im nördlich anschliessenden Gebiet (Altenorenstock), im Süden (Claridenbach, Beckilücke) und im Westen (P. 2596 am Claridenfirn, Abb. 5c: Profil 20) bildet der «Mürbe Sandstein» den tiefsten Tertiärhorizont, der vom darunterliegenden, zuoberst stark limonitisch infiltrierten Öhrlikalk durch eine scharfe, auswitternde Fuge getrennt ist (cf. S. 34). Am Claridenfirn enthält die 2—3 cm breite, verrostete Fuge neben Quarzsand kleinste Trümmer von Öhrlikalk; etwas mächtiger

ist die limonitische Breccie am Grat zwischen den beiden Zuetribistockgipfeln (J. OBERHOLZER, 1933: 399/400).

Quarzit-Gruppe: Mit scharfer Grenze folgt im hangenden Verkehrtschenkel der Altenorenstock-Schuppe über dem höchsten Glied der basalen Nummulitenschichten die Quarzit-Gruppe: eine fossilarme, lithologisch aber gut zu gliedernde Abfolge zäher Quarzite und Sandsteine.

Der nur im Verkehrtschenkel der Altenorenstock-Schuppe vorhandene Untere Quarzit bildet eine massige, hellanwitternde, stellenweise anrostende, 1.5—2 m mächtige Bank. Das zähe, im Bruche braunblaugraue bis fettigschwarze Gestein ist stellenweise leicht kalkig.

Durch einen sehr raschen Übergang ist der «Untere Quarzit» mit dem darüberliegenden, düsterbraungrau anwitternden, 2—5 m mächtigen Schichtabschnitt verbunden. Wo der «Untere Quarzit» fehlt (Claridenfirn, Claridenbach, Beckistock, Zuetribistock), bildet dieser Mürbe Sandstein den tertiären Transgressionshorizont. Der rauhflächige, löcherig und bänderig auswitternde Sandstein hat nur das Aussehen eines mürben Gesteins: es ist ein ausserordentlich zäher, im Bruche hellgrauer, rötlichbrauner oder fast schwarzer, zuweilen gesprenkelter, grob- und meistens ungleichkörniger, schwach kalkiger Quarzsandstein. Seine eng aneinander gelagerten, 0.4—4 mm, ausnahmsweise bis 8 mm grossen, gerundeten, zum Teil polykristallinen, milchigweissen Quarzkörner (60—70%) sind vielfach von limonitischen Tonhäuten eingefasst. Die Kalkmatrix ist stellenweise verkieselt. Selten sind kleinste Sericitflitter und zerdrückte Turmalinkörner festzustellen. Im Gestein treten einzeln oder in kleinen Nestern angehäuft Discocyclinen, Bruchstücke von *Lithothamnium nummuliticum* (GÜMB.) und kleine Nummuliten auf. Neben A-Formen des *perforatus*-Phylums ist eine *Nummulites striatus* (BRUG.) nahestehende Form festzustellen.

Die im Ostabschnitt der Spitzalpelistockkette jeweils von weitem erkennbare, fast weisse, 4—6 m mächtige Quarzitbank, die mit dem «Mürben Sandstein» durch einen raschen Übergang verbunden ist, kann nach ihrem Auftreten unmittelbar nördlich der Beckilücke (J. OBERHOLZER, 1933: 399) Beckiquarzit genannt werden (Koordinaten 713 915/190 095/2535). Das zähe, inwendig braunblaugraue bis schwarze Gestein ist an der Basis grob- und ungleichkörnig, wird aber gegen oben bedeutend feiner und wittert zuweilen rötlich an. 0.02—0.1 mm grosse Quarzkörner (95%) sind in einer Pflasterstruktur angeordnet, die nur von wenigen, 0.3—1 mm grossen, vorwiegend gerundeten, gröberen Quarzkörnern sowie von einzelnen, von Sericitflittern begleiteten Tonhäuten durchsetzt ist. Selten treten Turmalin und Apatit auf. Die grobkörnigeren Lagen enthalten einzelne Discocyclinen und Nummuliten des *perforatus*-Phylums.

Sehr rasch geht aus dem Beckiquarzit der 0.8—2.5 m mächtige Obere Quarzsandstein hervor. Das löcherig auswitternde, schwach kalkige, grobkörnige Gestein verbindet die Quarzit-Gruppe mit dem hangenden Pectiniten/Discocyclinen-Sandkalk.

Gerade bevor die von der Claridenhütte gegen den Claridenfirn führende Wegspur nördlich um den höchsten, lebhaft gelb anwitternden Felsbuckel P. 2618 (Nummuliten/Discocyclinen-Kalk) herumführt, finden sich in den braunrot anwitternden, grob-

sandigen Lagen über dem Beckiquarzit neben Schalentrümmern von Lamellibranchiern einzelne Discocyclinen und Nummuliten (Koordinaten 713 270/190 535/2590). Neben *Nummulites striatus* (BRUG.) nahestehenden Formen treten auch einzelne grosse Nummuliten auf, die dem Typus von *N. perforatus* (MONTF.) entsprechen. Mindestens der obere Teil der Quarzit-Gruppe dürfte daher bereits ins obere Mitteleozän gehören.

Pectiniten/Discocyclinen-Sandkalk: Aus dem «Oberen Quarzsandstein» entwickelt sich eine dunkelbraungrau anwitternde Abfolge zäher Sandkalke und Kalksandsteine, die in der Claridenbach-Mulde 8—10 m mächtig werden kann. Die löcherig auswitternden Gesteine sind meist recht feinkörnig, führen aber einzelne bis 3 mm grosse, wasserklare Quarzkörner. Stellenweise treten reichlich Bruchstücke von Discocyclinen, Nummuliten, Bryozoen und Echinodermen auf.

Sehr gut lässt sich die stark wechselnde lithologische Ausbildung des Pectiniten/Discocyclinen-Sandkalkes an den vom Eis geschliffenen Buckeln beobachten, über welche die Wegspur von der Claridenhütte zum Claridenfirn gerade östlich des Gletschers führt. In die meist löcherig auswitternden Sandkalke und Kalksandsteine mit vorragenden Quarzkörnern sind einzelne quarzitische, rötlich anwitternde Lagen eingeschaltet (cf. Anm. 18 S. 58). Im oberen Abschnitt der Sandkalkserie finden sich hellgelb anwitternde, faust- bis kopfgrosse, fossilreiche Nester eines feinsandigen Kalkes, der dem über dem Pectiniten/Discocyclinen-Sandkalk folgenden Nummuliten/Discocyclinen-Kalk schon recht ähnlich sieht. Im stärker sandigen Nebengestein treten ausser kleinen Nummuliten und Discocyclinen Lamellibranchierreste (Austern und Pectiniden) auf; stellenweise ist das Gestein geradezu als Pectinitensandkalk (J. OBERHOLZER, 1933: 399; H. WIDMER, 1949: 61) ausgebildet (Nordabfall des Hinteren Zuetribistockes, Geissbützistock-Ostflanke).

Der obere Teil des Pectiniten/Discocyclinen-Sandkalkes enthält am Ostende des Claridenfirns ausser bis 2 cm langen, schlanken Discocyclinen Nummuliten (Koordinaten 713 140/190 520/2615). Neben einer engspiraligen, verhältnismässig enggekammerten Art aus dem Formenkreis von *Nummulites striatus* (BRUG.) und *N. contortus* DESH. treten 7—9 mm grosse, recht weitspiralige, enggekammerte Nummuliten auf, die nicht einer dieser beiden Arten zugerechnet werden können, sondern zu einer noch unbenannten Art gehören[17].

Nummuliten/Discocyclinen-Kalk: Am Claridenfirn und am Nordhang der Beckistock/Zuetribistock-Kette leitet die oberste, sehr fossilreiche Bank des Pectini-

[17] Dieser Nummulit ist bei Biarritz vom oberen Mitteleozän der Villa Marbella bis ins Niveau von Cachaou vertreten (W. LEUPOLD, 1942). Die von H. DOUVILLÉ (1906: 21) bei der Villa Marbella aufgefundenen, locker aufgewundenen Nummuliten mit sichelförmig-wirbelig gebogenen Septallinien hat J. BOUSSAC (1911: 28, Pl. IV: Fig. 5) als Übergangsformen von *N. contortus* DESH. nach *N. bouillei* DE LA HARPE betrachtet. P. ROZLOZSNIK (1929: 128) möchte sie «nicht mehr in den Formenkreis der *N. striata* einbeziehen,» sondern «der *N. incrassata* DE LA HARPE oder ähnlichen Arten zuweisen». Die von W. J. M. VAN DER WEIJDEN (1940: 89/90) als Varietät von *N. contortus* hinreichend beschriebene und vermessene Form darf wohl kaum mehr zu *N. contortus* gezählt werden, stimmt aber auch mit keiner anderen bisher beschriebenen mittel- oder obereozänen Art überein.

ten/Discocyclinen-Sandkalkes in eine lebhaft gelb anwitternde Abfolge schwach bis deutlich siltig/feinsandiger Kalke mit unzähligen Discocyclinen und kleinen Nummuliten über. Meist ist der Nummuliten/Discocyclinen-Kalk 5—6 m mächtig, am Beckistock-Nordhang hingegen erreicht er eine Mächtigkeit von 8—10 m. Von weitem erscheinen die hellgelbgrauen Buckel in der Claridenbach-Mulde und am Claridenfirnende recht massig; sie bestehen jedoch meist aus feingeplatteten bis geschieferten, im Bruche blaugrauen, schwach feinsandigen Kalken.

Neben grossen Discocyclinen und einzelnen *Nummulites millecaput* var. *tenuissima* sind *N. helveticus*, Arten aus dem Formenkreis von *N. striatus* und *N. contortus* sowie A-Formen des *perforatus*-Phylums festzustellen.

Über dem wohl ins obere Mitteleozän einzuordnenden Nummuliten/Discocyclinen-Kalk folgen Globigerinenkalkschiefer[18].

Die Stellung der autochthon/parautochthonen Nummulitenschichten des hintersten Linthtales im helvetischen Tertiär

Es kann der Versuch unternommen werden, die transgressiven Nummulitenbildungen der autochthon/parautochthonen Elemente der Westseite des hintersten Linthtales mit den Tertiärabfolgen des helvetischen Faziesraumes in Beziehung zu bringen.

Mittleres Mitteleozän finden wir in der südlichsten Einheit, der Spitzalpeli/Altenorenstock-Schuppe, in nur geringer Mächtigkeit unter der recht bedeutenden, vorwiegend sandigen Serie des oberen Mitteleozän.

Es setzt mit einem Glaukonitsandstein ein, der wohl der westlichste Ausläufer der Glaukonitkalkbank des Kistenpasses im autochthon/parautochthonen Abschnitt sein dürfte[19]. Der Glaukonitsandstein und der darüberfolgende sandige Nummulitenkalk sind weitgehend einer im mittleren Mitteleozän erfolgten Abtragung anheimgefallen, da der Nummulitensandstein über dem Aufarbeitungshorizont ebenfalls noch dem mittleren Mitteleozän angehören dürfte.

Die in der Spitzalpeli/Altenorenstock-Schuppe recht mächtig entwickelte Quarzit-Gruppe nimmt eine dem Grenzsandstein des Kistenstöckli-Profiles (Arn. Heim, 1908b: 16) entsprechende Stellung ein. Während in den südlichen Elementen des Kistenpass-Querschnittes (Cavorgia- und Untere Kistenpass-Schuppe) unmittelbar über dem Grenzsandstein geringmächtige Discocyclinenkalke mit *Nummulites striatus* folgen (W. Leupold in G. Styger, 1961: 37), schaltet sich auf dem Muttseeplateau ein bis 10 m mächtiges, rostigbraun anwitterndes Schichtglied zwischen den quarzitischen Grenzsandstein und den hangenden sandigen Discocyclinenkalk ein. Arn. Heim (1908b: 17) hat diesen Abschnitt noch zum Grenzsandstein geschlagen; J. Oberholzer (1933: 398) hat ihn als einen «an feinen Quarzkörnern reichen Nummulitensandstein» beschrieben, der «in Menge Pecten und Spondylus enthält». Die von G. Styger (1961: 39) daraufhin «Pectinitenschiefer» genannten Sandkalke und

[18] Die von H. Widmer (1949: 61) erwähnte höhere, hellrosa anwitternde Sandsteinbank mit einzelnen gröberen Quarzkörnern gehört in den Pectiniten/Discocyclinen-Sandkalk.

[19] Die Assilinenglaukonitkalke in der rechtsseitigen Moräne des Claridenfirns (J. Oberholzer, 1933: 399) stammen jedoch aus den Elementen der Claridenkette.

Kalksandsteine dürften dem Pectiniten/Discocyclinen-Sandkalk der Spitzalpeli/Altenorenstock-Schuppe entsprechen, die daraufliegenden sandigen Discocyclinenkalke dem Nummuliten/Discocyclinen-Kalk der Claridenbach-Mulde.

Aus einem Vergleich mit dem Tertiär der Klimsenhorn-Mulde geht hervor, dass der Pectiniten/Discocyclinen-Sandkalk der Spitzalpelistock/Zuetribistock-Kette, aber auch der kalkige Nummulitensandstein in der Umgebung der Muttseehütte keineswegs dem ursprünglich «Pectinitenschiefer» genannten Schichtglied gleichgesetzt werden kann. Als Pectinitenschiefer hat F. J. KAUFMANN (1867: 108/109, Karte) ein sich im Liegendschenkel der westlichen Klimsenhorn-Mulde zwischen Nummulitenkalk beziehungsweise «Complanataschichten» (F. J. KAUFMANN, 1867: 121) und «Oberen Quarzsandstein» einschaltendes Schichtglied bezeichnet, das er später in «Hohgantschiefer» umbenannt hat (F. J. KAUFMANN, 1886: 540/541)[20]. Am Klimsenhorn selber hat F. J. KAUFMANN (1867: 65/66, 108) keine «Pectinitenschiefer» ausgeschieden; er war der Ansicht, dieses Schichtglied gehe ostwärts in der mächtigen Masse des «Oberen Quarzsandsteins» (= «Quarzsandstein des Klimsenhorns») auf. ARN. HEIM (1908b: 40/44, Fig. 5) hat jedoch am Nordabfall des Klimsenhorns im Liegenden des «Oberen Quarzsandsteins» (= «Hohgantsandstein») «Pectinitenschiefer» aufgefunden. Den unter den Hohgantschiefern, aber noch über der «Complanataschicht s. str.»[21] auftretenden Quarzsandstein hat ARN. HEIM dem «Grenzsandstein» des Kistenpasses verglichen, während es sich nach der Auffassung J. SCHUMACHERS (1948: 81, 86) um acht verschiedene Sandsteinhorizonte des oberen Mitteleozän und des unteren Obereozän handelt. Der am Klimsenhorn der «Unteren Perforatusschicht» (= «Basis-Nummulitensandstein» ARN. HEIM) aufruhende «Untere Sandstein des Oberlutétien» zerfällt in zwei Abschnitte: über einer tieferen, quarzitischen Partie liegen bräunlich anwitternde, etwas mergelige Kalksandsteine, die den Nummulitenkalksandsteinen der Muttseehütte zu vergleichen sind. Auf dem Muttseeplateau liegt die gleiche Gliederung des «Grenzsandsteins sensu ARN. HEIM» vor, wie wir sie im «Unteren Sandstein des Oberlutétien» der Klimsenhorn-Mulde feststellen können; den beiden Schichtabschnitten entsprechen in der Spitzalpeli/Altenorenstock-Schuppe die «Quarzit-Gruppe» und der «Pectiniten/Discocyclinen-Sandkalk».

Über dem «Unteren Sandstein des Oberlutétien» folgt die «Complanatenschicht s. str.», die — wie der Nummuliten/Discocyclinen-Kalk der Claridenbach-Mulde —

---

[20] Den Ausdruck Pectinitenschiefer hat F. J. KAUFMANN (1872: 170; 1877: 175; 1886: 134) später auf lithologisch den Hohgantschiefern der Klimsenhorn-Mulde vergleichbare, aber interner gelegenen Fazieszonen angehörige, feinsandige Schiefer mit Pectinidenresten übertragen. An zahlreichen Stellen folgen im helvetischen Faziesbereich über transgressiven Nummulitenschichten feinsandige Schiefer, die lithologisch den von F. J. KAUFMANN (1886) «Pectinitenschiefer» genannten Gesteinen [= «schistes gréseux fauves» (J. BOUSSAC, 1912)] entsprechen. Die von Nummulitenschichten verschiedenen Alters zu den nachfolgenden Globigerinenschiefern überleitende Schichtgruppe kann entsprechend dem Vorgehen F. J. KAUFMANNS weiterhin als «Pectinitenschiefer» bezeichnet werden, wobei aber diesem faziell gefassten Begriff in den verschiedenen Fazieszonen durchaus nicht das gleiche Alter zukommen wird (W. LEUPOLD, 1963: Artikel «Pectinitenschiefer»).

[21] Da J. SCHUMACHER (1948: 81/82) nicht die «Complanataschicht» ARN. HEIMS, sondern die darüberfolgende, von Quarzsandsteinen und Kalken aufgebaute Schichtgruppe [Schichtglied (6), ARN. HEIM, 1908b: 41: Fig. 5] unterteilt hat, entspricht die «Complanatenschicht s. str.» J. SCHUMACHERS vollumfänglich der «Complanataschicht s. str.» ARN. HEIMS.

neben Discocyclinen und kleinen Nummuliten der *striatus*-Gruppe als einzigen grossen Nummuliten *Nummulites millecaput* var. *tenuissima* führt (J. SCHUMACHER, 1948: 84). Man geht wohl kaum fehl in der Annahme, der Nummuliten/Discocyclinen-Kalk am Claridenfirn und in der Claridenbach-Mulde entspreche der «Complanatenschicht s. str.».

Eine der Nummulitenschichtenabfolge der Spitzalpeli/Altenorenstock-Schuppe durchaus vergleichbare Tertiärserie finden wir im Querschnitt des Schächentales in der Hoh-Faulen-Decke, wo über der nur lokal erhaltenen «Basisnummulitenschicht» (J. J. JENNY, 1934: 126: Fig. 3, 132) von vermutlich mittlerem Mitteleozän eine an die 8 m mächtige Sandsteinserie auftritt. In ihrem tieferen, quarzitischen Abschnitt finden sich nur einzelne, kleine Nummuliten (W. BRÜCKNER, 1937: 138); der obere, bedeutend sandärmere Teil führt Discocyclinen, kleine Nummuliten und Lamellibranchierreste (W. BRÜCKNER, 1937: 138; J. J. JENNY, 1934: 132). Ein stellenweise fehlendes Übergangsniveau von kalkigem Sandstein (ARN. HEIM, 1911: 42) leitet in die hangende Complanatenschicht über, auf die mit scharfer Grenze der «Obere Quarzsandstein» (W. BRÜCKNER, 1937: 139) beziehungsweise der «Obere Sandstein des Oberlutétien» (J. SCHUMACHER, 1948: 85, Taf. III: Profil 7) oder, wo dieser fehlt, glimmerführende, feinsandige «Pectinitenschiefer» folgen.

Wie die Nummulitenschichten der Hoh-Faulen-Decke westlich des Brunnitales schliessen die Nummulitenbildungen der östlichen Spitzalpeli/Altenorenstock-Schuppe mit der «Complanatenschicht s. str.» ab. Ein dem sich in der Hoh-Faulen-Decke östlich des Brunnitales einstellenden «Oberen Sandstein des Oberlutétien» vergleichbarer Sandsteinhorizont tritt im Linthquerschnitt erst im nördlichsten sicher autochthonen Profil (Rämselenrus) auf.

Noch im Verkehrtschenkel der Sandwald-Schuppe (Abb. 5c: Profil 18) findet sich zwischen Quarzit-Gruppe und Valanginiankalk ein geringmächtiges, aus Kalksandsteinen und Feinsandkalkschiefern bestehendes Schichtglied, das dem kalkigen Nummulitensandstein über dem Aufbereitungshorizont der Altenorenstock-Schuppe zu vergleichen ist. In gleicher Weise wie in den Nummulitenschichten der Torkopf-Schuppe der basale Sandkalk mit grossen Nummuliten nordwärts an Bedeutung verliert und von der Ober-Baumgarten-Schuppe an gegen Norden der «Grenzsandstein des Kistenpasses»[22] an die Tertiärbasis tritt, bildet auch in den nördlichen Elementen der linken Talseite an den meisten Orten der «Grenzsandstein» den tiefsten Tertiärhorizont.

Ist das transgressive Tertiär auch vielerorts stark zerquetscht, stellenweise sogar völlig von seiner Unterlage abgeschürft worden, so ist es dennoch nicht zu verkennen, dass der Grenzsandstein gegen Norden hin allmählich an Mächtigkeit verliert. In den südlichen Einheiten der Tierfehd-Aufwölbung ist die Quarzit-Gruppe 5—7 m mächtig; in der Chrummlaui-Schuppe finden sich lediglich noch 0.8—1.5 m Quarzsandstein. Parallel dieser Mächtigkeitsabnahme läuft eine fazielle Veränderung der Quarzit-Gruppe: noch in der Chinzen-Schuppe bilden vorwiegend feinkörnige Quarzite, die sich petrographisch vom Beckiquarzit kaum unterscheiden lassen, die Basis

[22] Im folgenden kurz Grenzsandstein (im Sinne von ARN. HEIM, 1908b: 16) genannt (= «Unterer Sandstein des Oberlutétien» im Sinne von J. SCHUMACHER, 1948: 81, 85).

der Quarzit-Gruppe. Die ungleichkörnigen Quarzite und Quarzsandsteine der Chrummlaui-Schuppe weisen einzelne kalkige Schlieren auf. In den geringmächtigen und raschen seitlichen Wechseln unterworfenen grobklastischen Bildungen der Rämselenrus schliesslich treten neben feinkonglomeratischen bis mikrobrecciösen sandigen Kalken nur noch einzelne grobkörnige quarzitische Partien auf.

Ausnahmsweise sind im nördlichen autochthonen Abschnitt noch tiefere Horizonte als der Grenzsandstein zu finden. Der stark verrostete, feinbrecciöse Feinsandkalk der Altenorenstrasse stellt wohl — wie das von G. STYGER (1961: 62) damit verglichene limonitische Fossilniveau im Liegenden der Sandsteinserie im Bodenbach und in den höheren Lamellen im Hinter-Sulz — einen lokal erhalten gebliebenen Rest eines intramitteleozänen Aufarbeitungshorizontes dar, der möglicherweise jenem südlich der Claridenhütte entspricht. Das Auftreten älterer Mitteleozän-Horizonte in den nördlich gelegenen Aufschlüssen berechtigt aber keineswegs zur Annahme (G. STYGER, 1961: 63, 65, 68), diese Serien seien im abgewickelten Faziesprofil unmittelbar nördlich an die Elemente mit transgressivem Assilinengrünsand (Muttenwändli-Schuppe) anzuschliessen[23], haben doch die Untersuchungen J. J. JENNYS (1934: 132) gezeigt, dass auch in der Hoh-Faulen-Decke ganz lokale Erosionsrelikte von vermutlich mittlerem Mitteleozän (Basisnummulitenschicht) unter dem «Unteren Sandstein des Oberlutétien» auftreten können (J. SCHUMACHER, 1948: 85, Taf. III: Profil 7), die in keiner Weise einen schlüssigen Hinweis auf die Einordnung im Faziesquerprofil geben.

Eine von den limonitischen, feinbrecciösen Fossilhorizonten an der Basis der Nummulitenschichten im Bodenbach und in der Chrummlaui-Schuppe völlig verschiedene Ausbildung zeigt der blauschwarze Kalk, aus welchem sich die dem Grenzsandstein zu vergleichenden grobklastischen Bildungen der Rämselenrus entwickeln (S. 40). Hinweise auf das Ablagerungsmilieu des blauschwarzen Kalkes fehlen. Es muss dahingestellt bleiben, ob das nur lokal feststellbare Schichtglied eine Andeutung der aus westlicher gelegenen Gebieten bekannt gewordenen Brackwasserschichten darstellen könnte.

Ein stark sandiges Zwischenglied verbindet den Grenzsandstein mit der Complanatenschicht s. str. In der Spitzalpeli/Altenorenstock-Schuppe und auf dem Muttseeplateau finden wir den gegen 10 m mächtigen Pectiniten/Discocyclinen-Sand-

[23] Nach G. STYGER (1961: 63) sollen Formen des *perforatus*-Phylums in den Complanatenkalken des Bodenbachprofiles auf mittleres Mitteleozän hinweisen; doch lässt sich seine eigene Feststellung (G. STYGER, 1961: 58, 66) nur bestätigen, dass in der Complanatenschicht im Bodenbach als einziger grosser Nummulit *Nummulites millecaput* var. *tenuissima* auftritt.

Gegen die tektonische Deutung G. STYGERS sprechen vor allem geometrische Überlegungen. G. STYGER (1961: 68) hat die Kreide/Eozän-Serie des Bodenbaches als normalstratigraphische Unterlage der darüberfolgenden Vorstegstock-Scholle, der höchsten Einheit des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes, betrachtet. Wäre jedoch die Unterlage der Vorstegstock-Scholle jemals nördlich der Muttenwändli-Schuppe beheimatet gewesen, so müsste die tiefere Hausstock-Scholle, die mit guten Gründen als frontale Abspaltung der höchsten Scholle gedeutet werden darf (cf. Anm. 39 S. 119), um mehrere Kilometer südwärts bewegt worden sein, um in ihre heutige Lage zu gelangen. Die tektonischen Erscheinungen in den Elementen der Hausstock-Gruppe sprechen aber eindeutig gegen eine Südbewegung. Da die über dem Bodenbach-Tertiär folgenden Globigerinenschiefer namentlich in ihrem tiefsten Abschnitt stark gequält sind (G. STYGER, 1961: 58, 106), ist es recht wahrscheinlich, dass die Überschiebungsfläche der Vorstegstock-Scholle am Bodenbach innerhalb der Globigerinenschiefer verläuft.

kalk. Nordwärts verliert die namentlich in den Verkehrtserien stark verschieferte Abfolge an Mächtigkeit, findet sich aber noch in der Geissberg- und in der Chinzen-Schuppe sowie am Bodenbach und in den Nummulitenschichten-Aufschlüssen am Chamerstock-Ostfuss. In der Rämselenrus dagegen liegt die Complanatenschicht mit scharfer Grenze über den grobklastischen Bildungen.

Die Complanatenschicht s. str. erreicht im hintersten Linthtal ihre grösste Mächtigkeit am Beckistock (8—10 m). Wie schon die tieferen Schichtglieder wird auch die meist als kaum siltiger Discocyclinenkalk mit einzelnen *Nummulites millecaput* var. *tenuissima* ausgebildete Complanatenschicht gegen Norden hin zusehends, aber durchaus nicht gleichmässig, dünner. Ihre Mächtigkeit beträgt am Nordabfall der Tierfehd-Aufwölbung in der Regel 1.5—2.5 m, in der Rämselenrus dagegen lediglich noch 0.6—1.4 m.

Die Obergrenze der Complanatenschicht ist vielerorts tektonisch überprägt; Globigerinenkalkschiefer können mit scharfer Grenze auf Discocyclinenkalken liegen. In der östlich des Durchstiegs zur Claridenhütte auftretenden Verkehrtserie im Liegenden der Altenorenstock-Schuppe folgen jedoch unter schiefrigem, schwach siltigem Nummuliten/Discocyclinen-Kalk siltige bis feinsandige, im Bruche dunkelblaugraue, feinknotige Globigerinenschiefer mit einzelnen Lamellibranchierresten und bis 4 m mächtigen Bänken eines schwach siltigen, limonitischen, mergeligen Discocyclinenkalkes; erst tiefer finden sich blauschwarze Globigerinenkalkschiefer. Die feinsandigen Globigerinenschiefer im Liegenden der Altenorenstock-Schuppe und die Schiefer mit Pectinidenresten, die sich im Durnagel-Stollen zwischen Complanatenschicht und Globigerinenschiefer einschalten (S. 48), sind in der Fazies der Pectinitenschiefer entwickelt (cf. Anm. 20 S. 59).

Über der geringmächtigen Complanatenschicht der Rämselenrus liegt eine 3.5—6 m mächtige Serie zäher Kalksandsteine und Sandkalke mit Discocyclinen und kleinen Nummuliten. Es lässt sich nicht entscheiden, ob dieser Discocyclinenkalksandstein nur dem «Oberen Sandstein des Oberlutétien» oder auch noch einem höheren der von J. SCHUMACHER (1948: 81) unterschiedenen Sandsteinhorizonte entspricht, da leitende Formen des *perforatus*-Phylums zu fehlen scheinen. Die über dem Discocyclinenkalksandstein liegenden mergeligen Sandkalke mit Pectiniden und einzelnen Discocyclinen können mit den in der Klimsenhorn-Mulde ursprünglich «Pectinitenschiefer» genannten Hohgantschiefern verglichen werden.

In der Mulde der Rämselenrus liegen unbestreitbar die nördlichsten sicher mit der autochthonen Unterlage normalstratigraphisch verknüpften Nummulitenschichten vor. Es ist kaum anzunehmen, dass die weiter nördlich am Chamerstock-Ostfuss auftretenden Nummulitenschichten an das Tertiär der Rämselenrus anschliessen; sie dürften auch nicht die Fortsetzung des transgressiven Alttertiärs der Chrummlaui-Schuppe sein. Da andrerseits der unter den Nummulitenschichten der Bocklaui liegende Valanginiankalk eine sehr nördliche Fazies aufweist, ist eine Vorschürfung dieser Pakete aus weit südlicher gelegenen Gebieten unwahrscheinlich. Viel eher wäre an eine Vorschleppung aus dem Dache der zentralen Tierfehd-Aufwölbung zu denken, wo ja in der Brucklis- und im Nordteil der Ahornen-Schuppe transgressives

Tertiär, Untere Kreide und stellenweise auch Troskalk fehlen. Faziell schliesst sich das Tertiär der Bocklaui und des Laueli an die mit ihrer Unterlage verbunden gebliebenen Nummulitenschichten der Chinzen-Schuppe an (Abb. 5b).

Kommen wir auch zur Annahme, dass die Nummulitenschichten/Kreide-Aufschlüsse zwischen Hufenrus und Appengruebrus vorgeschürft sind, so geben uns doch die Nummulitenschichten der Rämselenrus hinreichend Auskunft auf die von G. STYGER (1961: 66, 68, 72) aufgeworfene Frage, ob nicht in der nördlichen Tierfehd-Aufwölbung ein transgressives Übergreifen von obereozänen Globigerinenschiefern in hohgantsandsteinartiger Ausbildung auf jungmesozoische Kalke erfolgt sei; diese Vermutung lässt sich nicht bestätigen.

b) Globigerinenschiefer

Über den Nummulitenbildungen folgen mergelige Kalkschiefer mit Globigerinen, die Globigerinenschiefer. Wo feinsandige Kalkmergelschiefer in der Fazies der «Pectinitenschiefer» (cf. Anm. 20 S. 59) erhalten sind (Rämselenrus, Üelialp, Altenorenstock-Nordwand), gehen die Globigerinenschiefer durch stetige Abnahme des Sandgehaltes daraus hervor; meistenorts aber folgen im Untersuchungsgebiet die Globigerinenschiefer mit scharfer Grenze auf Nummulitenschichten. Der stratigraphische Zusammenhang ist nur selten erhalten; meist ist die Grenzfläche Nummulitenschichten/Globigerinenschiefer mechanisch beansprucht. Wo in einzelnen Tertiärmulden Globigerinenschiefer ohne jede Zwischenschaltung von Nummulitenbildungen mit scharfer Grenze auf Kreide oder gar auf Malm ruhen, ist kein Zweifel darüber möglich, dass dieser Kontakt tektonisch zustande gekommen ist.

Die gut geplatteten bis ausserordentlich fein laminierten, meist ebenflächigen Globigerinenschiefer wittern in trockenem Zustande hellgelbgrau an; die feuchten Globigerinenschieferhänge sind jedoch tiefschwarz. Die fettig anzufühlenden, bald mergeligen, bald fast ausschliesslich kalkigen Schiefer sind im Bruche blaugrau bis schwarz; sie sind meistens nur schwach siltig, führen aber vielfach einzelne Sericitflitter. Die Globigerinen sind meist weitgehend rekristallisiert. In den stark zerquetschten Tertiärmulden sind die ursprünglich weichen Gesteine infolge tektonischer Beanspruchung zu spröden, schwarzen Glanzschiefern mit ausgesprochener Paralleltextur umgeformt worden.

*

Wo sich in der helvetischen Randkette zwischen Aare und Reuss über den basalen Nummulitenbildungen die Hohgant-Serie einschaltet, treten «Globigerinenschiefer» in zwei verschiedenen Schichthöhen auf. Die unter dem Hohgantsandstein liegenden, zumeist allerdings in Pectinitenschiefer-Fazies entwickelten Gesteine hat F. J. KAUFMANN (1886: 540/541) Hohgantschiefer genannt; für den basalen und mittleren Teil der stellenweise von Konglomeratbänken durchsetzten, zum Teil in der Fazies der «schistes gréseux fauves» ausgebildeten Globigerinenschiefer im Hangenden des Hohgantsandsteins hat H. MOLLET (1921: 14/15, 22) die Bezeichnung Schimbergschiefer, für alle über dem Hohgantsandstein liegenden Globigerinenschiefer jedoch den von F. J. KAUFMANN (1886: 548/549, 552) vorgeschlagenen Ausdruck Stadschiefer verwendet.

Die am Pilatus mögliche Unterscheidung von Hohgantschiefern und Stadschiefern ist in den südostwärts anschliessenden Faziesstreifen des helvetischen Tertiärs nicht mehr durchführbar, da das trennende Schichtglied, der Hohgantsandstein, auskeilt (F. J. KAUFMANN, 1867: 110; ARN. HEIM, 1908b: 45; J. BOUSSAC, 1912: 457: Fig. 148, 459: Fig. 149), so dass schliesslich nur noch eine durchgehende Schieferserie vorliegt. Aus diesem Grunde hat ARN. HEIM (1908b: 45: Fig. 6, 124 Anm. 2, 147: Fig. 16) zwischen «echten Stadschiefern» im Hangenden des Hohgantsandsteins und den lediglich in der «Facies der Stadschiefer» entwickelten Gesteinen unterschieden, die seiner Ansicht nach Hohgantsandstein und Hohgantschiefer seitlich ersetzen.

Die im Reusstal gerade noch den Nordabfall der Erstfelder-Aufwölbung erreichende Ablagerungszone des Hohgantsandsteins scheint auch im Linthquerschnitt im nördlichsten autochthonen Tertiärprofil angedeutet zu sein. Über Schiefern in der Fazies der «Pectinitenschiefer» beziehungsweise der «schistes gréseux fauves» folgt im mittleren Teil der Rämselenrus (S. 41) eine mehrfache Wechsellagerung gegen oben zusehends sandärmer werdender Schiefer und kalkiger bis fast quarzitischer Rostfleckensandsteine. Die «schistes gréseux fauves» der Rämselenrus dürften den Hohgantschiefern entsprechen; die geringmächtigen Sandsteinbänke im darüberfolgenden Schichtabschnitt aber könnten die südöstlichsten Äquivalente der Hohgantsandsteine darstellen.

Die sich in der Rämselenrus durch ein allmähliches Zurücktreten der gröberklastischen Bänke und durch den faziellen Wechsel von siltigen, spröden Kalkschiefern zu seifig anzufühlenden, mergeligen Kalkschiefern entwickelnden Globigerinenschiefer dürfen wohl «Stadschiefer» genannt werden. Lithologisch sind aber die hellen, plattigen Stadschiefer, die in der Südflanke der Rämselenrus eine Mächtigkeit von gut 25 m erreichen, von den Globigerinenschiefern im Hangenden der Nummulitenschichten der höheren Schuppen der Tierfehd-Aufwölbung nicht zu unterscheiden.

c) Klastische Bildungen im Hangenden der Stadschiefer (Ghölzwaldschichten, Kistenstöcklischichten)

In der Südflanke der Rämselenrus werden die Stadschiefer in ihrem obersten Abschnitt zusehends wieder spröder und siltiger. Auf K. 1020, nur wenige Meter unter dem überschobenen Öhrlikalk der Chrummlaui-Schuppe, schalten sich geringmächtige Feinsandkalkbänklein in die Schieferfolge ein. Der Anteil klastischen Materials nimmt gegen das Hangende hin zu; es stellt sich eine Wechsellagerung vertikalsortierter, schwach mergeliger Glimmerkalksandsteine und spröder Schiefer ein, die vom Öhrlikalk der Chrummlaui-Schuppe schief abgeschnitten wird. Während der Öhrlikalk an den Wasserfällen der Mäderen- und der Chnürus Globigerinenmergelschiefern aufliegt, findet sich östlich der Wegkehre K. 1030 des Altenorensträsschens wiederum eine nur wenige Meter mächtige Abfolge 10—40 cm dicker, braungrau anwitternder Bänke von Glimmersandkalken und Glimmerkalksandsteinen mit dazwischengelagerten spröden, etwas mergeligen Kalkschiefern (Koordinaten 717 375/194 335/985).

Die Vertikalsortierung der Sandsteinbänke zeigt, dass diese Schichtfolge, die nach der «Ghölzwald» geheissenen Waldparzelle zwischen Rämselenrus und unterer Stegerus Ghölzwaldschichten genannt werden kann, aufrecht liegt. Die untersten,

dunklen, mergeligen Kalkschiefer sind schwach siltig und führen einzelne Globigerinen. Die erste klastische Bank weist einen Quarzgehalt von 35% auf; etwas grösser ist der Quarzanteil in den darüberfolgenden, grobkörnigeren Bänken (50%). Die 0.1—0.3 mm grossen Quarzkörner sind schlecht gerundet. Kalkfragmente werden bis 0.6 mm gross. Die spärlich auftretenden Feldspäte sind meist stark umgesetzt. Von untergeordneter Bedeutung sind Sericit, Prochlorit und Pyrit. Der Zement ist kalkig, nur stellenweise kieselig. Recht selten treten Discocyclinentrümmer auf.

Die geringmächtigen, stellenweise zu knorrigen Schiefersandsteinen umgeformten Ghölzwaldschichten sind das höchste Schichtglied der abgeschlossenen Tertiärmulde der Rämselenrus. Ähnliche Bildungen treten aber auch im Hangenden des Globigerinenschiefermantels der Tierfehd-Aufwölbung auf.

Einen fast vollständig aufgeschlossenen Querschnitt durch die Globigerinenschiefer im Hangenden der Tierfehd-Aufwölbung finden wir über den Nummulitenschichten der Chrummlaui-Schuppe an der Altenorenstrasse. Auf feinplattige Globigerinenmergelkalkschiefer folgen bergseits der Wegkehre südlich der Stegerus stark zerdrückte, kreuz und quer stehende, spröde Globigerinenschiefer, in die zerrissene, 20—40 cm mächtige Bänke schwach mergeliger Feinsandkalke und feinkörniger Kalksandsteine eingeschaltet sind (Photo 2). Die hellbraungrau anwitternden, im Bruche grauen Gesteine sind schwach verschiefert. Sie sind deutlich feingeschichtet: schwach gradierte Feinsandlagen wechseln mit dünnen, siltigen, sericitführenden Tonlaminae. Einzelne Sandkalkboudins sind schräggeschichtet. In der meist kalkigen, stellenweise durch Chalcedon ersetzten Matrix tritt Quarz (25—50%) ausschliesslich in Silt- und Feinsandfraktion auf. Feldspäte sind selten. Die feinen Sericitflitter sind deutlich eingeregelt.

Wie die Ghölzwaldschichten am Südhang der Rämselenrus und im Ghölzwald deuten die von Sandsteinbänken durchsetzten Globigerinenschiefer an der Altenorenstrasse einen Übergang der «Stadschiefer»-Fazies in die Flyschfazies an. Während auf die Ghölzwaldschichten im Ghölzwald Öhrlikalk der Chrummlaui-Schuppe überschoben ist, trennt an der Altenorenstrasse eine scharfe, verfaltete Überschiebungsfläche die wirr gelagerte Serie von den darüberfolgenden, fast ruhig gelagerten, spröden, dachschieferartigen Globigerinenkalkschiefern, die gegen oben zunächst feine Glimmersandlagen, dann geringmächtige, schwach grünliche Sandsteinbänke mit Trümmern vulkanischer Gesteine aufnehmen. Diese Ahornenschichten (S. 96) bilden die Unterlage der in den düsteren Wandstufen einsetzenden Taveyannaz-Serie.

*

Über der Tierfehd-Aufwölbung und der Limmern-Kuppel folgt der in einer Frühphase vorgeglittene Sandstein/Dachschiefer-Komplex mit scharfer Grenze auf den stellenweise nur geringmächtigen Globigerinenschiefern. Einzig am Kistenstöckli ist die Alttertiärserie des Aarmassiv-Mantels in grösserer Mächtigkeit erhalten geblieben (ARN. HEIM, 1908b: 15/17, 1910a: 35; G. STYGER, 1961: 35).

Die über den Nummulitenbildungen der Hochfläche der Bifertenhütte folgenden, 100—150 m mächtigen, schwach siltigen Globigerinenmergelschiefer werden gegen oben zusehends kalkiger und spröder. Sie nehmen auf K. 2670 am Südwestfuss des

Kistenstöckli zwei massige, 0.8 und 1 m mächtige, feinkörnige Glimmersandkalkbänke auf (Koordinaten 720 520/186 190). Über den ersten klastischen Einschaltungen folgt am Südwestgrat auf K. 2685, unmittelbar nordwestlich des von weitem sichtbaren Zahns P. 2718, eine 10—15 cm dicke, schwach sandige Mikrokonglomeratbank mit kleinen Nummuliten und Lamellibranchiern, die dem von G. STYGER (1961: 35) in der Südostflanke des Kistenstöckli aufgefundenen Mikrokonglomerat entspricht. Die in seiner Matrix enthaltene Fauna (*Nummulites incrassatus* DE LA HARPE und *Heterostegina helvetica* KAUFM.) weist auf oberes Obereozän (Priabonian s. str.) hin.

Über dem Mikrokonglomerat liegen spröde, siltige Kalkschiefer. Auf K. 2710 schalten sich in die Schiefer dünne Bänke zäher, feinkörniger Glimmersandkalke ein. In der darüberfolgenden, gut 50 m mächtigen Wechsellagerung feinsandiger Kalkschiefer und gutgebankter, feinkörniger Kalksandsteine nehmen die Schieferlagen gegen oben an Bedeutung ab; in der Gipfelpartie herrschen grobplattige Glimmersandsteine vor. Der «Gipfelsandstein des Kistenstöckli» ist nicht besonders gut sortiert: ausser Quarz (50—60%) wechselnder Korngrösse (0.05—0.6 mm) führt er Sericitflitter, kleine Fragmente feinkörniger Kalke sowie einzelne Feldspäte; spärlich treten teilweise verkieselte Lithothamnienfragmente auf.

Die im tieferen Teil der Kistenstöcklischichten[24] auftretende Mikrokonglomeratbank stellt sicher nicht ein Basiskonglomerat dar, da sich bereits in den unter dem Konglomerat liegenden siltigen Kalkschiefern und Sandkalkbänken eine deutliche Faziesveränderung abzeichnet. Das lediglich lokal festgestellte Konglomerat zeigt eine nur kurzfristige Zufuhr grobdetritischen nordhelvetischen Materiales an, was wohl den Schluss auf eine schwache tektonische Bewegung im nordhelvetischen Bereich während des oberen Obereozän zulässt. Die auch andernorts in den Schiefermergeln des jüngeren helvetischen Eozän auftretenden Konglomerate (H. ANDEREGG, 1940; W. BRÜCKNER, 1946a, 1952; H. MOLLET, 1921) könnten darauf hindeuten, dass sich diese Bewegung im ganzen helvetischen Ablagerungsraum bemerkbar gemacht hat (W. LEUPOLD in G. STYGER, 1961: 71).

Da schon der tiefste Abschnitt der Kistenstöcklischichten ins obere Obereozän zu stellen ist, darf wohl der obere Teil der darunterliegenden Globigerinenschiefer als Stadschiefer bezeichnet werden. Die Kistenstöcklischichten nehmen deshalb mit grosser Wahrscheinlichkeit eine ähnliche Stellung ein wie die in nur geringer Mächtigkeit entwickelten Ghölzwaldschichten am Nordabfall der Tierfehd-Aufwölbung.

*

Am Kistenstöckli findet sich in den autochthon/parautochthonen Einheiten der helvetischen Ketten der Ostschweiz das einzige Vorkommen von Bedeutung, wo eine klastische Abfolge eindeutig stratigraphisch mit den darunterliegenden Globigerinenschiefern verbunden ist. Sind auch durch die neueren Arbeiten von L. WYSSLING (1950) und R. WEGMANN (1961) in den östlich anschliessenden Gebieten keine entspre-

[24] Da im unteren Abschnitt der Schichtfolge des Kistenstöckli siltige Schiefer vorwiegen, ist die Bezeichnung «Kistenstöcklischichten» dem Ausdruck «Kistenstöcklisandstein» vorzuziehen.

chenden Serien mehr bekannt geworden, so besteht doch die Möglichkeit, dass noch irgendwo Äquivalente der Kistenstöcklischichten aufgefunden werden könnten, da mindestens im Gebiet nördlich des Flimsersteins Anzeichen einer vertikalen Faziesveränderung der Globigerinenschiefer vorhanden sind.

In der «Platta Grischa», der Flanke zwischen Plaun Segnas Sut und Plaun Segnas Sura südwestlich des «La Siala» genannten Überganges, hat J. OBERHOLZER (1942 [Karte]) «Blattengratmergel» gegen «Globigerinenschiefer» abgegrenzt, welche die Stirnfalte der Tschepp-Decke umhüllen. In der nordwestlich der Platta Grischa gegen den Plaun Segnas Sut hinunterziehenden Bachrinne treten von K. 2190 an grobplattige Globigerinenkalkschiefer zutage, die den Globigerinenschiefern der Fuorcla Raschiglius und des Kessels von Martinsmad verglichen werden können. Ungefähr 100 m unter dem höchsten Punkt des Überganges (P. 2367) stellen sich feinsandige, mergelige Globigerinenkalkschiefer ein, die bis zu 15% Quarz führen. Nur wenig höher sind in die Schiefer einzelne, 1—2 cm dicke, vertikalsortierte Mergelsandkalkbänklein eingeschaltet (Koordinaten 736 960/194 280/2260).

Eine ähnliche Abfolge findet sich an der jenseits des Plaun Segnas Sura gelegenen Fuorcla Raschiglius in den Globigerinenschiefern der beim Vorschub der parahelvetischen Elemente von diesen abgescherten Oberkreide/Alttertiär-Hülle (sogenannter «Flysch von Martinsmad», W. LEUPOLD, 1943: 258; R. WEGMANN, 1961: 30/39; «parautochthoner Flysch», L. WYSSLING, 1950: Taf. 1, 3). Die nur geringmächtigen klastischen Lagen sind wohl eine Andeutung der Ghölzwaldschichten und der Kistenstöcklischichten, darüber hinaus sind sie aber auffällig ähnlich den klastischen Einschaltungen im Dache der sicher dem Blattengrat-Komplex zuzuordnenden Globigerinenschiefer an der Fanengand südlich des Blattengrates und am Ostabfall des Malor (S. 86/87, 99 Anm. 33).

B. Zum Bau des autochthon/parautochthonen Sedimentmantels

Die neueren geologischen Aufnahmen im hinteren Linthtal, die für die photogeologische Karte der Tödikette unter der Aufsicht von Dr. R. HELBLING, für die Limmern-Kraftwerk-Projekte jedoch unter der Leitung der Professoren R. STAUB und W. LEUPOLD erfolgt sind, haben gezeigt, dass im nördlichen Abschnitt des autochthon/parautochthonen Sedimentmantels eine weit ausgeprägtere Schuppenstruktur vorherrscht als nach den älteren Untersuchungen (J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1934: 510/511) anzunehmen gewesen war. Allerdings hatte schon W. A. KELLER (1912: 14) festgehalten, dass einzelne Elemente keine Stirnumbiegung aufweisen. In den Einheiten der Tierfehd-Aufwölbung und beider Flanken des Limmerntobels fehlen meist weit zurückreichende Verkehrtserien. Erst in den höheren Rückenschuppen südlich der Aarmassiv-Kuppel, in der Cavirolas- und in der Cavorgia-Schuppe, sind deutliche Faltenstrukturen mit gut entwickelten Verkehrtschenkeln zu erkennen.

Eine Übersicht über die zahlreichen tektonischen Elemente, die im autochthon/parautochthonen Sedimentmantel des hintersten Linthtales unterschieden worden sind, findet sich in den Zusammenstellungen von H. WIDMER (1949: 85) und G. STYGER (1961: 24).

Die Vorbewegung der verschiedenen Elemente des autochthon/parautochthonen Sedimentmantels ist im einzelnen recht unregelmässig erfolgt. Im nördlichen Abschnitt können einzelne Schichtpakete von ihrer stratigraphischen Unterlage abgeschert und als selbständige Elemente weit in die Globigerinenschieferhülle vorgeschoben worden sein (zum Beispiel Furbach-Lamelle). Auf die Abschürfung von Nummulitenschichten-Lamellen hat vor allem G. STYGER (1961: 25/27, 41, 46/47, 54/56, 64) hingewiesen, hat dabei aber auch Serien als abgeschert angesehen, die sich noch durchaus in normalstratigraphischem Verband mit ihrer Unterlage befinden (Anm. 11 S. 33, Anm. 14 S. 43, S. 47/49).

*

Als nördlichster, tiefster Abschnitt des in Schuppen mit wechselnder Beteiligung jungmesozoischer und alttertiärer Schichtglieder aufgeteilten autochthon/parautochthonen Sedimentmantels erscheint im hintersten Linthtal die Tierfehd-Aufwölbung. Über der engen Globigerinenschiefermulde der Üelialp und des unteren Walenbachtales folgen die Einheiten des Limmerntobels, die Limmern-Schuppen, und die Elemente der Spitzalpelistock/Zuetribistock-Kette.

Auf den ersten Blick erscheint der Bau der Tierfehd-Aufwölbung recht geschlossen; nur das Rückenelement, die Chinzen- bzw. die Unter-Baumgarten-Schuppe, wird durch eine Tertiärmulde etwas stärker abgetrennt (S. 47). Im einzelnen sind jedoch die Serien der Tierfehd-Aufwölbung stark verschert und verfaltet. An scharfen, gegen Nordwesten ansteigenden Scherflächen, die schief durch die lithologischen Horizonte schneiden, sind die Schuppen der zentralen Tierfehd-Aufwölbung aneinander geschoben; die nördlichste sichtbare Schuppentrennung scheint wiederum etwas tiefer zu greifen.

Die im Nordabfall des Stelli zwischen Troskalk der Chrummlaui-Schuppe und darunterliegendem Troskalk der Rämselenrus-Schuppe spitz endende Tertiärmulde der Rämselenrus ist durch die Überschiebung der an ihrer Stirn lediglich noch aus Öhrlikalk und Nummulitenschichten bestehenden Chrummlaui-Schuppe stark zerquetscht worden (Abb. 4). Die flach nordwestwärts abtauchende Überschiebungsfläche der Chrummlaui-Schuppe schneidet die gegen Süden einfallenden Strukturen des Tertiärs der Rämselenrus-Mulde schief ab, so dass die in der Südflanke der Rämselenrus recht mächtigen Stadschiefer schon nördlich der Wasserfälle der Mäderen- und der Chnürus auskeilen. In den Öhrlikalk am Stelli-Nordabfall auf K. 1050 eingequetschte Globigerinenschiefer zeigen, dass die Unterfläche der Chrummlaui-Schuppe kein glatter Schnitt ist.

Südlich der Wegkehre K. 1030 des Altenorensträsschens ist die stotzige Öhrlikalkfluh unten durch eine scharfe, gewölbte, axial mit 30° gegen Westen abtauchende Fläche begrenzt; der helle, weitgehend dolomitisierte, an der Basis lochseitenkalkartig verfaltete Öhrlikalk bildet das Dach einer Balm. Unter dem scharfen Schnitt folgen nochmals 0.6—1.2 m des hellen, dolomitischen Kalkes, der aber stark zerbrochen ist und in den mit etwa 40° gegen Norden ansteigende, bis 1.5 m lange Fahnen der darunterliegenden, schwarzen, feinknotigen bis knorrigen Mergelkalkschiefer eingequetscht sind.

An der Basis der Chrummlaui-Schuppe treten somit die gleichen kleintektonischen

Erscheinungen auf wie an der Unterfläche der Griesstock-Decke am Berglistüber (F. FREY, 1958; F. FREY in W. BRÜCKNER et al., 1965: Fig. 6) oder im eigentlichen Lochseitenkalk unter der Überschiebung der Verrucano-Masse der östlichen Glarneralpen (Lochseite, Kärpfbrugg, Martinsloch).

Die oberjurassischen und unterkretazischen Kalke der Reitimatt-Schuppe an der Wegkehre P. 843 des Altenorensträsschens tauchen unter die auf der rechten Talseite noch weiter gegen Norden vorgreifenden Abspaltungen der Tierfehd-Aufwölbung (Obbord-Schuppe, Brunnengüetli-Schuppe). Die am Gnüsschopf bis an die Linth vorspringende Brunnengüetli-Schuppe endet über der Brunnengüetliquelle in einer enggequetschten, nordwestwärts gerichteten Stirnfalte, die offensichtlich in die gequälten Falten der Chrummlaui-Schuppe nördlich des Schräjenbachfalls zurückstreicht. Die Chrummlaui/Brunnengüetli-Stirn verläuft N 50° E und taucht axial mit gut 5° ungefähr gegen Nordosten ab. Das Liegende der Chrummlaui/Brunnengüetli-Schuppe ist auf der rechten Talseite nicht mehr aufgeschlossen.

*

Schon in den tiefsten autochthonen Elementen im hintersten Linthtal, weit besser aber noch in den höheren Schuppen der Vorstegstock-Westflanke sind wiederholt drei Erscheinungen zu beobachten, denen bisher nur ungenügende Aufmerksamkeit geschenkt worden ist: die Streichrichtung der einzelnen Schuppen, die geringe Tiefe der Tertiärmulden und die durch Scherflächen bedingte schiefe Begrenzung der verschiedenen Teilelemente. In Unkenntnis der Bedeutung dieser Tatsachen und beeindruckt durch die schlanken, spitzausgezogenen und scheinbar weit nordostwärts in die Globigerinenschiefer vorspringenden Schuppen am Westabfall der Vorstegstock/Nüschenstock-Gruppe (J. OBERHOLZER, 1933: Taf. 25: Fig. 1; G. STYGER, 1961: Taf. I: Profile 2/3) ist die Abwicklungsbreite des nördlichen Teiles des autochthon/parautochthonen Schuppengebäudes bisher meist überschätzt worden.

Von den tiefsten der Beobachtung zugänglichen Stirnumbiegungen (Chrummlaui/Brunnengüetli-Schuppe) bis über das Muttenwändli hinauf und bis in die Kistenbänder unterliegt es keinem Zweifel, dass die Streichrichtung der einzelnen Elemente nur geringfügigen Änderungen unterworfen ist und ungefähr SW/NE verläuft.

Die steil gegen Südosten eintauchenden Begrenzungen der aus jungmesozoischen und alttertiären Gesteinen bestehenden Schuppen, so etwa die im Wildwüestibach prachtvoll aufgeschlossene, mit 45° gegen N 140° E absinkende Oberfläche der Unter-Baumgarten-Schuppe, und die scheinbar lang ausgezogenen Muldenkeile von Tertiärschiefern haben zur Annahme einer verhältnismässig tiefen Trennung der einzelnen Schuppen durch die dazwischengeschalteten Tertiärschiefer geführt. Erst der Vortrieb des Zugangsstollens und der Druckschächte des Limmern-Kraftwerkes hat den Beweis für die geringe Tiefe der Tertiärmulden zwischen den Schuppen der rechten Flanke des hintersten Linthtales geliefert.

Von den beiden fast senkrecht zur Streichrichtung laufenden Druckschächten hat der Druckschacht Hintersand die Tierfehd-Aufwölbung und die Geissberg-Schuppe durchfahren; der Druckschacht Limmern endet in der Torkopf-Schuppe. Die im Wildwüestibach gut 160 m mächtigen Globigerinenschiefer der Mulde der Üelialp sind in den etwa 220 m unter der Terrainoberfläche liegenden Druckschächten gerade

noch 50 m dick. Die über der Geissberg-Schuppe folgende, an der Oberfläche 140 m mächtige Globigerinenschieferzone ist in 200 m Tiefe durch die vorgestossene Üeliplanggen-Schuppe in zwei, lediglich noch 8 bzw. 36 m dicke Schiefereinschaltungen aufgetrennt. Von der Schieferzone zwischen Torkopf- und Vorder-Chrut-Schuppe und von der sich zwischen Vorder-Chrut-Schuppe und die knapp abgerissene Vorder-Nüschenegg-Schuppe einschaltenden Tertiäreinspitzung, die unter dem Vorder-Nüschenegg hindurch bis in die Weidplanggen im oberen Ringgental zurückreicht, ist schon im 200 m tiefer gelegenen Zugangsstollen keine Spur mehr zu bemerken.

Bedeutend tiefer als die Tertiärschiefertrennungen zwischen den Elementen der Westflanke der Vorstegstock-Gruppe greift die Mulde des Walenbachtales gegen Südosten zurück (S. 49); die höheren Tertiärmulden der Gemsistockkette, der «Schwarze Pfad» der Gemsistock-Nordwand, die unter der Altenorenstock-Schuppe liegende Mulde des «Blauen Pfades» und die Tertiärtrennung zwischen Altenorenstock- und Spitzalpeli-Schuppe schliessen sich jedoch gegen die Tiefe zu wiederum rasch (Taf. 3: Profile 10/12).

Bereits in der Tierfehd-Aufwölbung ist deutlich zu erkennen, dass die einzelnen Elemente an schief durch die Schichtfolge schneidenden, nordwestwärts ansteigenden Scherflächen aneinander geschoben sind. Wo am Ostfuss des Stelli gerade nördlich des Schräjenbachfalls die Rämselenrus-Schuppe erstmals unter der Chrummlaui-Schuppe zutage tritt, besteht sie aus Quintnerkalk; gegen die Rämselenrus hin stellen sich in rascher Folge Troskalk und alttertiäre Schichtglieder ein[25].

Von den Üeliplanggen bis ins Hinter-Chrut ist in der Ostflanke der Limmernschlucht zu beobachten, dass Globigerinenschiefer, Nummulitenschichten und Unterkreide der einzelnen Limmern-Schuppen jeweils schief durch die Überschiebung des nächsthöheren Elementes abgeschnitten werden. In der Verlängerung der tertiären Muldenkeile liegen meist nur noch scharfe, durch Malmkalke schneidende Scherflächen vor. Die rückwärtigen Partien der einzelnen Schuppen werden beinahe ausschliesslich von Malmkalken aufgebaut, während in den frontalen Abschnitten fast nur jüngere Schichtglieder zu finden sind. Die schief durch die Schichtreihe schneidende Begrenzung der einzelnen Elemente ist ein wichtiger Hinweis darauf, dass im Nordteil des autochthon/parautochthonen Schuppengebäudes östlich der Linth und des Limmernbaches keine grossen Überschiebungen vorliegen; die durch nordwestwärts ansteigende Scherflächen getrennten Schuppen sind nur aneinander beziehungsweise knapp übereinander geschoben worden.

*

Durch die Tertiärmulde des Walenbachtales werden die Elemente der Spitzalpelistock/Zuetribistock-Kette von der Tierfehd-Aufwölbung getrennt

[25] Scharf zu unterscheiden von der durch die schief laufenden Scherflächen bedingten Vervollständigung der Schichtfolge gegen die frontalen Abschnitte hin ist die Tatsache, dass die unter der Tertiärtransgression erhaltene Unterkreide-Serie in den frontalen Abschnitten stellenweise ebenfalls vollständiger erhalten ist als in den rückwärtigen Partien der einzelnen Elemente (S. 73).

(S. 47). Über dem tiefsten Bauglied des Gemsistockes, der Sandwald-Schuppe[26], folgt das in halber Höhe der Gemsistock-Nordwand sichtbare Tertiärband des «Schwarzen Pfades», das gerade noch den Gemsistock-Ostgrat erreicht.

Nur wenig über den Gemsisattel, die Lücke P. 2323 zwischen Altenorenstock und Gemsistock, greift die nächsthöhere Schiefermulde, das «Blaue Band», gegen Süden zurück; südlich des Gemsisattels und wiederum am Gemsistock-Ostgrat stellt sich im Muldenkern eine südwärts rasch auskeilende Unterkreide/Nummulitenschichten-Abfolge ein (H. WIDMER, 1949: Taf. 3). Südlich der schuttbedeckten Halden des Unter-Gemsalpeli durchsetzt über dem Gemsifad eine scharfe Scherfläche den Quintnerkalk. Diese Bewegungsfläche scheint die unmittelbare Fortsetzung der im Stollen Walenbach/Hintersand an der Front des Quarzporphyrs festgestellten, gegen Nordwesten ansteigenden Scherfläche zu sein, an welcher Trias und Dogger bis auf wenige Dezimeter ausgequetscht worden sind und der sonst ausgesprochen massige Quarzporphyr zu einem plattigen Sericitquarzit mit ausserordentlich gut eingeregelten Sericitflittern umgeformt worden ist. Die Scherfläche über dem Gemsifad kann sich geometrisch durchaus in die auskeilende Mulde des «Blauen Bandes» fortsetzen. Keinesfalls bildet jedoch der Gipfelaufbau des Vorderen Zuetribistockes «eindeutig die rückwärtige Fortsetzung der Serie unter den Stadschiefern» des Blauen Bandes (H. WIDMER, 1949: 74), da nirgends in der Felsstufe zwischen dem unteren und dem oberen Gemsalpeli ein Wiederanstieg des unter dem Gemsisattel deutlich südostwärts abtauchenden Muldenkeils — oder wenigstens seiner als Scherfläche in Erscheinung tretenden Fortsetzung — zu beobachten ist.

Der vom Gemsistock-Mittelbau durch eine ostwärts vorspringende Zunge des Blauen Bandes abgetrennte Gemsistock-Gipfelbau scheint die östliche Fortsetzung der westlich des Gemsisattels über den Schiefern des Blauen Bandes liegenden Altenorenstock-Schuppe zu sein. H. WIDMER (1949: 74/76, Fig. 16) hat eindeutig festgestellt, dass die Altenorenstock-Schuppe nur eine frontale und von der Hauptmasse der Spitzalpeli-Schuppe angefahrene Abspaltung des Elementes der Spitzalpelistock/Zuetribistock-Kette ist. Er ist bereits auf die Frage eingetreten, ob die Altenorenstock-Schuppe wegen der lokal vollständiger erhaltenen Kreideschichtfolge nicht ein Element südlicherer Herkunft sein könnte und hat diese Vermutung mit dem Hinweis auf den in der Felsstufe zwischen dem unteren und dem oberen Gemsalpeli erkennbaren Zusammenhang von Altenorenstock und Zuetribistock abgelehnt. Gegen Westen hin wird die Trennung zwischen Altenorenstock- und Spitzalpeli-Schuppe schärfer; bereits in der Mulde südlich des Altenorenstockes, im oberen Gemsalpeli, ist die Öhrlikalk/Nummulitenschichten-Platte der Spitzalpeli-Schuppe dem synklinal hochgefalteten rückwärtigen Abschnitt der Altenorenstock-Schuppe aufgefahren. Sie

---

[26] Den zwischen der Tertiärzone des Walenbachtales und dem «Schwarzen Pfad» gelegenen Unterbau des Gemsistockes haben E. WEBER (1947) und H. WIDMER (1949: 72, 78) «Gemsistock-Scholle» genannt. Da jedoch gerade der kühne Aufschwung des Gemsistock-Mittel- und Oberbaues nicht vom gleichen Element wie die Wandstufen über dem Walenbach und über dem Sandwald gebildet wird, ist für den Unterbau des Gemsistockes die Bezeichnung «Sandwald-Schuppe» vorzuziehen. Die darüberfolgende Einheit, der Gemsistock-Mittelbau, sei «Gemsistock-Nordwand-Schuppe» genannt; der Gemsistock-Oberbau aber stellt einen Ausleger der Altenorenstock-Schuppe dar.

schneidet die Verkehrtserie der Altenorenstock-Schuppe schief und unregelmässig ab (S. 51). Wo südwestlich der Claridenhütte die überschobene Öhrlikalk-Platte in einer Steilstufe gegen die grosse Toteiszunge abbricht (Koordinaten 713 720/190 665/2510), bildet der unter einer knapp 8 m mächtigen Globigerinenschieferzone folgende, südwestwärts rasch an Mächtigkeit verlierende Valanginiankalk den westlichsten Aufschluss der Altenorenstock-Schuppe. Allerdings kann auch in den Platten über dem oberen Gemsalpeli die Spitzalpeli-Schuppe kaum weit über die Altenorenstock-Schuppe vorgeschoben sein, da am Westende der Wandstufe südlich des Altenoren-Firnlappens die WSW/ENE-streichende Stirnfalte der Spitzalpeli-Schuppe vorliegt.

Auf die schief durch die Schichtreihe laufende Untergrenze der Altenorenstock-Schuppe südlich des Gemsisattels hat schon H. WIDMER (1949: 74) hingewiesen. Noch vor dem Gemsisattel keilt der Troskalk aus; an den vom Altenorenstock etwas abgesetzten Türmen westlich des Gemsisattels bildet Unterer Öhrlikalk das älteste Schichtglied der Altenorenstock-Schuppe. In der Altenorenstock-Nordwand keilen auch Öhrlischichten und Valanginiankalk westwärts aus. Bis über den Durchstieg zur Claridenhütte hinaus liegt Kieselkalk an der Basis der Altenorenstock-Schuppe; erst kurz bevor die von einem Moränenwall überlagerte Wandstufe westlich der Claridenhütte unter der Moränenbedeckung verschwindet, findet sich im Liegenden des Kieselkalkes wiederum Valanginiankalk, der dann auch den westlichsten Aufschluss der Altenorenstock-Schuppe aufbaut.

Nur gerade nördlich der Claridenhütte ist im Liegenden des Kieselkalkes der Altenorenstock-Schuppe eine verkehrtliegende Nummulitenschichten-Abfolge festzustellen (S. 62); meist liegen die unterkretazischen Kalke der Altenorenstock-Schuppe mit scharfer Grenze auf den Globigerinenschiefern des Blauen Bandes. Im obersten Abschnitt dieser Schieferzone finden sich einzelne Nummulitenschichten-Lamellen, ganz lokal auch ein synklinalgelagerter Schürfling von Valanginiankalk (Koordinaten 714 410/191 050/2390).

Unter den Schiefern des Blauen Bandes folgen nördlich des Altenorenstockes in der tiefsten Wandstufe über dem Walenbach die etwas zerquetschten Nummulitenschichten der Stirnfalten der Gemsistock-Nordwand-Schuppe, die bis ins Couloir südlich des Gletscherchopfes vorspringen. Die sie umhüllenden Schiefer sind stellenweise stark verwalzt, so namentlich in der Schneerinne südlich des Gletscherchopfes, wo sie mit einer tektonischen Fläche an die Taveyannazsandstein-Synklinale des Gletscherchopfes grenzen.

Den Taveyannazsandstein des Gletscherchopfes hat H. WIDMER (1949: 74, 79, 83) zusammen mit den Aufschlüssen der Taveyannaz-Serie über dem alten Zungenbecken des Altenoren-Firnlappens, im Unterbau des Grossen Teufelsstockes und des Bocktschingel sowie in der Clariden-Nordwand, an den Claridenhörnern und an den Chammlihörnern als jüngstes Schichtglied der Spitzalpeli- bzw. der Altenorenstock-Schuppe angesehen. Im Gebiete des Claridenfirns finden sich aber nirgends Anzeichen eines stratigraphischen Überganges der parautochthonen Globigerinenschiefer in die Taveyannaz-Serie; die Taveyannaz-Serie ist mit Globigerinenschiefern des Blattengrat-Komplexes verknüpft (S. 96, 110).

*

Einzelne tektonische Erscheinungen im autochthon/parautochthonen Sedimentmantel lassen sich mit der Annahme einer freien Faltung oder gar einer Gleittektonik (L. U. DE SITTER, 1954: 323: Fig. 1, 334) nicht vereinbaren (schief durch die Serien verlaufende Begrenzungen der einzelnen Elemente, spitzausgezogene Stirnfalten). Die Aufgliederung des Sedimentmantels kann aber auch nicht ausschliesslich durch Schuppung erfolgt sein, da keineswegs nur aufrechtliegende Elemente ohne jede Verkehrtserie auftreten.

Es ist auffällig, dass vielfach gerade in den Verkehrtschenkeln der tieferen Schuppen des autochthon/parautochthonen Sedimentmantels das transgressive Tertiär und stellenweise auch die Unterkreide vollständiger und in grösserer Mächtigkeit erhalten sind als auf dem Rücken dieser Elemente (Unter-Baumgarten-Schuppe, Chinzen-Schuppe, Geissberg-Schuppe, Sandwald-Schuppe, Gemsistock-Nordwand-Schuppe). Diese Erscheinung könnte darauf zurückzuführen sein, dass die spätere Aufspaltung des autochthon/parautochthonen Sedimentmantels bereits in einer recht frühen Phase als eine sanfte Wellung vorgezeichnet war, so dass sich die Überschiebung der höheren Flysch- und Schiefermassen vor allem auf die Tertiärbedeckung der flachen Antiklinalen ausgewirkt hat, während die basalen Tertiärbildungen der daran anschliessenden Mulden im Druckschatten lagen und daher fast unversehrt blieben. Mit dieser Annahme wäre es jedenfalls zu erklären, dass die Nummulitenschichten auf dem Rücken der einzelnen Elemente vielerorts zu Tektoniten (zum Beispiel «augengneissartiger» Grenzsandstein) verformt, stellenweise sogar abgeschert (zum Beispiel in den höchsten Elementen der Tierfehd-Aufwölbung) und über grössere Strecken vorgeschürft worden sind (zum Beispiel Furbach-Lamelle).

Könnte nun aber nicht gerade die Tatsache, dass die unter der Tertiärtransgression erhaltene Schichtreihe in den frontalen oder verkehrtliegenden Abschnitten einzelner Elemente etwas, im hangenden Verkehrtschenkel der Altenorenstock-Schuppe sogar beträchtlich vollständiger ist als im Rücken dieser Elemente, darauf hinweisen, dass mindestens teilweise die jungtertiäre Aufgliederung des autochthon/parautochthonen Sedimentmantels bereits vor- oder frühtertiär vorgezeichneten Strukturen gefolgt ist? Es wäre denkbar, dass die in der südlichen Hausstockgruppe belegte (R. TRÜMPY, 1944), spätkretazisch oder frühtertiär erfolgte Schrägstellung und Faltung des Aarmassivmantels auch seine spätere mechanische Aufspaltung beeinflusst hätte, indem die Scherflächen an jenen Stellen angelegt worden wären, wo der Sedimentstapel wegen des erosiv bedingten vormitteleozänen Ausgleichs des Reliefs jeweils eine geringste Mächtigkeit besessen hätte. Erst eine genaue Aufnahme des Schichtbestandes der autochthon/parautochthonen Schuppen vom Claridenpass bis hinüber ins Erosionsloch der Jetzalp und zurück an den glarnerisch/bündnerischen Grenzkamm wird eine Antwort auf die hier aufgeworfene Frage gestatten.

*

An Versuchen, die gegenseitige Beziehung der Schuppen beidseits des Linthtales festzulegen und das Verhältnis der verschiedenen Elemente zum kristallinen Untergrund abzuklären, hat es nicht gefehlt (F. WEBER, 1922b [Karte]; E. WEBER, 1947; R. HELBLING et al., 1948: Blatt 1; H. WIDMER, 1949: 85;

R. STAUB, 1954: Tab. zu S. 182/183). Es kann im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht die Rede davon sein, all die bereits bekannten und sichergestellten Tatsachen zu einem geschlossenen Bild zusammenzufügen; es sei lediglich auf einige Vermutungen, aber auch auf offensichtliche Widersprüche hingewiesen.

Die nördlichste autochthone Malmkuppel, die Tierfehd-Aufwölbung, dürfte in ihrer Stellung dem Malmaufbruch des Brunnitales entsprechen; sie ist deshalb von R. HELBLING (R. HELBLING et al., 1948: Blatt 1) und R. STAUB (1954) als Sedimentbedeckung des Erstfelder-Massivs gedeutet worden.

Die verglichen mit den Elementen der Spitzalpelistock/Zuetribistock-Kette ungleich viel grössere Zahl von Schuppen in der Selbsanft-Nordflanke und am Westabfall der Vorstegstock-Gruppe weist auf die Unmöglichkeit hin, jedes einzelne Element des Unterbaues der Vorstegstock-Gruppe gegen Westen hin zu verfolgen. Recht deutlich bringt schon die Karte von F. WEBER (1922b) zum Ausdruck, dass die dem Sandalp-Kristallin aufruhende Biferten/Selbsanft-Scholle den Schuppenpaketen des Vorder-Selbsanft und des Limmerntobels diskordant aufruht. Zwar lassen die beidseits des Limmerntobels im Hinter-Chrut bis fast an den Limmernbach hinunterreichenden, stark zerdrückten Tertiärkeile, welche die Schuppen des Limmerntobels, die Limmern-Schuppen, von den frontalen Elementen der Limmern-Kuppel (= Limmernstirn-Schuppen, R. HELBLING et al., 1948: Blatt 1) abtrennen, nicht daran zweifeln, dass sich die Limmern-Schuppen in den Unterbau des Vorder-Selbsanft fortsetzen. Die Biferten/Selbsanft-Scholle scheint jedoch die Limmernstirn-Schuppen, welche nur wenig von der Front der Limmern-Kuppel abgelöst sind, schief abzuschneiden und schon in der Ostflanke des Vorder-Selbsanft den Limmern-Schuppen aufzuruhen.

Die tieferen Elemente der Nordflanke des Vorder-Selbsanft (Nordfuss des Vorder-Selbsanft bis Birchenfad) ziehen unter die etwas verschürfte Quarzporphyr-Stirn östlich Vordersand hinein (E. WEBER in R. HELBLING et al., 1948: Blatt 5). Jenseits des Sandbaches tauchen Unter- und Mittelbau des Gemsistockes unter die im Stollen Walenbach/Hintersand durchschlagene Quarzporphyr-Front, so dass jedenfalls die 150 m höher gelegene, wildverfaltete Quarzporphyr/Trias/Dogger-Folge über dem Märenwald (B. G. ESCHER, 1911: Taf. 4; H. WIDMER, 1949: 78) nicht als «primäre Unterlage» der Sandwald-Schuppe (= «Gemsistock-Scholle», E. WEBER und H. WIDMER, cf. Anm. 26 S. 71) gedeutet werden kann.

Die beidseits des Gemsisattels durch das Blaue Band von der Gemsistock-Nordwand-Schuppe geschiedene Altenorenstock-Schuppe ist eine frontale, an ihrem Ostende von der Spitzalpeli-Schuppe kaum abgetrennte Abspaltung des Elementes der Spitzalpelistock/Zuetribistock-Kette (S. 71). Vom unteren Gemsalpeli gegen die Ostflanke des Vorderen Zuetribistockes hin vervollständigt sich der Malm der Spitzalpeli-Schuppe zusehends. Er ist von der Serie der «Antiklinale von Obersand» (H. WIDMER, 1949: 72, 77) nicht abzutrennen, sondern setzt sich in der Wandstufe unter der Zuetribi in den auf Schiltschichten liegenden Quintnerkalk der «Antiklinale von Obersand» fort. Die Spitzalpeli-Schuppe dürfte daher die differentiell vorbewegte Quintnerkalk/Tertiär-Bedeckung der verfalteten Trias/Dogger/Schiltschichten-Serie der «Antiklinale von Obersand» sein.

Diese wenigen Hinweise genügen, um zu zeigen, wie fraglich im einzelnen der Ver-

lauf der verschiedenen Elemente des autochthon/parautochthonen Sedimentmantels noch ist. Es wird einmal eine reizvolle, jedoch wegen der nur schwierig abzuklärenden Malm-Stratigraphie (cf. S. 16/17) recht mühsame Aufgabe sein, die Tektonik des autochthon/parautochthonen Sedimentmantels einer befriedigenden Lösung zuzuführen.

*

Abschliessend ist noch auf die jüngsten Störungen im Nordabschnitt des autochthon/parautochthonen Sedimentmantels hinzuweisen. Abgesehen von älteren, die gegen Nordwesten ansteigenden Schuppungsflächen begleitenden Scherflächen sind zahlreiche SE/NW- bis SSE/NNW-streichende, fast oder völlig senkrechte Querklüfte festzustellen. Mancherorts laufen diese jungen, erst nach dem Zusammenschub des Sedimentmantels entstandenen Störungen den ebenfalls späten, messerscharfen Querbrüchen (T. HAGEN, 1950: 448/451) parallel, so etwa in der Schlucht der jungen Linth zwischen der Pantenbrugg und dem Tierfehd (N. ZWEIFEL, 1958: Blatt III). Die Querklüfte sind kaum älter (T. HAGEN, 1950: 452) als die weit auffälligeren Querbrüche, sondern nur Begleiterscheinungen dieser jungen Störungen, deren Sprunghöhe durchwegs bescheiden ist (0—10 m).

Die an den Querbrüchen feststellbare Bewegung scheint schon im Globigerinenschiefermantel auszuklingen. Die ebenfalls SE/NW-streichenden, senkrechten Klüfte einzelner subhelvetischer Deckenelemente der Claridenkette (Rotstock-Nordostgrat, Früttlenhörner) können auf keinen Fall die unmittelbare geometrische Fortsetzung der Querklüfte und Querbrüche des autochthon/parautochthonen Sedimentmantels sein, da das Griesstock-Malmband und die Nummulitenkalkbank der Blattengrat-Serie im Liegenden der Rotstock-Scholle nicht durch vertikale Störungen, sondern durch gegen Nordwesten ansteigende Scherflächen verstellt werden.

Ist auch keine unmittelbare Fortsetzung der jungen, saigeren Klüfte und Brüche des autochthon/parautochthonen Schuppengebäudes in die darüberliegenden Einheiten festzustellen[27], so handelt es sich bei diesen Störungen doch um eine regionale Erscheinung am Ostabfall des Aarmassivs. Sie dürften wohl durch späte, kaum mehr mit horizontalen Translationen verbundene Scherbewegungen entstanden sein.

---

[27] T. HAGEN (1950: 448/49, Fig. 1) hat allerdings die Meinung vertreten, die Querbrüche durchsetzten auch die Taveyannazsandstein-Platten der Hausstockgruppe.

II. Überblick über die frühabgeglittenen Schiefer- und Flyschbildungen der östlichen Claridenkette

Es ist nicht das Ziel der vorliegenden Arbeit, all die Tatsachen, die im Laufe mehrjähriger Feldaufnahmen in der Claridenkette sowie bei vergleichenden Untersuchungen in den westlich und östlich anschliessenden Gebieten gewonnen werden konnten, ausführlich darzulegen. Da aber einzelne Ergebnisse doch von Bedeutung zu sein scheinen, sind sie in den folgenden Abschnitten in gedrängter Form zusammengestellt. Es sei gleich zu Beginn dieser Ausführungen festgehalten, dass es weiteren Untersuchungen im Raume des sogenannten «Glarner Flysches» überlassen bleiben muss, die hier geäusserten Ansichten zu überprüfen und zu vervollständigen.

A. Zur Aufgliederung der frühabgeglittenen Schiefer- und Flyschbildungen des hinteren Glarnerlandes

Für die Entwicklung der sich bei der fortschreitenden geologischen Erkenntnis ständig ändernden Ansichten über die Flysch- und Schieferzone am Nordfuss der helvetischen Hochalpen kann auf die zusammenfassende Darstellung im «Stratigraphischen Lexikon der Schweiz» (F. FREY & W. LEUPOLD, 1962: Artikel «Glarner Flysch») verwiesen werden. Festzuhalten ist hier lediglich, dass die von ARN. HEIM (1908b: 73/86) vorgenommene Aufgliederung des «Glarner Flysches» durch die späteren Untersuchungen weitgehend bestätigt worden ist. Es hat sich dabei allerdings im Laufe der Zeit herausgestellt, dass die von ARN. HEIM unterschiedenen Abteilungen nicht lediglich lithologisch charakterisierte, stratigraphische Glieder einer fortlaufenden Schichtreihe, sondern selbständige tektonische Einheiten sind, die von wechselnden Anteilen oberkretazisch/alttertiärer Schichtfolgen aus dem helvetisch/ultrahelvetischen Ablagerungsraum aufgebaut werden.

Da die höchste Abteilung des «Glarner Flysches», der oberkretazisch/untereozäne «Glarner Wildflysch», nicht mit dem eigentlichen, obereozänen «Wildflysch» der Habkern-Mulde in Beziehung gebracht werden kann, ist sie von W. LEUPOLD (1943: 250/251) Sardona-Flysch genannt worden.

Die Nummulitenbildungen des «mittleren Teiles des Glarner Flysches», der «Blattengratschichten», stimmen bis in stratigraphische und faunistische Einzelheiten mit den hauptsächlich paläozän/untereozänen Nummulitenschichten der Gegend von Einsiedeln überein (W. BISIG, 1957; W. LEUPOLD, 1937, 1943; W. RÜEFLI, 1959; R. WEGMANN, 1961). Wie die vom Rücken der Drusberg-Decke abgeglittenen «Einsiedler-Schuppenzonen» (A. JEANNET et al., 1935; W. LEUPOLD, 1937,

1943; R. FREI, 1963) werden auch die lange Zeit für eine einheitliche Schichtreihe mit stratigraphisch mehrfach eingeschalteten Nummulitenschichten gehaltenen «Blattengratschichten» (ARN. HEIM, 1908b, 1911; J. OBERHOLZER, 1933) von einer ganzen Anzahl von Schuppen nahezu der gleichen Schichtreihe aufgebaut. Der stratigraphisch gemeinten Bezeichnung «Blattengratschichten» ist daher für die tektonische Einheit der Begriff «Blattengrat-Komplex» (W. LEUPOLD, 1939a: Taf. XII) vorzuziehen; die Schichtfolge hingegen mag «Blattengrat-Serie» genannt werden.

Noch bis in die jüngste Zeit sind die unter den höheren Divertikeln des «Glarner Flysches» liegenden Sandstein/Schiefer-Serien meist als stratigraphische Fortsetzung der Alttertiär-Abfolge ihrer autochthon/parautochthonen Unterlage betrachtet worden. Die Aufnahmen G. STYGERS (1961: Taf. I) haben jedoch die bereits von J. OBERHOLZER (1933: 184) gehegten Zweifel an der autochthonen Stellung der Sandsteinflyschmassen der Hausstockgruppe nur bestätigen können (F. FREY & W. LEUPOLD, 1962: Artikel «Glarner Flysch» und «Sandstein/Dachschiefer-Komplex»; R. TRÜMPY, 1962). Die sich für die Taveyannaz-Schollen des hinteren Linthtales aufdrängende Deutung kann mit guten Gründen auch auf die Flyschbildungen des Schächentales übertragen werden (G. STYGER, 1961: 18/19). Der über dem autochthon/parautochthonen Sedimentmantel liegende Sandstein/Dachschiefer-Komplex dürfte daher — wie die höheren Divertikel des «Glarner Flysches» — in einer Frühphase der helvetischen Gebirgsbildung vorgeglitten und später von der «helvetischen Hauptschubmasse» überfahren worden sein.

Die von ARN. HEIM (1908b: 87) und J. BOUSSAC (1910: 1150; 1912: 371, 375) im Reussquerschnitt als «Altdorfer-Sandsteine» beziehungsweise «Grès d'Altdorf» ausgeschiedenen Sandsteinserien der Eggberge und des Gruontales sowie die von M. VUAGNAT (1945: 429; 1952: 2) damit in Beziehung gebrachten polymikten und feinkonglomeratischen Sandsteine von Seedorf und im vorderen Sernftal sind bisher meist als jüngere Abschnitte der im Sernftal südlich daran anschliessenden, beidseits des Reusstales aber darunterziehenden Flyschserien von Attinghausen, Bürglen und Elm angesehen worden. Das gegenseitige Verhältnis der beiden Abfolgen, das noch nie eindeutig festgelegt werden konnte, wird gegenwärtig im vorderen Sernftal von CHR. SIEGENTHALER untersucht.

*

Die in Flyschfazies entwickelten Serien, die weitgehend oder ausschliesslich das höchste und das tiefste Divertikel der frühabgeglittenen Schiefer- und Flyschbildungen, den Sardona-Flysch und den Sandstein/Dachschiefer-Komplex, aufbauen, im Blattengrat-Komplex jedoch nur von untergeordneter Bedeutung sind, werden vom höchsten zum tiefsten Divertikel zusehends jünger (W. BRÜCKNER, 1952: Abb. 2; R. HERB in A. LOMBARD, A. GANSSER et al., 1962: Fig. B-38; R. TRÜMPY, 1960: Fig. 8, 13). Gegen die wiederholt geäusserte Ansicht, die höheren Einheiten des «Glarner Flysches» seien in einem südlicheren Abschnitt des helvetisch/ultrahelvetischen Faziesbereiches zur Ablagerung gekommen als die tieferen Elemente, kann wohl kein ernst zu nehmender Grund angeführt werden. Ist auch die Reihenfolge der Ablagerungsgebiete der einzelnen Divertikel im ursprünglichen Sedimentationsraum klargestellt, so ist damit doch die Frage nach der ursprünglichen Lage dieser Ablagerungs-

gebiete noch nicht entschieden. Die stratigraphischen und faunistischen Vergleiche der Nummulitenschichten des Blattengrat-Komplexes mit jenen der Einsiedler-Schuppenzonen sind jedoch als hinreichende Beweise für eine südhelvetische Herkunft der Elemente des Blattengrat-Komplexes angesehen worden (W. BISIG, 1957; W. LEUPOLD, 1937, 1943; W. RÜEFLI, 1959; R. WEGMANN, 1961).

Bei den Aufnahmen in den Flyschgebieten des Schächentales (W. BRÜCKNER, 1933a, 1937, 1943, 1952; J. J. JENNY, 1934) und des hinteren Glarnerlandes (J. OBERHOLZER, 1933; G. STYGER, 1961) hat sich ergeben, dass die Elemente des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes von ihrer scheinbaren, autochthon/parautochthonen Unterlage tektonisch weitgehend unabhängig sind. Sind diese Elemente aber von Süden her vorgeglitten, so stellt sich die Frage, wie weit im Süden der Ablagerungsraum des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes anzunehmen sei. Flyschbildungen in stratigraphischem oder tektonischem Zusammenhang mit mittelhelvetischen Elementen scheinen zu fehlen. Deswegen braucht aber keineswegs auf eine plötzliche Verlagerung der Flyschfazies vom Süd- ins Nordhelvetikum (W. BRÜCKNER, 1952: 32) geschlossen zu werden, da sich — unter dem Einfluss der vorgleitenden penninischen und südhelvetischen Flysch- und Schiefermassen — auch die «mittelhelvetischen» Flyschbildungen von ihrer Unterlage abgelöst und nordwärts vorbewegt haben könnten. Die Möglichkeit einer mindestens teilweise mittelhelvetischen Herkunft des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes ist deshalb nicht auszuschliessen. Anhaltspunkte für eine solche Deutung haben sich namentlich bei den Aufnahmen am Ostabfall der Claridenkette ergeben (S. 97, 128).

*

Innerhalb der frühabgeglittenen Schiefer- und Flyschbildungen des hinteren Glarnerlandes lassen sich im wesentlichen drei Divertikel unterscheiden. Jedes einzelne dieser Gleitbretter zerfällt wiederum in Teilelemente. Die Ausführungen über den sogenannten «Intermediären» oder «Lavtina-Flysch» des Weisstannentales (W. LEUPOLD, 1943: 260/263; W. RÜEFLI, 1959: 68/74; R. WEGMANN, 1961: 106 Anm.) zeigen aber mit aller Deutlichkeit, dass der Bau des «Glarner Flysches» nicht lediglich mit der einfachen Vorstellung von drei, in sich wiederum verschuppten grosstektonischen Einheiten erklärt werden kann.

Einzelne Schichtglieder der verschiedenen Divertikel können stellenweise durchaus selbständige tektonische Elemente bilden, während sie andernorts wiederum mit den darüber- bzw. darunterliegenden Schichtabschnitten normalstratigraphisch verbunden sind. Das beste Beispiel dafür sind wohl — ausser dem «Intermediären Flysch» — die «Globotruncanenkalke» beziehungsweise die «seewerartigen Kalke» des Sardona-Flysches (W. RÜEFLI, 1959: 102/109).

Weil Untersuchungen in der östlichen Claridenkette ergeben haben, dass am Malor eine normalstratigraphische Verbindung von Globigerinenschiefern des Blattengrat-Komplexes mit der Abfolge des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes besteht (S. 97), müssen sich die Ablagerungsgebiete der beiden tieferen Divertikel des «Glarner Flysches» überschneiden. Mit anderen Worten: die grundlegende Trennung in Elemente des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes und solche des Blattengrat-Komplexes ist wohl meistenorts, jedoch nicht überall durchführbar. Während die Schuppen des

Blattengrates selber eindeutig dem Blattengrat-Komplex, die Schollen der Hausstockgruppe hinwiederum unzweifelhaft dem Sandstein/Dachschiefer-Komplex angehören, müssen wir die Zuordnung der Elemente am Malor-Ostabfall offen lassen (S. 127).

B. Die Vorkommen der frühabgeglittenen Schiefer- und Flyschbildungen in der östlichen Claridenkette

Zwischen das Schuppengebäude des autochthon/parautochthonen Sedimentmantels und das tiefste subhelvetische Deckenelement, die Griesstock-Decke, schaltet sich am Ostabfall der Claridenkette eine gegen Westen zusehends dünner werdende Zone von Sandsteinen und Schiefern ein (Taf. 1, 2 und 3). Darin sind bisher folgende Serien unterschieden worden (J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910 [Karte]; J. OBERHOLZER, 1933: 418, 423, 455/456; J. OBERHOLZER, 1942 [Karte]; P. v. SCHUMACHER, 1928: 23/24, Taf. III):

(a) die als normalstratigraphische Fortsetzung der Globigerinenschiefer über der Tierfehd-Aufwölbung (J. OBERHOLZER, 1933: Taf. 18: Fig. 3) beziehungsweise der höheren parautochthonen Elemente der Spitzalpelistock/Zuetribistock-Kette (H. WIDMER, 1949: 74, 79/80, 83/84) betrachteten Sandstein/Schiefer-Abfolgen, in deren tieferem Abschnitt vorwiegend Taveyannazsandsteine auftreten. Die gröberklastischen Gesteine der von zahlreichen Dachschieferlagen durchsetzten höheren Partie, von J. OBERHOLZER (1933: 170, 417) meist lediglich «Flyschsandsteine» genannt, sind erst nachträglich und zu Unrecht als «Altdorfersandsteine» bezeichnet worden (cf. S. 115).

(b) die über den Sandstein/Schiefer-Serien liegenden, meist für «Wildflysch» gehaltenen Schieferabfolgen, die von einzelnen, zerrissenen Nummulitenkalkbänken durchsetzt sind. Für die Zuordnung dieser Serien zum «Wildflysch» schienen namentlich die im «Wildflysch von Altenoren» auftretenden «Sardonaquarzite» (J. OBERHOLZER, 1933: 437, 455) sowie die am Malor, am Ostabfall des Chamerstocks und unter dem Gänglihorn vereinzelt aufgefundenen Brocken von kristallinen Gesteinen und polymikten Breccien (J. OBERHOLZER, 1933: 441, 455; P. v. SCHUMACHER, 1928: 23) zu sprechen.

(c) die als lokal eng begrenztes Vorkommen von «Blattengratschichten» gedeuteten Globigerinenschiefer am Südostfuss des Malor (J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910 [Karte]; J. OBERHOLZER, 1933: 423; TB, *52:* 30).

Die tieferen Sandsteinflyschserien (a), die dem Sandstein/Dachschiefer-Komplex zugeordnet werden können, erreichen im engeren Untersuchungsgebiet ihre grösste Mächtigkeit am Ostfuss des Chamerstocks. Eine nur etwas über 50 m dicke, in Falten gelegte Platte von Taveyannazsandsteinen baut die Steilstufe am Malor auf. Geringmächtige, linsenartige Vorkommen von Taveyannazsandsteinen treten zwischen Ahornen und Wangen, am Gletscherchopf nördlich der Claridenhütte und im alten Zungenbecken des Altenoren-Firnlappens zutage. Über grössere Strecken sind die Serien des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes erst wieder im Unterbau der Teufelsstöcke und des Bocktschingel sowie in der Clariden-Nordwand und an den Claridenhörnern aufgeschlossen.

Nachdem W. LEUPOLD (1943: 251) die Ansicht geäussert hatte, der Begriff «Wildflysch» sei zu einer «nichtssagenden Allerweltsbezeichnung» geworden und den eigentlichen «Glarner Wildflysch» deshalb «Sardona-Flysch» genannt hatte, war zu untersuchen, welchem Divertikel des «Glarner Flysches» die bisher «Wildflysch» (b) genannten Abfolgen der östlichen Claridenkette zuzuordnen seien. Obwohl sich J. OBERHOLZER (1933: 455) ausdrücklich dagegen verwahrt hatte, diese Schieferserien als «tektonisch gequälte Dachschiefer oder Blattengratschichten» zu bezeichnen, ist W. LEUPOLD bei den Voruntersuchungen für das Fätschbachwerk (R. STAUB & W. LEUPOLD, 1945) doch zur Auffassung gekommen, es handle sich dabei vorwiegend um Schiefer und Nummulitenkalke des Blattengrat-Komplexes.

Diese Schieferserien, zu denen auch die seit längerer Zeit als «Blattengratschichten» gedeuteten Globigerinenschiefer über der Altenorenalp (c) gehören, erreichen am Chamerstock und am Malor eine Mächtigkeit von etwa 150 m. Gegen Südwesten zu nimmt ihre Bedeutung ab; am Südostfuss des Gemsfairen sind sie meist nur noch in geringer Mächtigkeit aufgeschlossen. Ist auch in diesen Nummulitenschichten/Globigerinenschiefer-Serien nur gerade der nordwestliche Abschnitt des Faziesstreifens der eigentlichen Blattengrat-Elemente, das heisst der Schuppen des Blattengrates selber, enthalten (S. 85, 127), so dürfen sie dennoch als Elemente des Blattengrat-Komplexes betrachtet werden, zumal sie auch in ihrer tektonischen Stellung durchaus mit den Schuppen des Blattengrates zu vergleichen sind.

Die früher als «Wildflysch» betrachteten Serien der östlichen Claridenkette sind zum grossen Teil nicht in Flyschfazies entwickelt. Die von J. OBERHOLZER (1933: 437, 455/456) aufgefundenen «Sardonaquarzite» unter dem Rotstock, die vereinzelten Kristallintrümmer und polymikten Breccien (J. OBERHOLZER, 1933: 441, 455; P. v. SCHUMACHER, 1928: 23) sowie die zerrissenen Lagen von Sandkalken, Kieselkalken und Sandsteinen in schwarzen, knorrigen Schiefern (J. OBERHOLZER, 1933: 455) weisen jedoch darauf hin, dass in den früher «Wildflysch» genannten Abfolgen auch noch wirklich flyschartige Sedimente vertreten sind.

R. WEGMANN (1961: 187/188, 194, 204) ist bei seinen Aufnahmen im hinteren Sernftal zur Ansicht gekommen, der Sardona-Flysch keile gegen Westen hin rasch aus. Die Möglichkeit ist aber nicht auszuschliessen, dass einzelne Schubspäne dieses Divertikels auch noch am Gemsfairen und am Rotstock vorhanden sein könnten, wo ja ausser den bereits J. OBERHOLZER bekannten hellen, massigen Quarziten auch exotische Blöcke und Kristallinbreccien auftreten, die lithologisch durchaus mit Gesteinen des Sardona-Flysches zu vergleichen sind (F. FREY in G. STYGER, 1961: 30 Anm.).

C. Abriss der Stratigraphie und Lithologie der frühabgeglittenen Schiefer- und Flyschbildungen der östlichen Claridenkette

1. BLATTENGRAT-SERIE

Die Schieferserien am Ostabfall der Claridenkette erfahren eine klare morphologische Gliederung durch die hellbraungrau anwitternden Nummulitenschichten, deren Verlauf auf eine starke Verfaltung und Verschuppung der Schichtfolgen hinweist. An

jeder Stelle muss deshalb die Annahme, die Unterlage irgendeines Schichtgliedes bilde auch sein stratigraphisch Liegendes, überprüft werden. Sichere Aussagen über die geologischen Verhältnisse sind nur dort möglich, wo Fossilien oder stratigraphische Verbindungen festzustellen sind. Treten im Liegenden und im Hangenden einer Nummulitenkalkbank Globigerinenschiefer auf, ist eine tektonische Erklärung wahrscheinlich; bilden aber fossilleere, siltige bis feinsandige Schiefer die Unterlage der Nummulitenschichten, ist es vielfach nicht zu entscheiden, ob alttertiäre oder möglicherweise jungkretazische Anteile der Blattengrat-Serie vorliegen.

a) Schiefer im Liegenden der Nummulitenschichten

Unter der Nummulitenkalkbank am Ostende der Früttlenhörner finden sich gut laminierte, bunt anlaufende, im Bruche blauschwarze Mergelschiefer (Koordinaten 714 900/193 030/1730). Am Rotstock und am Chamerstock treten stellenweise im Liegenden der Nummulitenkalkbänke von fast fingerdicken Lagen siltiger bis feinsandiger, mancherorts auch schwach kieseliger Kalke durchzogene siltige Mergelkalkschiefer und flaserige Kalkschiefer auf. Unter der Gängliwand erreichen diese Schiefer im Liegenden der Nummulitenschichten eine Mächtigkeit von 20—30 m (Koordinaten 717 750/197 225/890).

In den lithologisch mit jungkretazischen Schichtgliedern der Blattengrat-Serie (Amdener- bzw. Wangschichten) vergleichbaren Schiefern liessen sich nirgends Fossilien auffinden, die das vermutete Alter bestätigt hätten.

Schwindet auch die Mächtigkeit der kretazischen Anteile des Blattengrat-Komplexes im hinteren Sernftal gegen den Richetlipass hin zusehends (W. BISIG, 1957: 54, 142), so treten jedenfalls östlich des Guetbächichammes, in den etwas versackten Aufschlüssen über Bodmen, erneut Amdenerschichten auf (G. STYGER, 1961: 125). Die Möglichkeit, dass auch noch stellenweise westlich des Linthtales jungkretazische Schiefer vorhanden sein könnten, ist deshalb nicht auszuschliessen.

b) Nummulitenschichten

Die in die Schieferserien der östlichen Claridenkette eingeschalteten, vielerorts in Linsen aufgelösten Nummulitenkalkbänke sind meist 5—8 m dick. Weitaus die Hauptmasse der Nummulitenbänke besteht aus einem hellbraungrau anwitternden, im Bruche hellblaugrauen, sozusagen quarzfreien, mancherorts deutlich spätigen Kalk.

Im tieferen Abschnitt der Nummulitenschichten treten in den etwas verrutschten Felsköpfen östlich der Burg und in den zerrissenen Bänken unter der Wisswand dicklinsenförmige Nummuliten auf, die mit *Nummulites kaufmanni* zu vergleichen sind.

Im oberen Teil der massigen Nummulitenkalkbank sind am Ostfuss des Gemsfairengrates, in den Köpfen östlich der Burg und am Chamerstock-Ostabfall neben kleinen Discocyclinen und Assilinen *Nummulites millecaput* var. *minor* sowie *Assilina major* und *Ass.* aff. *spira*[28] festzustellen. Nur an einer einzigen Stelle, in der mittleren

[28] Als *Assilina* aff. *spira* werden Formen mit deutlich übergreifenden, rasch ausflachenden Umgängen und einer schwach ausgeprägten Zentraldepression angeführt, die in die von *Assilina laxispira*

Bachrinne unter der Gängliwand (Koordinaten 717 785/197 260/860), haben sich in einem schwach siltigen Kalk mit bis 2.5 cm grossen Discocyclinen und zahlreichen Exemplaren von *Assilina* aff. *spira* auch bis 6.2 mm lange, spindelförmige, stumpfendende Alveolinen aus der Gruppe der *Alveolina pinguis* HOTT. auffinden lassen.

Am Fuss der Südostflanke des Gemsfairengrates und am Rotstock-Südosthang sind die obersten 10—20 cm der massigen Nummulitenkalkbank etwas stärker zurückgewittert. Die anrostenden, schwach feinsandigen Kalke sind von eisenschüssigen Schlieren mit vereinzelten Glaukonitkörnern durchzogen. Neben bis 2.5 cm langen Discocyclinen sind *Nummulites* cf. *obesus*, *N.* cf. *gallensis*, *Assilina major* und *Ass.* aff. *spira* festzustellen. Auch die im Bruche recht dunklen, schwach feinsandigen Kalke im Dache der Nummulitenkalklinsen unter der Gängliwand sind von verrosteten, bis

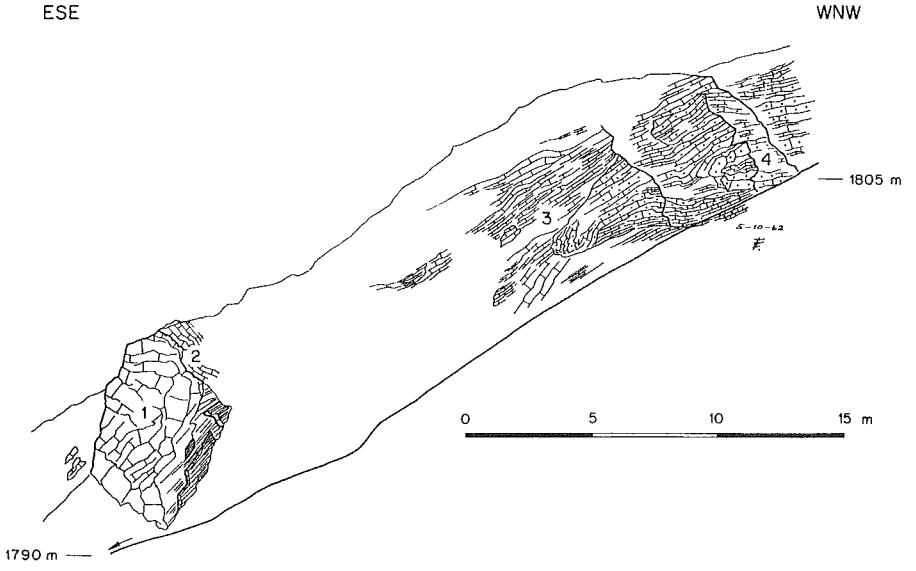


Abb. 7. Profilskizze der rechten Flanke der Bachrinne östlich der Burg.

4 Feinplattige bis grobschiefrige, feinkörnige, im Bruche blauschwarze Glimmersandkalke mit vorwiegend dünnen Lagen gröberer Glimmerkalksandsteine.
3 Plattige Globigerinenmergelkalke.
2 Verrosteter, feinstglimmeriger Siltkalk mit kleinen Phosphoritknollen (Steinbach-Fossilschicht?).
——— Karrige Transgressionsfläche.
1 Hellgelb anwitternder Nummulitenkalk.

(DE LA HARPE) zu *Assilina spira* (DE ROISSY) führende Entwicklungsreihe gehören. *Ass.* aff. *spira* unterscheidet sich namentlich im Axialschnitt deutlich von der mit ihr zusammen auftretenden *Assilina major* (HEIM), die wegen ihrer verhältnismässig dicken, reitenden, nahezu hufeisenförmigen Umgänge (ARN. HEIM, 1908b: Taf. VI: Fig. 26; H. SCHAUB, 1962a: 326: Abb. 6) kaum als Prämutation von *Assilina spira* zu betrachten ist.

[29] Die als *Nummulites* aff. *gallensis* bezeichneten Formen erreichen einen etwas grösseren Durchmesser (15—16 mm) als die grössten von ARN. HEIM (1908b: 234) ausgemessenen Exemplare von *Nummulites gallensis*.

zu 25% aus Glaukonit bestehenden Schlieren durchzogen. Sie führen neben kleinen Nummuliten und Assilinen *Nummulites* aff. *gallensis*[29] und *Assilina* aff. *spira*.

Über dem höchsten, limonitisch infiltrierten Abschnitt der massigen Nummulitenkalkbank folgt mancherorts ein von feinen Phosphoritknollen durchsetzter, feinsandiger, im Bruche blauschwarzer Kalk. Recht gut ist die karrige Transgressionsfläche des nur wenige Dezimeter mächtigen phosphoritischen Niveaus in der Bachrinne östlich der Burg (Abb. 7) und an den verrutschten Köpfen östlich des Weges unterhalb der Burg zu sehen, wo sich zwischen den splittrig zähen Phosphorithorizont und den darunterliegenden Kalk mit *Assilina major* stellenweise eine gut cm-dicke siderolithische Kruste einschaltet (Koordinaten 715 830/192 150/1765).

Wegen des antiklinalen Baues der zerscherten Nummulitenkalkfluh am Rotstock-Südosthang ist der phosphoritische Kalk auch im Liegenden des massigen Nummulitenkalkes zu finden. In den untersten Dezimetern führt der knorrig verwitternde, feinsandige Kalk zahlreiche, meist nur haselnussgrosse Phosphoritknollen. Gegen oben nimmt der Gehalt an Quarz und Phosphoritknollen rasch ab; spröde, plattige, schwach feinsandige Kalke leiten in die hangenden Globigerinenschiefer über.

Ganz lokal führt der tiefste Abschnitt des Phosphorithorizontes zahlreiche Fossilsteinkerne. Gut 40 m südwestlich der Stelle, wo der Weg vom Geissstein gegen den Malorgrat hin hart an der Nummulitenkalkfluh vorbeiführt, haben sich neben nicht näher bestimmbaren Brachiopoden, Lamellibranchiern und Gastropoden *Aturia ziczac* (SOW.), *Nautilus* cf. *umbilicaris* DESH., «*Terebratula*» sp. aus der Gruppe der «*T.*» *escheri* M.-E., *Marcia (Mercimonia)* cf. *deleta* (DESH.), *Gobraeus (Psammotaena)* sp., *Parvisipho infraeocaenicus* COSSM., *Trochocyathus crenulatus* M.-E. sowie *Acanthocyathus* sp. auffinden lassen (Koordinaten 714 960/191 990/2070).

*

Liegen auch in den zerscherten und zerrissenen Nummulitenbänken der Schieferzone am Ostabfall der Claridenkette an keiner Stelle völlig ungestörte Verhältnisse vor, so kann auf Grund der darin festgestellten Fauna doch der Versuch unternommen werden, die Nummulitenschichten in das von W. LEUPOLD (in A. JEANNET et al., 1935: Taf. I; 1939a: Taf. XII; 1939b; 1942; 1943: 278/279) entworfene und in den unter seiner Leitung ausgeführten Arbeiten (W. BISIG, 1957: 151/157; R. HERB, 1962: 56/60; W. RÜEFLI, 1959: 23/61; J. SCHUMACHER, 1948: 80/83; R. WEGMANN, 1961: 95/101) noch verfeinerte Faziesquerprofil der helvetischen Nummulitenbildungen einzuordnen.

Der tiefere Abschnitt der massigen Nummulitenkalkbank mit *Nummulites* cf. *kaufmanni* M.-E. könnte dem Kaufmanni-Kalk (W. LEUPOLD, 1942; W. LEUPOLD in J. SCHUMACHER, 1949: 29), dem mittleren Teil der Hauptmasse der Einsiedler-Nummulitenkalke entsprechen. Der darüberfolgende, weitaus mächtigere Teil der massigen Nummulitenkalkbank ist anhand von *Nummulites millecaput* var. *minor* HEIM und *Assilina major* (HEIM) ins obere Untereozän zu stellen. Er darf wohl dem oberen Teil des grauen Nummulitenkalkes der Einsiedler Abfolge (W. LEUPOLD in A. JEANNET et al., 1935: 41, 45/46, Taf. I) gleichgesetzt werden, worin ja auch in der Gegend von Einsiedeln stellenweise Alveolinen auftreten.

Die alleroberste, etwas stärker zurückwitternde und von glaukonitischen Schlieren durchzogene Partie, in der neben *Assilina major* (HEIM) und *Ass.* aff. *spira* auch *Nummulites* cf. *gallensis* und *N.* aff. *gallensis* zu finden sind, dürfte an die Untereozän/Mitteleozän-Grenze oder ins basale Mitteleozän einzuordnen sein. Der geringmächtige, siderolithisch infiltrierte Horizont könnte daher der obersten Bank der Profile von Chalch und Steinbach (W. LEUPOLD in A. JEANNET et al., 1935: 45/46, Taf. I) beziehungsweise dem hämatitischen Gallensis-Kalk der Schwanau (W. LEUPOLD, 1939a: Taf. XII) entsprechen.

Mit grosser Wahrscheinlichkeit darf der über dem Nummulitenkalk folgende Phosphorithorizont dem phosphoritischen Niveau im Dache der Nummulitenkalkbänke von Chalch und Steinbach gleichgesetzt werden, zumal die meisten Arten der Fossilfundstelle am Malorweg auch aus der Steinbach-Fossilschicht (K. MAYER, 1877: 69/98) bekannt sind. Wie im Profil Steinbach (W. LEUPOLD in A. JEANNET et al., 1935: 46) tritt auch in der Fossilschicht am Malorweg *Trochocyathus crenulatus* M.-E. in grosser Zahl auf.

Während in der Gegend von Einsiedeln die Steinbach-Fossilschicht stellenweise in den sogenannten «Oberen Grünsand», einen Glaukonitkalk mit *Assilina exponens*, überleitet (W. LEUPOLD, 1939a: Taf. XII), geht die Phosphoritschicht im Hangenden der Nummulitenkalke am Ostende der Claridenkette in die darüberliegenden Globigerinenschiefer über. Ein «Oberer Grünsand» scheint zu fehlen. Es sei denn, der nur gut metermächtige, zähe Glaukocalcitonkolith mit grossen Discocyclinen und Pectenfragmenten, der in der Alpbergrus gerade südlich des Bergli auf einen mergeligen Kalk mit kleinen Nummuliten und Discocyclinen sowie *Nummulites* cf. *gallensis* folgt (Koordinaten 717 285/196 290/915), könne als «Oberer Grünsand» betrachtet werden. Da aber die Lage der Nummulitenschichten in der Alpbergrus unklar ist, bleibt die Zuordnung des Glaukocalcitonkoliths fraglich.

Offen gelassen werden muss auch die Frage nach der Stellung der Nummulitenschichten-Linsen zwischen Fätschli- und Bärengüetlirus, wo sich stark zerscherte, zum Teil glimmerführende sandige Nummulitenkalke (Koordinaten 717 330/195 885/1020), glaukonitische, schwach kalkige Sandsteine (Koordinaten 717 320/195 780/1050) und fast reine Quarzsandsteine (Koordinaten 717 285/195 780/1080) vorfinden.

Die Nummulitenschichten der Schieferserien der östlichen Claridenkette dürften nach unseren heutigen Kenntnissen zum überwiegenden Teil aus der gleichen Faziszone stammen wie einzelne Elemente der «äusseren Einsiedler-Schuppenzone» (R. FREI, 1963: 10, Taf. I; W. LEUPOLD, 1943: 266) und die tieferen Schuppen des Blattengrat-Komplexes am Blattengrat selber (W. LEUPOLD, 1939b; 1943: 278; R. WEGMANN, 1961: 99).

Ablagerungen des gleichen Faziesstreifens bauen aber auch mindestens teilweise die von Spiringen gegen das Gruontal hinüberziehende Schieferzone nördlich des unteren Schächentales auf. Bereits ARN. HEIM (1908b: 86/87) hat festgestellt, dass in den Nummulitenkalkköpfen nordwestlich von Spiringen *Nummulites millecaput* var. *minor* und *N. gallensis* auftreten. *N. gallensis*, *N. millecaput* var. *minor* und *Assilina major* finden sich auch im oberen Teil der Nummulitenkalkfluh über dem Butzli, wo der auf den Nummulitenkalk folgende Phosphorithorizont Brachiopoden, Lamellibranchier und Seeigel führt (Koordinaten 694 040/195 090/1820).

Der Faziesstreifen, in dem die Nummulitenkalke der Schieferserien am Ostabfall der Claridenkette zur Ablagerung gekommen sind, liegt am Nordwestrand der «Zone der Einsiedler-Kalke». Ob aber die stratigraphische und faunistische Übereinstimmung der Nummulitenkalke am Ostabfall der Claridenkette und des Blattengrat-Komplexes am Blattengrat selber mit jenen der Einsiedler-Schuppenzonen zum Schlusse berechtigt, die Blattengrat-Elemente unter der helvetischen Hauptdecke seien ebenso südlicher Herkunft wie die vom Rücken der Drusberg-Decke abgeglittenen Einsiedler-Schuppenzonen, bleibt noch zu untersuchen (S. 123/128).

c) Globigerinenschiefer

Im Hangenden der Nummulitenschichten folgen Mergelkalke und Mergelkalkschiefer, die meist eine reiche Globigerinenfauna führen und deshalb Globigerinenschiefer genannt werden. Stellenweise sind diese leicht verformbaren Gesteine bis auf wenige Meter oder gar Dezimeter ausgequetscht, andernorts aber in Mächtigkeiten von Dutzenden von Metern angehäuft. Auf Grund der am wenigsten gestörten Abfolgen am Malor und am Chamerstock darf ihre ursprüngliche Mächtigkeit auf 50—80 m geschätzt werden.

Der lithologische Habitus der Globigerinenschiefer verändert sich von unten nach oben. Welche Zeitabschnitte in den verschiedenen lithologischen Horizonten vertreten sind, konnte bis jetzt noch nicht gezeigt werden, da Versuche, die weitgehend rekristallisierten Faunen zu isolieren, fehlgeschlagen haben.

Wo das phosphoritische Niveau im Dache der Nummulitenschichten erhalten ist, gehen die Globigerinenschiefer durch eine rasche Abnahme des Sandgehaltes daraus hervor (S. 84). Die nur wenige Meter mächtigen siltigen bis feinsandigen Kalke und Kalkschiefer leiten in hellgelbgrau anwitternde, im Bruche meist recht helle, fleckige Globigerinenmergelkalkschiefer über[30]. Die fleckigen Schiefer bilden den Hauptteil der Globigerinenschiefer und können am Malor bis 50 m mächtig werden. Die gut geschieferten Gesteine weisen vielerorts samtig glänzende, teilweise auch seifig anzufühlende Schieferungsflächen auf. In Abschnitten, die der Druckschieferung stark ausgesetzt waren, liegen spröde, schwarze Glanzschiefer vor.

Über den fleckigen Mergelkalkschiefern stellen sich unter dem Hergensattel und am Rotstock-Südosthang, aber auch am Malor-Ostabfall und in der oberen Alpbergrus (östlich Chameralp-Mittelstafel) standfeste, geplattete Globigerinenmergelkalke und Globigerinenkalke ein. An der vom Chässtöckli, P. 2035, gegen den Malor hinausziehenden Rippe erreichen die im Bruche recht hellen Globigerinenkalke eine Mächtigkeit von gut 5 Metern (Koordinaten 715 570/192 560/2020). Bei den massenhaft darin auftretenden Kleinforaminiferen handelt es sich zum Teil um Formen, die mit *Globorotalia (Turborotalia) centralis* CUSHMAN & BERMUDEZ, *Porticulasphaera mexicana* (CUSHMAN) und *Globigerinatheka barri* BRÖNNIMANN zu vergleichen sind. Die

[30] In der Wildhauser-Mulde (ARN. HEIM, 1916: 561: Fig. 155), später auch in der Gegend von Einsiedeln (A. JEANNET et al., 1935: 38) und in den Elementen des Blattengrat-Komplexes (W. BISIG, 1957: 15/16; W. LEUPOLD, 1937: 5; W. RÜEFLI, 1959: 62/67; R. WEGMANN, 1961: 59, 101/02) sind diese Schiefer wegen ihrer dunkleren Flecken «Fleckenmergel» genannt worden.

splittrig brechenden Globigerinenkalke können bis zu 10% Quarz in Silt- und Feinsandfraktion führen.

Auf die geplatteten Globigerinenkalke folgen vielerorts wiederum Schiefer, die aber in der Anwitterung und im Bruche meist deutlich dunkler sind als die Schiefer im Liegenden der Globigerinenkalke. Die gegen oben zusehends spröder werdenden Kalkschiefer und Mergelkalkschiefer sind durchwegs schwach siltig bis feinsandig. Meist schon nach 5—8 m nehmen sie feinste Sandschlieren und dünne Feinsandlagen auf und leiten in die hangende Wechsellagerung siltiger Mergelkalkschiefer und geringmächtiger Glimmersandkalk- und Glimmersandsteinbänklein über, die nach ihrem Auftreten am Malor «Malorschichten» genannt werden kann.

2. DER ÜBERGANG VON GLOBIGERINENSCHIEFERN IN FLYSCH

Im Weisstannental hat W. LEUPOLD (1943: 260/263) im Hangenden der Globigerinenschiefer des Blattengrat-Komplexes eine Wechsellagerung schwarzer, schwach siltiger, glimmerführender Schiefer und geringmächtiger Glimmerkalksandsteinbänke festgestellt. Er gelangte zur Überzeugung, dieser «Intermediäre oder Lavtina-Flysch» gehe aus den liegenden Globigerinenschiefern hervor und sei das jüngste, mancherorts allerdings mechanisch von seiner Unterlage getrennte Schichtglied der Blattengrat-Serie.

In seiner Auffassung wurde W. LEUPOLD (1943: 266, 268) bestärkt, als er auch in der «äusseren Einsiedler-Schuppenzone» beobachten konnte, dass die Globigerinenschiefer stellenweise in einen — wiederum vielerorts tektonisch von seinem Liegenden getrennten — «Sandsteinflysch» überleiten.

Eine ähnliche Abfolge am Chamerstock-Ostabfall, die mit feinkonglomeratischen Globigerinenschiefern des Blattengrat-Komplexes verbundene Kalksandstein/Schiefer-Serie in der Chilchenrus, hat W. LEUPOLD (R. STAUB & W. LEUPOLD, 1945) ebenfalls als «Lavtina-Flysch» betrachtet.

a) Malorschichten

Vom Fuss des Gemsfairen-Südgrates bis unter die Gängliwand lässt sich an unzähligen Stellen ein Übergang der höchsten, schwach siltigen bis feinsandigen Globigerinenschiefer in eine Serie siltiger Mergelkalkschiefer und meist nur geringmächtiger Glimmersandkalk- und Glimmerkalksandsteinbänklein beobachten. Wegen starker Verschuppung und Verfaltung liegt allerdings nur selten eine ungestörte Abfolge vor. Wohl die besten Aufschlüsse finden sich unter dem Hergensattel, am Ostabfall des Malor und an den Rippen zwischen Hufenrus und Chilchenrus am Chamerstock. Nach ihrer hauptsächlichen Verbreitung am Malor sei die 15—20 m mächtige Serie Malorschichten genannt.

Die Malorschichten gehen aus den Globigerinenschiefern hervor. In den obersten Globigerinenschiefern finden sich einzelne Feinsandschlieren. Nach wenigen Dezimetern schalten sich dünne Glimmersandschnüre, wenig höher gut cm-dicke Sandkalkbänklein ein. Die von Feinsandlagen durchsetzten, tafeligen Schiefer werden gegen oben zusehends siltiger, spröder und dunkler. Die Wechsellagerung dünner

Sandkalkbänklein und siltiger Mergelkalkschiefer nimmt schliesslich meist 5—40 cm dicke, nur ausnahmsweise gut m-mächtige Lagen vorwiegend feinkörniger Glimmersandkalke und Glimmerkalksandsteine auf. Stellenweise finden sich auch kalkige Fucoidenschiefer und 2—5 cm dicke, gelbgrau anwitternde Lagen muschelig brechender, fossilleerer, inwendig blauschwarzer Calcisiltite (sogenannte «Alberese»-Kalke).

Die feinsten, nur gut mm-dicken detritischen Einschaltungen und die dünneren Sandkalkbänke sind vertikalsortiert. Die Sortierung der feinen Einstreuungen ist besonders dort gut zu sehen, wo die Druckschieferung die Schichtung in einem spitzen Winkel schneidet. Einzelne Lagen der feinkörnigen Kalksandsteine sind ausgezeichnet parallelgeschichtet, wobei in den 2—5 mm dicken Laminae das Verhältnis Quarz/Karbonat von unten nach oben jeweils von etwa 1 auf 0.2 abnimmt.

Die rauhflächigen, gelbgrau anwitternden Sandkalk- und Kalksandsteinlagen sind im Bruche durchwegs hell, stellenweise auch fein gesprenkelt. Vorwiegend sind es recht saubere, feinkörnige Gesteine, die in einer kalkigen, zuweilen von Ankeritrhomboedern (bis zu 10%) durchsetzten Grundmasse reichlich Quarz (35—75%) führen. Feldspäte sind selten. Muskovit fehlt nie. Wo die kalkige Matrix teilweise durch Kieselsubstanz ersetzt ist, zeigen die muschelig brechenden Gesteine einen öligen Glanz.

Lediglich in den grobkörnigen, meist nur einige cm dicken Bänken sind neben Quarz umgesetzte Feldspäte (10—15%) und einzelne Fetzen eines gebleichten Chlorits lavendelblauer Interferenzfarbe festzustellen. Ausnahmsweise ist der Feldspatgehalt der grobkörnigen Gesteine so hoch, dass sie als «granitische Sandsteine» beziehungsweise Arkosen bezeichnet werden können. Neben Trümmern von Nummuliten, Discocyclinen, dickschaligen Globigeriniden und Lithothamnien treten in den grobkörnigen Lagen auch Gesteinsfragmente (vorwiegend feinkörnige, teilweise dolomitische und feinsandige Kalke, daneben auch Quarz/Feldspat-Symplektite, Muskovitaplite und Quarzporphyre) auf. Vereinzelt sind in den stratigraphisch höchsten Sandsteinlagen auch Trümmer weitgehend karbonatisierter Andesite felsitischer und intersertaler Struktur festzustellen, Bruchstücke jener vulkanischen Gesteine also, die charakteristisch für die grobkörnigen Sedimente des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes sind (S. 115).

Das Verhältnis von Sandsteinen zu Schiefern, die «sand/shale-ratio» (SdShR), schwankt in den Malorschichten ziemlich stark, beträgt jedoch meist 0.2—0.4. Selbst in den sandsteinreichsten Abschnitten [zum Beispiel Schichtglied (16) in Abb. 8] ist die SdShR nur wenig grösser als 1. Gegen oben nehmen Anzahl und Dicke der eingeschalteten Sandsteinbänke wiederum ab; vielerorts folgen im Hangenden der Sandstein/Schiefer-Wechsellagerung einige Meter spröder, siltiger, meist recht kalkarmer Schiefer.

*

In die regelmässig gelagerte Abfolge der Malorschichten sind mancherorts feinkonglomeratische Globigerinenschiefer eingeschaltet. Sie können nur wenige cm dicke Lagen bilden, andernorts aber Mächtigkeiten von 15—25 m erreichen.

Die Grundmasse der hellbraungrau anwitternden Gesteine ist meist mergeligkalkig, stellenweise auch feinsandig. Sie umschliesst vorwiegend flache, längliche,

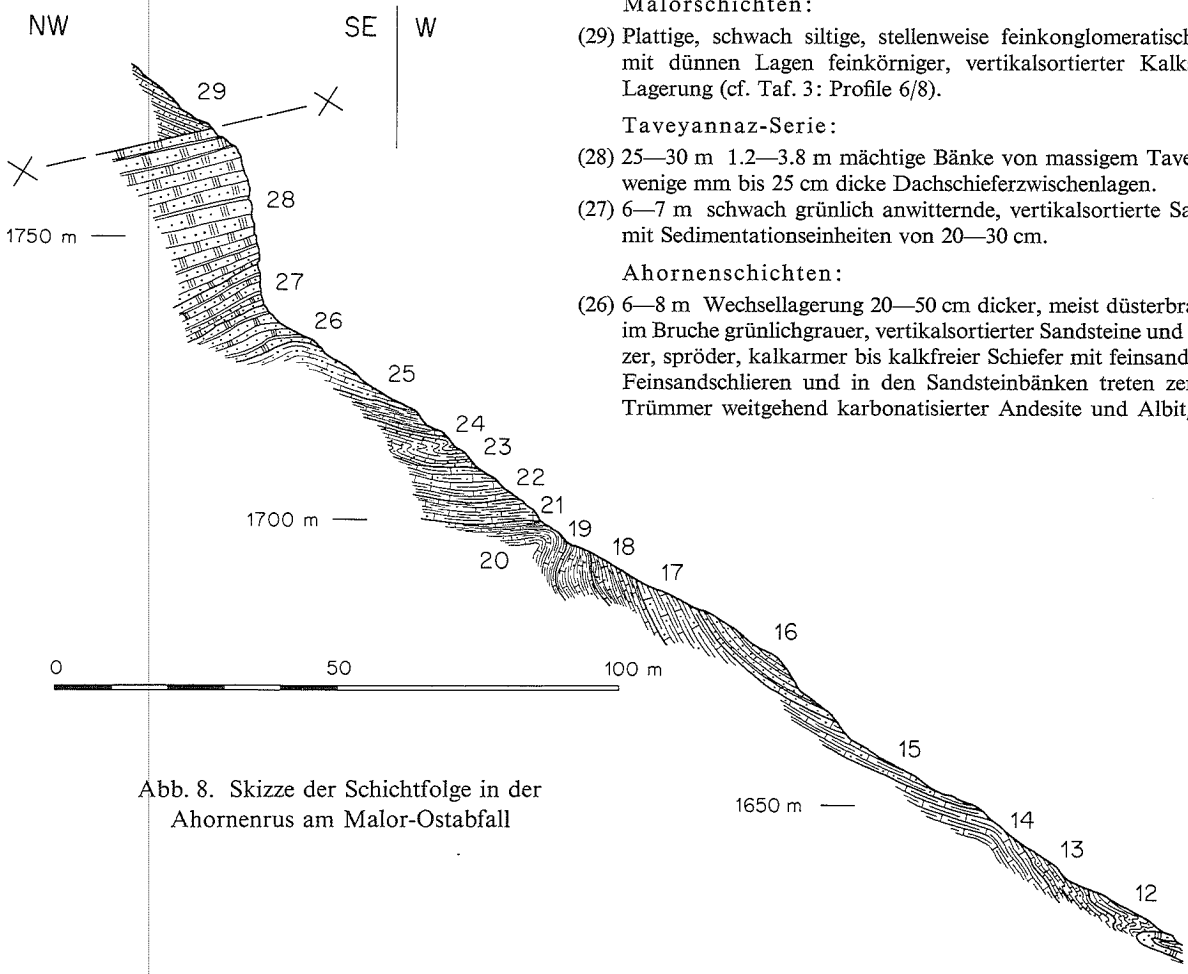


Abb. 8. Skizze der Schichtfolge in der Ahornenrus am Malor-Ostabfall

Malorschichten:

(29) Plattige, schwach siltige, stellenweise feinkonglomeratische Mergelkalkschiefer mit dünnen Lagen feinkörniger, vertikalsortierter Kalksandsteine; verkehrte Lagerung (cf. Taf. 3: Profile 6/8).

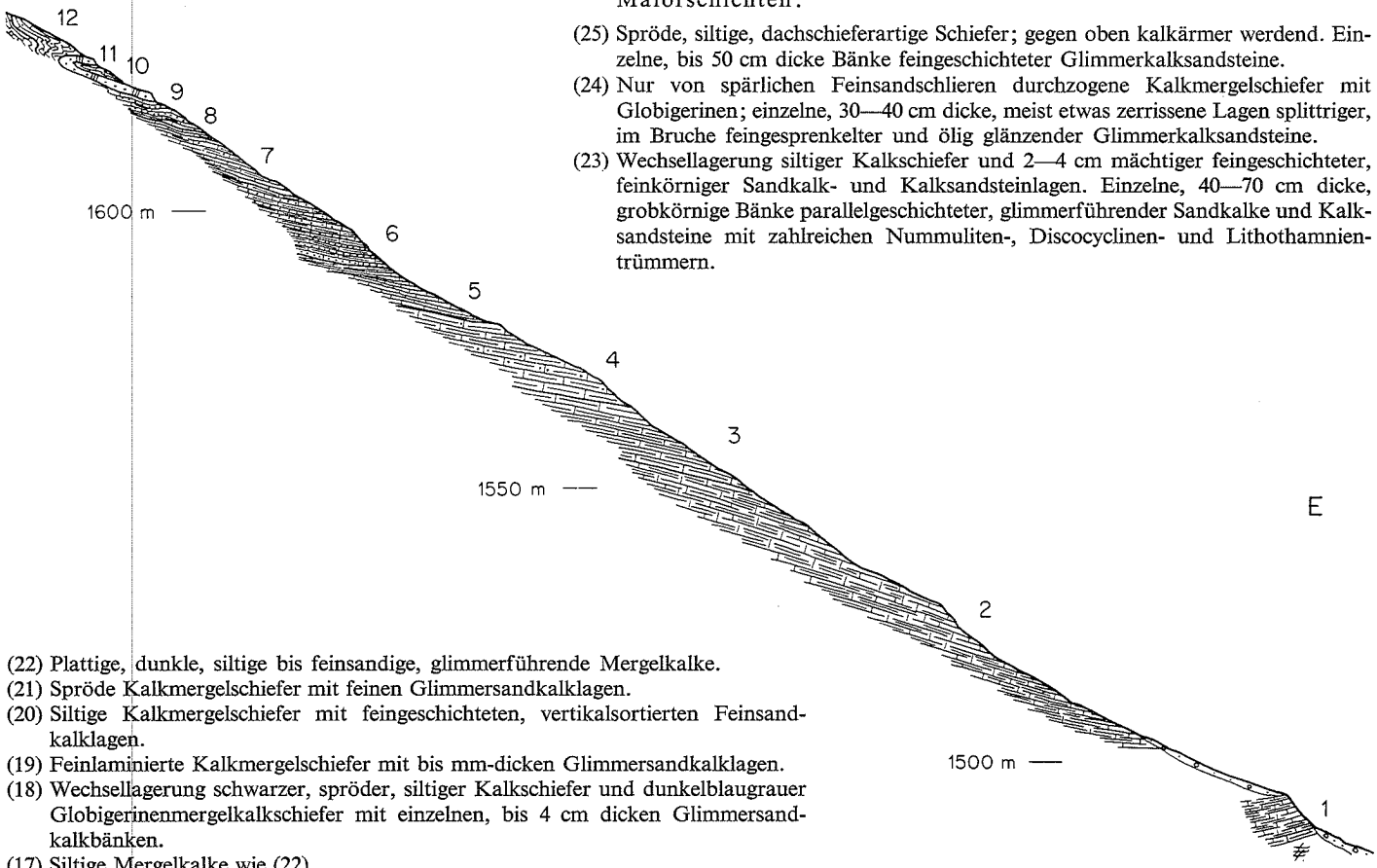
Taveyannaz-Serie:

(28) 25—30 m 1.2—3.8 m mächtige Bänke von massigem Taveyannazsandstein; nur wenige mm bis 25 cm dicke Dachschieferzwischenlagen.

(27) 6—7 m schwach grünlich anwitternde, vertikalsortierte Sandstein/Schiefer-Serie mit Sedimentationseinheiten von 20—30 cm.

Ahornenschichten:

(26) 6—8 m Wechsellagerung 20—50 cm dicker, meist düsterbraungrau anwitternder, im Bruche grünlichgrauer, vertikalsortierter Sandsteine und ebenflächiger, schwarzer, spröder, kalkarmer bis kalkfreier Schiefer mit feinsandigen Schlieren. In den Feinsandschlieren und in den Sandsteinbänken treten zersetzte Feldspäte und Trümmer weitgehend karbonatisierter Andesite und Albit/Chlorit-Spilite auf.



Malorschichten:

(25) Spröde, siltige, dachschieferartige Schiefer; gegen oben kalkärmer werdend. Einzelne, bis 50 cm dicke Bänke feingeschichteter Glimmerkalksandsteine.

(24) Nur von spärlichen Feinsandschlieren durchzogene Kalkmergelschiefer mit Globigerinen; einzelne, 30—40 cm dicke, meist etwas zerrissene Lagen splittriger, im Bruche feingesprenkelter und ölig glänzender Glimmerkalksandsteine.

(23) Wechsellagerung siltiger Kalkschiefer und 2—4 cm mächtiger feingeschichteter, feinkörniger Sandkalk- und Kalksandsteinlagen. Einzelne, 40—70 cm dicke, grobkörnige Bänke parallelgeschichteter, glimmerführender Sandkalke und Kalksandsteine mit zahlreichen Nummuliten-, Discocyclinen- und Lithothamnientrümmern.

(22) Plattige, dunkle, siltige bis feinsandige, glimmerführende Mergelkalke.

(21) Spröde Kalkmergelschiefer mit feinen Glimmersandkalklagen.

(20) Siltige Kalkmergelschiefer mit feingeschichteten, vertikalsortierten Feinsandkalklagen.

(19) Feinlaminierte Kalkmergelschiefer mit bis mm-dicken Glimmersandkalklagen.

(18) Wechsellagerung schwarzer, spröder, siltiger Kalkschiefer und dunkelblaugrauer Globigerinenmergelkalkschiefer mit einzelnen, bis 4 cm dicken Glimmersandkalkbänken.

(17) Siltige Mergelkalke wie (22).

(16) Wechsellagerung dunkler, mergeliger, glimmerführender Kalkschiefer mit Globigerinen und feingeschichteter, feinkörniger Sandkalke und Kalksandsteine.

Fortsetzung der Legende zu Abb. 8:

(15) Siltige Mergelkalke wie (22).
(14) Plattige, dunkle, fast quarzfreie Mergelkalke.
(13) Aufblätternde, glimmerführende, kalkige Schiefer mit glimmerhaltigen, feinsandigen Lagen.
(12) Dunkle, spröde, siltige, kalkige Schiefer mit spärlichen Sandkalklagen.

Ahornenschichten:

(11) Braungrau anwitternde Bank eines Glimmersandsteins, der in einer schwach kalkigen, von Chlorithäuten durchzogenen Grundmasse bis zu 50 % umgesetzte Feldspäte und einzelne Trümmer felsitischer und hyalopilitischer Andesite führt.
(10) Schwarze, kalkig-mergelige Schiefer mit Feinsandlagen.
(9) Düster anwitternde Sandsteinbank wie (11).

Malorschichten:

(8) Wechsellagerung spröder, siltiger Kalkschiefer und 0.1—0.8 cm dicker feinkörniger Glimmersandkalke.
(7) Gutlaminierte, spröde, mergelig-siltige Kalkschiefer.
(6) Wechsellagerung 0.6—1.5 cm dicker, glimmerführender, vertikalsortierter Feinsandkalke und spröder Kalkmergelschiefer mit einzelnen Globigerinen.

Globigerinenschiefer:

(5) Planparallel geschieferte, gegen oben zusehends spröder werdende, seifig anzufühlende Kalkschiefer.
(4) Hellanwitternde, feinstknotige, schwach siltige Globigerinenmergelkalke.
(3) Gutgeplattete Globigerinenmergelkalke; gegen oben im Bruche etwas dunkler werdend und feinste Glimmerflitter aufnehmend.
(2) Feingeplattete bis grobgeschieferte, im Bruche fleckige Globigerinenmergelkalkschiefer.
(1) Hellgelbgrau anwitternde, gutgeschieferte, im Bruche hellblaugraue Globigerinenmergelkalkschiefer.

---

meist nur leicht gerundete und etwas zerdrückte, selten mehr als einige cm gross werdende Fragmente feinkörniger dunkler Kalke, siltiger und feinsandiger Mergelkalke und Globigerinenmergelkalke, kalkiger Siltsteine und rauhflächiger Feinsandkalke und Kalksandsteine. Neben diesen Komponenten, die lithologisch durchaus mit Gesteinen der Malorschichten verglichen werden können, finden sich stellenweise schon in den dünnsten Lagen, in grösserer Zahl jedoch erst in den mächtigeren, grobkörnigen Linsen fremde, «exotische» Gesteine.

Feinkonglomeratische Globigerinenschiefer sind vom Ostfuss des Gemsfairengrates bis unter die Gängliwand zu finden; am besten sind sie im Anriss nördlich des Fisetenbaches (Koordinaten 716 050/193 360/1490) und in der mittleren Chilchenrus (Koordinaten 717 055/195 330/1220) aufgeschlossen.

Die feinkonglomeratischen Globigerinenschiefer können einzelne grössere Gesteinsbrocken einschliessen. Stellenweise treten aber zusammen mit den feinkonglomeratischen Globigerinenschiefern bis über 10 m mächtige Linsen und Lagen auf, deren siltige Mergelkalkschiefer fast ausschliesslich grobe Komponenten führen.

Wo feinkonglomeratische Globigerinenschiefer als nur 3—10 cm dicke Lagen innerhalb der regelmässig gelagerten Malorschichten auftreten, steht es ausser Zweifel, dass es sich um stratigraphische Einschaltungen handelt. Bei den grobkonglomeratischen Linsen hingegen stellt sich die Frage, ob sie nicht in die Malorschichten eingeschuppt sein könnten.

Unter den plattigen Globigerinenschiefern des gegen Nordosten gerichteten Vorsprungs am Malor, P. 1865.7, folgen gut 10 m verkehrtliegende Malorschichten. Die darunterliegende, 2—5 m mächtige grobkonglomeratische Lage zieht vom Malor-Nordostgrat unter die südöstlich P. 1865.7 gelegene Balm (Koordinaten 716 175/192 910/1825) und kann bis über die Wandstufe über der Ahornenrus, das heisst über mehr als 100 m verfolgt werden. Unter der grobkonglomeratischen Lage folgen abermals einige Meter verkehrtliegender Malorschichten, wenig tiefer feinkonglomeratische Globigerinenschiefer. Die ganze Serie ruht mit scharfer tektonischer Diskordanz auf der aufrechtliegenden Taveyannaz-Serie des Malor-Ostabfalls (Abb. 8). Da sich die grobkonglomeratischen Schiefer völlig ungestört und als verhältnismässig nur dünne Schicht zwischen verkehrtliegenden Sandstein/Schiefer-Abfolgen der Malorschichten befinden, gehören sie wohl auch stratigraphisch in die Malorschichten.

Wie für die grobkonglomeratische Lage östlich des Malor kann auch an verschiedenen anderen Stellen gezeigt werden, dass die grobkonglomeratischen Linsen und Lagen unzweifelhaft stratigraphisch in die Malorschichten eingeschaltet sind.

Die grobkonglomeratischen Lagen sind stets mit feinkonglomeratischen Globigerinenschiefern verbunden. Feinkonglomeratische Schiefer können die Grundmasse der gröberen Lagen bilden; häufiger allerdings enthält die Schiefermatrix der grobkonglomeratischen Lagen nurmehr wenig kleine Fragmente. Die mit den Malorschichten stratigraphisch verbundenen grobkonglomeratischen Mergelschiefer, die Malor-Konglomerate, sind meist zu 10—20%, nur ausnahmsweise zur Hälfte, von Komponenten aufgebaut.

Feinkonglomeratische und grobkonglomeratische Schiefer sind von geringmächtigen Bänken fein- bis grobkörniger Glimmerkalksandsteine und splittrig brechender, blauschwarzer Calcisiltite durchzogen. Diese Bänke können mancherorts dermassen in Linsen und Knauer aufgelöst sein, dass es nicht mehr zu entscheiden ist, ob Komponenten oder Boudins eines stratigraphisch eingeschalteten Horizontes vorliegen. Etwas weniger selten als in den regelmässig gelagerten Malorschichten sind in den konglomeratischen Schiefern quarzitische Lagen festzustellen. Die vorwiegend recht hellen Quarzite können petrographisch von jenen der Wildflysch-Linsen (S. 103) nicht unterschieden werden.

Unter den Komponenten der Malor-Konglomerate (Tab. 1, S. 92/95) fallen wohl am meisten die ortsfremden Kristallintrümmer auf. Sie treten jedoch mengenmässig gegenüber dem Sedimentmaterial stark zurück (Verhältnis Kristallin/Sediment 0.1—0.2). Mit Ausnahme der vulkanischen Sedimente sowie der Ergussgesteins-Konglomerate sind sämtliche sedimentären Komponenten durchaus mit Gesteinen der Malorschichten selber oder der darunterliegenden Globigerinenschiefer zu vergleichen. Die Kristallintrümmer, selbst die auffälligen Phlogopitgranite und Phlogopitgneisse, lassen sich nicht beheimaten.

b) Ahornenschichten

Von der Sandstein/Schiefer-Abfolge der Malorschichten meist durch einige Meter dachschieferartiger Schiefer mit nur spärlich eingeschalteten Glimmerkalksandsteinlagen getrennt, stellenweise aber auch unmittelbar an die oberste Kalksandsteinbank

Tabelle 1. Komponenten der grobkonglomeratischen Mergelschiefer der Malorschichten (Malor-Konglomerate)

Gesteinsart		Makroskopische Merkmale	Mikroskopisches Bild	Maximaler Durchmesser in cm	Auftreten	Rundungsgrad	Fundort
Intrusivgesteine	Muskovitpegmatit	hell; grosse Muskovitflitter	grobkörniges, pegmatitisches Quarz/Feldspat/Muskovit-Gefüge	9	selten	gut gerundet	e
	Phlogopitgranit	hellbraungrau anwitternd; im Bruche grünlich/weiss	massiges Implikationsgefüge von Quarz, stark zersetztem Kalifeldspat, Plagioklas (Albit), Phlogopit und Muskovit	13	selten	gut gerundet	f
Effusivgesteine	Quarzporphyr	wasserklarer Quarz und milchigweisse, lamellierte Feldspäte in vorwiegend dunkler Grundmasse	Quarz mit Resorptionsrand von Calcit; stark umgesetzter Kalifeldspat, daneben frischer Andesin; felsitische Struktur der fast völlig entglasten Grundmasse. NG: chloritisierter Biotit. ÜG: Muskovit, Apatit, Pyrit	18	selten	kantengerundet bis gut gerundet	e f
	Quarzporphyrit	grünlichgrau; fluidale Textur	karbonatisierte Quarz/Feldspat-Grundmasse; feine Intersertalstruktur der umgesetzten Plagioklase (Andesin) mit einzelnen, mosaikstruierten Quarzkörnern; verwalzte chloritisierte Biotite; Chlorit z. T. pseudomorph nach Augit. NG: Enstatit	7	sehr selten	gut gerundet	c e
	Andesit	(a) grünlichgrau, zähe, feinkörnig; muscheliger Bruch	lepidoblastische bis porphyrisch/feinfelsitische Struktur der stark umgesetzten Feldspäte; Biotit, Chlorit. NG: Hornblende	30	verbreitet	gut gerundet	e
		(b) grobkörnig; grün/weiss gesprenkelt	felsitisches bis sperriges Intersertalgefüge der Plagioklase (Oligoklas bis Andesin); Pseudomorphosen von Chlorit nach Augit und Hornblende	12	verbreitet	gut gerundet	e
	Spilit	grünlich, feinstkörnig	feinintersertales bis fluidales Albitgefüge; einzelne Plagioklase mit Zonarstruktur; feinfelsitische Grundmasse mit albitisierten Calcit-Sphärolithen	2	sehr selten	gut gerundet	e

Vulkanische Sedimente	Spilit-Tuff	mm- bis cm-grosse dunkle Lapilli in hellgrüner Matrix	entglaste Albit/Chlorit-Grundmasse. Lapilli: sternartig-intersertale bis arboreszente Strukturen der Albite	12	sehr selten	gut gerundet	b
	Tuff	(a) grünlich; feinstkörnig	feinstkörnige Quarz/Feldspat-Grundmasse mit feinen chloritischen Fetzen; schwach karbonatisiert	5	selten	kantengerundet	h
		(b) graugrün, ausserordentlich zähe, muschelig brechend	stark umgesetzte, chloritische Grundmasse mit Einsprenglingen von Feldspat-Habitus (Pseudomorphosen von Karbonat nach Feldspat), sericitisierten Quarz/Feldspat-Symplektiten und Chalcedon-Sphärolithen	12	selten	gut gerundet	e
Metamorphe Gesteine	Muskovitgneiss	geschiefert; im Bruche hellgrünlich	lagenweise angeordnete Quarzkörner mit feiner Implikationsstruktur; stark zersetzte, von Chloritschlieren durchzogene Feldspäte. NG: Muskovit	15	häufig	kantengerundet	g
	Phlogopitgneiss	im Bruche weiss/braunrot gestreift; grüne, chloritische Glanzspiegel	lagig/flatschiges Gefüge von zerbrochenen Quarzkörnern, zersetzten Feldspäten und mit Chlorit und Muskovit verfaserten Phlogopitflittern	50	verbreitet	kantengerundet bis gut gerundet	f g
	Biotitgneiss	grünlichweiss; grobkörnig	lagiges Gefüge von zerbrochenen Quarzkörnern, zersetzten Feldspäten und chloritisierten Biotitflittern	12	selten	kantengerundet	e
	Chloritschiefer	verfältelte Wechsellagerung hell- und dunkelgrüner, mm-dicker Laminae	lepidoblastisches Quarz/Chlorit-Gefüge mit Faserserpentin/Chlorit/Calcit-Schlieren	8	sehr selten	gut gerundet	e
Sedimente	Ergussgesteins-Konglomerat	bis gut cm-grosse, gut gerundete Komponenten; fest zementiert	in zersetzter Quarz/Feldspat-Matrix Trümmer von Spiliten und Andesiten, ferner Bruchstücke von Schriftgraniten und feinsandigen Mergelschiefern	40	selten	gut gerundet	e
	Grauwacke	kantige Gesteinstrümmer in quarzreicher Grundmasse	Grundmasse: vorwiegend Quarz (40—50 %), daneben Albit und Muskovit. Gesteinstrümmer (30—50 %): Andesite, feinstkörnige, z. T. silifizierte Kalke. Organismenreste: Nummuliten, Discocyclinen, Lithothamnien	8	verbreitet	kantig	e

Gesteinsart		Makroskopische Merkmale	Mikroskopisches Bild	Maximaler Durchmesser in cm	Auftreten	Rundungsgrad	Fundorte
Sedimente	Glimmerkalksandstein	(a) grobkörnig; im Bruche hell, zuweilen blaugrau/weiss gesprenkelt	in kalkiger, stellenweise schwach kieseliger Grundmasse zerbrochene Quarzkörner (50—60 %), umgesetzte Feldspäte, Muskovitflitter und Gesteinsfragmente (Andesit, Albit/Chlorit-Spilit, Quarzporphyr, Muskovitgneiss, Chloritquarzit, ankeritische und onkolithische Kalke, siltige Mergelschiefer) sowie Organismenreste (Discocyclinen, Echinodermen und z. T. silifizierte Lithothamnien)	35	sehr häufig	kantengerundet bis gut gerundet	b e f g h
		(b) feinkörnig; im Bruche hell	in kalkiger, mengenmässig z. T. unbedeutender Grundmasse Quarz (50—75 %) und Muskovit, daneben Feldspat (Andesin bis Oligoklas), Turmalin und Fragmente eines feinkörnigen Kalkes	20	sehr häufig	kantig bis kantengerundet	d e g
	Sandkalk	in heller Grundmasse milchige Quarzkörner und Bruchstücke eines feinkörnigen Kalkes	gut gerundete Quarzkörner und Calcisiltit-Fragmente in kalkiger Grundmasse	20	häufig	kantengerundet	b e g
	siltiger Mergelkalk	blaugrau bis braungrau, z. T. spröde	in mergeliger Grundmasse Quarzkörner in Siltfraktion; einzelne Muskovitflitter	12	häufig	kantengerundet	e g h
	Globigerinenmergelkalk	blaugrau; massig	in mergeliger Grundmasse nur spärliche Quarzkörner; zahlreiche Globigerinen	8	verbreitet	kantig	e
	Calcisiltit («Alberese»-Kalk)	feinkörnig, splittrig brechend, inwendig blauschwarz	feines, nur von einzelnen Tonmineralien, parallelgeregelten Sericitflitterchen und Quarzkörnern in Siltfraktion durchsetztes Calcitgefüge	65	sehr häufig	kantig	d e f h

Sedimente	kalkiger Siltstein	grünlich; splittrig brechend	von Quarz in Siltfraktion durchsetzte kieselig/kalkige Grundmasse; feinverfältelte Laminae	5	selten	gut gerundet	d
	Quarzit	hell, stellenweise grünlich; splittrig brechend; ausnahmsweise kreuzgeschichtet	granoblastisches, meist gleichkörniges Gefüge der Quarzkörner. ÜG: Muskovit, Plagioklas (Albit bis Oligoklas). Grundmasse kieselig, mengenmässig unbedeutend; ausnahmsweise kalkige Schlieren	25	sehr häufig	kantig bis gut gerundet	a b d e f g

Die zur Charakterisierung des Auftretens verwendeten Bezeichnungen bedeuten:

sehr häufig	über 30	festgestellte Komponenten
häufig	16—30	
verbreitet	6—15	
selten	3— 5	
sehr selten	1— 2	

Fundorte

a	Fätschlirus	717 345/195 950/ 920	e	Chilchenrus	717 055/195 330/1220—717 030/195 290/1250
b	Fätschlirus	717 280/195 960/ 965	f	Balm südöstlich P. 1865.7 (Malor)	716 175/192 910/1825
c	Mittlere Rippe zwischen Fätschlirus und Bärengüetlirus	717 340/195 855/1025	g	Anriss über der Ahornenrus	715 795/192 715/1955
d	Obere Appengruebrus	717 090/195 470/1190	h	Anriss über dem nördlichen Arm der Bachrinne zwischen Ahornen und Wangen	716 220/192 600/1685—716 185/192 595/1700

der Malorschichten anschliessend folgt eine düster anwitternde Wechsellagerung von Schiefern und Sandsteinen.

Spröde, schwarze, kalkarme bis kalkfreie, siltige Schiefer sind von Feinsandschlieren und geringmächtigen Bänken schmutzigbraun anwitternder, im Bruche schwach grünlicher Sandsteine durchsetzt. Im Gegensatz zu den Sandkalken und Kalksandsteinen der Malorschichten werden die grünlichen Sandsteine nicht mehr hauptsächlich von Quarz, sondern zu einem wesentlichen Teil von zersetzten Feldspäten und einzelnen, weitgehend karbonatisierten Ergussgesteinstrümmern aufgebaut.

Die düster anwitternde Wechsellagerung bildet in der Ahornenrus die Unterlage der Taveyannaz-Platte des Malor-Ostabfalls [Abb. 8: (26)]; sie umhüllt auch die gegen Nordwesten geöffnete Taveyannaz-Synklinale über den Chäsplanggen (Taf. 3: Profil 6) und reicht als enggequetschter Synklinalkeil bis über die Ahornenrus [Abb. 8: (9)—(11)] gegen SSE zurück.

Die Ahornenschichten genannte, meist 6—10 m mächtige Abfolge liegt am Malor-Ostabfall zwischen Malorschichten und Taveyannaz-Serie. Da ein tektonisches Element nur ausnahmsweise die Sandstein/Schiefer-Abfolge im Dache der Globigerinenschiefer des Blattengrat-Komplexes und die tieferen Schichtglieder des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes umfasst, ist es angezeigt, im Schichtabschnitt zwischen Globigerinenschiefern und Taveyannaz-Serie zwei Formationen zu unterscheiden: die mit Blattengrat-Elementen verbundenen Malorschichten und die Ergussgesteinstrümmer führenden Basisschichten des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes, die Ahornenschichten.

Am Chamerstock sind die Ahornenschichten entweder im Liegenden der Taveyannaz-Serie oder aber im Hangenden der dem Blattengrat-Komplex zugehörigen Malorschichten zu finden. Südlich der Tueterus, über der Wegkehre K. 1045 des Altenorensträsschens, sind Ahornenschichten auf Ghölzwaldschichten überschoben (Photo 2); nördlich der Tueterus (Koordinaten 717 300/194 495/1035) bilden sie das älteste Schichtglied der in einer Synklinale gelegten Taveyannaz-Serie (Abb. 4). Nördlich der Chilchenrus (Koordinaten 716 805/195 200/1490 und Koordinaten 716 890/195 380/1415) und bei der Wasserfassung im Anriss südöstlich des Alpberg (Koordinaten 717 080/195 805/1195) hingegen folgen Ahornenschichten normalstratigraphisch auf Malorschichten; die Überschiebung der Griesstock-Decke schneidet die Schichtfolge schief ab.

Aus Malorschichten hervorgehende Ahornenschichten finden sich auch stellenweise unter dem schmalen Band der Griesstock-Decke am Malor, am Rotstock und am Gemsfairen (S. 111). Die düster anwitternden Sandsteinbänke am Wandfuss südlich des Gemsfairengipfels, das grösste Vorkommen von Ahornenschichten am Gemsfairen, sind bisher stets als Taveyannazsandsteine betrachtet worden (J. OBERHOLZER, 1942 [Karte]; P. v. SCHUMACHER, 1928: 23, Taf. III; H. WIDMER, 1949: 83).

Stellenweise treten die ersten Ergussgesteinstrümmer bereits in den obersten Kalksandsteinbänken der Malorschichten (Ahornenrus, Anriss südöstlich des Alpberg), vielerorts jedoch erst in den Feinsandschlieren und dünnen Kalksandsteinlagen unter der tiefsten Sandsteinbank der Ahornenschichten auf. Der Gehalt an Ergussgesteinstrümmern nimmt gegen oben zu, ändert aber von Sandsteinlage zu Sandsteinlage sehr

stark (10—40%) und bleibt zunächst kleiner als in den eigentlichen Taveyannazsandsteinen (Grès de Taveyannaz espèces II & III, M. VUAGNAT, 1952: 17, 40). Die Zusammensetzung der vulkanischen Trümmer entspricht noch nicht jener der eigentlichen Taveyannazsandsteine, da neben stark umgesetzten Andesiten auch Albit/Chlorit-Spilite auftreten. Vielfach sind die Ergussgesteinsfragmente fast völlig karbonatisiert und nur gerade an ihrer Textur noch als solche zu erkennen.

Die deutlich glimmerführenden und schwach kalkigen Sandsteine im tieferen Abschnitt der Ahornenschichten sind häufig oberflächlich recht mürbe und zerfallen zu aufblätternden Schiefersandsteinen. Da sie stets Quarz und Muskovit enthalten, können sie als quarz- und muskovitführende, ergussgesteinstrümmerarme Taveyannazsandsteine bezeichnet werden[31].

Die glimmerführenden, schwach kalkigen Sandsteine werden gegen oben durch immer noch recht schmächtige Lagen fast kalkfreier Sandsteine abgelöst, die neben Quarz reichlich Trümmer felsitischer und hyalopilitischer Andesite enthalten (60 bis 80%). Diese Sandsteine vom Typus Taveyannaz III leiten in die Taveyannaz-Serie über.

Im tieferen Abschnitt der Ahornenschichten herrschen Schiefer gegenüber Sandsteinen vor (SdShR 0.1—0.2); gegen oben nehmen Mächtigkeit und Anzahl der Sandsteinbänke rasch, wenn auch nicht regelmässig zu (SdShR 0.6—1.5). Die Sandsteinlagen sind deutlich vertikalsortiert; meist schliessen sie zahlreiche kleine Schieferschmitzen ein. Auf den Schichtunterflächen sind Strömungsmarken festzustellen.

Der Habitus der feinkörnigen Sedimente ändert von unten nach oben. Häufig werden spröde, kalkige Schiefer durch glimmerführende, siltige bis feinsandige, fast kalkfreie Schiefer ersetzt. Nördlich der Tueterus hingegen sind zwischen die grünlichen Sandsteine hellgelbgrau anwitternde, splittrig brechende, schwach siltige, massige Tonsteine eingeschaltet, die von feinsten, zum Teil parallelgeschichteten Lagen glimmerführender Feinsandkalke durchzogen werden.

c) Stratigraphische Vergleiche

Am Malor-Ostabfall liegt eine von den Nummulitenschichten bis in die Taveyannaz-Serie reichende Schichtfolge vor, der im Hinblick auf die noch stets offene Frage nach der Beziehung zwischen nord- und südhelvetischem Flysch einige Bedeutung zukommen dürfte.

Über einem spätigen Nummulitenkalk mit *Assilina major* und *Ass.* aff. *spira* folgen im Nordarm der Bachrinne zwischen Ahornen und Wangen (Koordinaten 716 470/192 495/1510) Globigerinenschiefer, die gegen oben infolge eines zunächst nur episodischen, dann aber stärker werdenden Anfalls detritischen Materiales in Malorschichten überleiten. Die von einzelnen Lagen feinkonglomeratischer Globigerinen-

---

[31] M. VUAGNAT (1952: 60, 78; 1958: 137) hat solche Gesteine an der Basis der Taveyannaz-Serie als eine «variété aberrante de l'espèce IV» bezeichnet. CH. H. MERCANTON (1963: 6, 60/63) hat diese Gesteinstypen, die stellenweise reichlich saures Kristallinmaterial führen, «Grès de Taveyanne IVb» genannt.

schiefer, stellenweise auch von gröber konglomeratischen Linsen durchsetzten Malorschichten dürfen als Übergangsserie zur Flyschfazies betrachtet werden. Bereits in den höchsten Kalksandsteinbänken der Malorschichten können einzelne Trümmer vulkanischer Gesteine auftreten; stärker macht sich die Schüttung von basischem Ergussgesteinsmaterial aber erst in den Ahornenschichten bemerkbar. Da die vulkanischen Komponenten der Ahornenschichten teilweise äusserst stark umgesetzt sind, liegt die Annahme nahe, es sei zunächst tiefgründig verwittertes Material angeliefert worden. Die Zufuhr vulkanischer Gesteinstrümmer nimmt gegen oben zu; die Ahornenschichten gehen ohne scharfe Grenze in die Taveyannaz-Serie über.

*

W. LEUPOLD (1943: 260/263, 266, 268) hat festgestellt, dass die Globigerinenschiefer des Blattengrat-Komplexes und der «äusseren Einsiedler-Schuppenzone» stellenweise gegen oben von einer Sandstein/Schiefer-Wechsellagerung abgelöst werden. Zahlreiche Beobachtungen haben seine Untersuchungen bestätigt: Abfolgen mit gröber detritischen Einschaltungen, stellenweise schon richtige Flyschserien, finden sich am Blattengrat (W. BISIG, 1957: 16, 76/77), im Weisstannental (W. RÜEFLI, 1959: 68/74), in der «äusseren Einsiedler-Schuppenzone» (R. FREI, 1963: 30/34) und in der Schiefer- und Flyschzone des oberen Engelbergertales (J. SCHUMACHER, 1949: 30/31), aber auch südlich der Schrattenfluh (P. SODER, 1949: 50/60), in der Fliegenspitz-Mulde (R. HERB, 1962: 64/69) und am Nordrand der Wildhauser-Mulde (M. FORRER, 1950: 13/14). Der normalstratigraphische Zusammenhang der mit zahlreichen Bezeichnungen bedachten Schiefer/Sandstein-Serien und der darunterliegenden Globigerinenschiefer ist nur noch stellenweise erhalten; meist sind diese Serien tektonisch von ihrer Unterlage getrennt[32].

Obschon die Vermutung nahe läge, die an den verschiedenen Orten im Dache der Globigerinenschiefer auftretenden Schiefer/Sandstein-Abfolgen könnten einander entsprechen, bestehen nach den heutigen Kenntnissen zwischen einzelnen Serien doch altersmässige und fazielle Unterschiede.

Der «Intermediäre Flysch» des Weisstannentales (W. RÜEFLI, 1959: 70/73) und der «Südhelvetische Flysch» der Umgebung von Amden (R. HERB, 1962: 67/69) sind mit einigen Vorbehalten ins obere Mitteleozän und ins untere Obereozän eingeordnet worden. Die von detritischen Bänken durchsetzten Schieferserien am Blattengrat (W. BISIG, 1957: 77), am Lauerzersee (R. FREI, 1963: 32), südlich der Schrattenfluh (P. SODER, 1949: 54, 59) und am Nordrand der Wildhauser-Mulde (M. FORRER, 1950: 14) sowie der «Priabonien-Flysch» des oberen Engelbergertales (J. SCHUMACHER, 1949: 31) vertreten jedoch bereits oberes Obereozän, d. h. Priabonian s. str.

Nicht alle diese Schiefer/Sandstein-Abfolgen sind in Flyschfazies entwickelt. Weder die von geringmächtigen detritischen Einschaltungen durchsetzte Schieferserie des

[32] Diese Feststellung gilt nicht nur für den sogenannten «Intermediären Flysch» des Weisstannentales (W. LEUPOLD, 1943: 261/62; W. RÜEFLI, 1959: 68/74), sondern offensichtlich auch für den «Südhelvetischen Flysch» der Fliegenspitz-Mulde (R. HERB, 1962: 67).

höchsten Elementes am Blattengrat[33] noch die im Verbande mit schwach siltigen Globigerinenmergelschiefern auftretenden Bänke gut aufbereiteter, meist etwas glaukonitischer Kalksandsteine des «Burgsandsteins» (R. FREI, 1963: 30/31) können als eigentliche Flyschsedimente gelten. Viel eher deuten sie — wie die Malorschichten — erst den Übergang in die Flyschfazies an.

Den Malorschichten vergleichbare Serien sind auch in nördlicher gelegenen Zonen des helvetischen Ablagerungsraumes vertreten. Die geringmächtigen klastischen Einschaltungen im Dache der Globigerinenschiefer über der Tierfehd-Aufwölbung, die Ghölzwaldschichten (S. 64/65), die feinen Mergelsandkalkbänklein in den parahelvetischen Globigerinenschiefern der Platta Grischa und der Fuorcla Raschiglius (S. 66/67), vor allem aber die über 70 m mächtigen Kistenstöcklischichten (S. 65/66) weisen darauf hin, dass auch im nordhelvetischen Bereich Sandstein/Schiefer-Serien aus Globigerinenschiefern hervorgehen.

Die klastischen Bildungen im Hangenden der nordhelvetischen Stadschiefer der Ostschweiz führen nur vereinzelte Feldspäte. Eine Andeutung einer Zufuhr vulkanischen Materiales ist auch im «Gipfelsandstein des Kistenstöckli» noch nicht festzustellen (G. STYGER, 1961: 73, 121/122).

Im höheren Abschnitt der Globigerinenschieferhülle der Diablerets-Decke treten dünne Kalksandsteinbänke mit Trümmern saurer Intrusivgesteine auf (CH. H. MERCANTON, 1963: 6)[34]. Gegen oben nehmen diese Sandsteine Trümmer basischer Ergussgesteine auf und leiten in die Taveyannaz-Serie über.

*

Die zuunterst von Feinsandschlieren mit einzelnen Trümmern basischer Ergussgesteine, recht bald aber von geringmächtigen Kalksandsteinbänken mit einem wesentlichen, wenn auch zunächst unter 40% bleibenden Anteil vulkanischer Gesteine durchsetzten Ahornenschichten entsprechen zweifellos jenem Schichtabschnitt, der in der Hausstockgruppe als «Übergangsschichten» (G. STYGER, 1961: 105, 114, Taf. IV), in der westlichen Diableretskette aber als «Grès de Taveyanne IVb» (CH. H. MERCANTON, 1963: 6, 60/63, 70) ausgeschieden worden ist.

---

[33] Der sogenannte «Blattengratsandstein» oder «priabone Sandsteinflysch» des Blattengrates (W. BISIG, 1957: 12, 16, 76, 104/05) entspricht faziell weitgehend dem tieferen Abschnitt der Malorschichten. Am Fanenstock, am Fanen und an der Fanengand, den Typuslokalitäten des «Blattengratsandsteins», finden sich von dünnen Feinsandkalklagen durchzogene glimmerführende, siltige bis feinsandige Kalke, plattige spröde Siltkalke, Mergelkalke und Mergelkalkschiefer. Erst im obersten Teil des «Blattengratsandstein» genannten Schichtgliedes treten einzelne, 4—6 cm dicke dicke Platten grobkörniger Glimmersandkalke und zäher Glimmerkalksandsteine auf. Der Ausdruck «Blattengratsandstein» mag wohl als lithologischer Begriff für die grobkörnigen Glimmersandkalke und Glimmerkalksandsteine, jedoch keinesfalls als Bezeichnung des ganzen Schichtgliedes verwendet werden.

[34] Die grobkörnigen Einschaltungen in der Globigerinenschieferhülle der Diablerets-Decke sind «très semblables aux grès du flysch ultra-helvétique» (CH. H. MERCANTON, 1963: 6). Da sie jedenfalls weder im Handstück noch im Schliff von gewissen Kalksandsteinen des «Plaine Morte-Flysches» zu unterscheiden sind, stellt sich die Frage, ob nicht doch stellenweise eine Verbindung des «Plaine Morte-Flysches» und der Taveyannaz-Serie bestehen könnte.

Mit den Ahornenschichten kann auch die geringmächtige Abfolge dachschieferartiger Globigerinenschiefer und quarzreicher, glimmerführender Sandsteine im Liegenden der Taveyannaz-Serie der Griesstock-Decke (W. BRÜCKNER, 1933b: 327; 1937: 157/158; 1952: 22; W. STAUB, 1911a: 51) verglichen werden.

Die Globigerinenschiefer der Wageten (cf. S. 140) leiten in eine mehr als 20 m mächtige Abfolge dachschieferartiger, siltiger Mergelkalkschiefer über. In ihrem Dach tritt stellenweise eine geringmächtige Bank oberflächlich entkalkter, glimmerreicher, mergeliger Siltschiefer auf, die nordwestlich der Ober-Lochegg inkohlte Pflanzenreste führt (Koordinaten 718 600/219 650/1550). Darüber folgen zwei mürbe verwitternde Bänke eines quarzreichen, schlecht sortierten Sandsteins. In der tieferen Sandsteinbank sind nur einzelne Andesit-Fragmente festzustellen; die höhere Bank dagegen besteht fast zur Hälfte aus stark umgesetzten Trümmern basischer Ergussgesteine (felsitische Andesite und einzelne intersertale Albit/Chlorit-Spilite). Dieser quarzreiche Taveyannazsandstein wird von der grobgebankten Taveyannaz-Serie überlagert.

Weiter im Osten, in der Ofenrus westlich Oberurnen, gehen die dachschieferartigen Mergelkalkschiefer in eine Wechsellagerung spröder kalkiger Siltschiefer und geringmächtiger, glimmerreicher Sandsteine über (J. OBERHOLZER, 1933: 419), die einzelne Trümmer vulkanischer Gesteine enthalten. Da bereits in die tiefste Sandsteinbank vulkanisches Material eingestreut ist, dürfen diese Schiefer und Sandsteine wohl als Ahornenschichten betrachtet werden.

*

Offensichtlich finden sich Serien, die mit den Ahornenschichten verglichen werden können, an zahlreichen Stellen im Liegenden der Taveyannaz-Serie. Die Ahornenschichten können daher als ältestes, vielerorts allerdings ausgeschertes Schichtglied des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes gelten. Darüber hinaus stellt sich aber die Frage, ob Ahornenschichten lediglich in der östlichen Claridenkette auch als Schichtglied der Blattengrat-Serie auftreten.

In den klastischen Bildungen im Hangenden der Globigerinenschiefer der Blattengrat-Elemente des hinteren Sernftales und des Weisstannentales sind bisher keine Trümmer basischer Ergussgesteine gefunden worden. Um so grössere Bedeutung dürfte daher den grünlichen, «taveyannazartigen Sandsteinen» (J. OBERHOLZER, 1933: 456) zukommen, die sich im Gebiete des Klausenpasses und in der von Spiringen gegen das Gruontal hinüberziehenden Schieferzone vorfinden.

Die Unterlage der Griesstock-Decke im Halbfenster der Chlus besteht vorwiegend aus Globigerinenschiefern des Blattengrat-Komplexes. Im Hintergrund der Chlus tritt jedoch eine kaum von Dachschieferlagen gegliederte Masse grünlicher Sandsteine auf. Quarzreiche Sandsteine mit einzelnen Trümmern basischer Ergussgesteine werden unter dem mittleren Wasserfall gegen oben von grobgebankten Sandsteinen abgelöst, welche ihrer Zusammensetzung nach als Taveyannazsandsteine IIa zu bezeichnen sind, auch wenn sie noch bis zu 20 % Quarzkörner sowie Fragmente von Sedimenten und Gneissen führen. Wo die grünlichen Sandsteine gegen den östlichen Wasserfall hin auskeilen, sind sie von spröden Schiefern mit fingerdicken Kalksand-

steinbänklein unterlagert. Noch tiefer folgen plattige Globigerinenschiefer, in die am Chlustrittli Nummulitenkalkbänke eingeschaltet sind. Wie in der Chlus scheint sich auch im Fenster von Niemerstafel die Vermutung J. OBERHOLZERS (1933: 456), die «taveyannazartigen Sandsteine» gehörten zum übrigen «Wildflysch» im Liegenden der Griesstock-Decke, zu bestätigen.

In den oberflächlich meist etwas verrutschten Hängen der Eggberge ist es leider nicht überall möglich, die Verbandsverhältnisse mit wünschbarer Gründlichkeit abzuklären. Es unterliegt jedoch keinem Zweifel, dass im Selez und im Mättental Globigerinenschiefer gegen oben in eine Abfolge vorwiegend dunkler, spröder, siltiger Kalkschiefer und feinsandiger, kaum mergeliger Globigerinenkalke übergehen, die von dünnen Lagen zäher Glimmersandkalke und plattiger Glimmerkalksandsteine durchzogen ist. Im Synklinalkern der Globigerinenschiefer im unteren Holdenbach (Koordinaten 695 015/194 130/1240) wird die schon von M. VUAGNAT (1952: 66) und G. STYGER (1961: 17) beschriebene Serie spröder Mergelkalkschiefer und meist nur 0.1—0.4 m dicker, vielfach zerrissener Lagen grobkörniger, vertikalsortierter Glimmerkalksandsteine, feinkörniger, heller Calcisiltite und feinkörniger, im Bruche ölig glänzender quarzitischer Sandsteine gut 30 m mächtig.

Im Dache der durchaus mit den Malorschichten vergleichbaren Abfolge stellen sich am Hüenderegg, P. 1874 (LK. = Gruonmattegg P. 1877 S. A. Blatt 399: Muotathal), schmutzigbraun anwitternde, schiefrig zerfallende grünliche Sandsteine und plattige Schiefer ein, die von den Sandsteinen und Schiefern der Ahornenschichten nicht zu unterscheiden sind[35].

Auf Grund der in der östlichen Claridenkette gewonnenen Ergebnisse dürfte sich erneut die Frage nach der Zusammensetzung der Schiefer- und Flyschzone des oberen Engelbergertales stellen. Nach den Untersuchungen J. SCHUMACHERS (1949: 30/31, 40/41, 46/47, Taf. I: Fig. 6, 8, 11, 12, 14) sind auf der rechten Seite des oberen Engelbergertales in südhelvetische Elemente, deren stratigraphische Folge mit einem Flysch priabonen Alters abzuschliessen scheint, geringmächtige «parautochthone» Elemente («Dachschiefer-Altdorfersandstein-Schuppen» und «Taveyannazsandstein-Dachschiefer-Schuppen») tektonisch eingeschaltet. Da die sogenannten «Altdorfersandsteine» in der Unterlage der Stotzigberg/Weissberg-Kette aber petrographisch mit den mürbe verwitternden, kalkigen Sandsteinen der Ahornenschichten zu vergleichen sind und zudem kein triftiger Grund dafür vorliegt, für Flyschsandsteine und Taveyannazsandsteine eine parautochthone Herkunft anzunehmen, erhebt sich der Verdacht, zwischen den nur 0.1 bis höchstens 40 m mächtigen «parautochthonen» Schuppen und dem sie einschliessenden «südhelvetischen Priabonien-Flysch» könnte einmal nicht ein tektonischer, sondern ein stratigraphischer Zusammenhang bestanden haben, der freilich bei der Überschiebung der helvetischen Hauptdecke tektonisch überprägt und weitgehend zerstört worden wäre.

---

[35] Mit R. HANTKE und CHR. SIEGENTHALER sind wir auf einer gemeinsamen Begehung zur Überzeugung gelangt, der am Hüenderegg endende Höhenzug sei nicht als Moränenwall (W. STAUB, 1911b [Karte]; M. VUAGNAT, 1952: 66), sondern als eine etwas verrutschte Felsrippe zu betrachten (R. HANTKE & R. TRÜMPY, 1965: 611).

Vielfach umstritten ist auch heute noch die Bedeutung der «grünlichen Sandsteine» im subalpinen Flysch unter der Schrattenfluh (R. FREI, 1963: 58/61; M. FURRER, 1949: 124/126, 135, 149; R. REBER, 1964: 135/137). Hatte auch schon F. J. KAUFMANN (1886: 334, Taf. XVI: Fig. 6) darauf hingewiesen, dass die von ihm als «Taviglianazsandsteine» bezeichneten «grünlichen Sandsteine» normalstratigraphisch aus einer Sandkalk/Schiefer-Serie hervorgehen, so sind diese Gesteine doch später vielfach als tektonische Schürflinge gedeutet worden. In der Sandkalk/Schiefer-Serie treten auch einzelne massige Bänke grobkörniger Sandkalke und Kalksandsteine («Grobsandfacies», F. J. KAUFMANN, 1886: 339) auf. Ausgehend von Untersuchungen im subalpinen Flysch zwischen Thunersee und Emme hat R. REBER (1964: 110/111, 135/137) neuerdings wieder nachzuweisen versucht, im subalpinen Flysch seien Elemente verschiedener Herkunft vertreten. Eine Verknüpfung der Ergussgesteinstrümmer führenden Sandsteine mit Serien, die recht gut mit den Oberkreide/Tertiär-Abfolgen der «äusseren Einsiedler-Schuppenzone» (Nummulitenschichten mit *Nummulites millecaput* var. *minor* und *N. gallensis)* beziehungsweise des Rückens der Drusberg-Decke (Wangschichten, Grobsandschichten) verglichen werden können (R. FREI, 1963: 58/61; M. FURRER, 1949: 149), hat R. REBER nicht in Betracht gezogen.

Während die Annahme R. REBERS möglicherweise für die Vorkommen eigentlicher Taveyannazsandsteine im Westabschnitt des subalpinen Flysches (Tanzbodenfluh, Dallenfluh) zutrifft, gehören die «grünlichen Sandsteine» unter der Schrattenfluh, deren Zusammensetzung jener der Sandsteine im Hangenden, aber auch im Liegenden der eigentlichen Taveyannazsandsteine (cf. S. 97, 116, 121) entspricht, aller Wahrscheinlichkeit nach in die stratigraphische Folge des subalpinen Flysches. Unter der Schrattenfluh dürfte daher ein weiterer Hinweis dafür vorliegen, dass Sandsteine mit Trümmern basischer Ergussgesteine in recht südlichen Abschnitten des helvetischen Faziesraumes zur Ablagerung gelangt sein können.

3. WILDFLYSCHARTIGE GESTEINE IN DER ÖSTLICHEN CLARIDENKETTE, DER ALTENOREN-FLYSCH

Die bisher in der Claridenkette als «Wildflysch» betrachtete Zone (J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910 [Karte]; J. OBERHOLZER, 1933: 455/456; J. OBERHOLZER, 1942 [Karte]; P. v. SCHUMACHER, 1928: 23/24, Taf. II) besteht zum grössten Teil aus Schichtfolgen, die den Elementen des Blattengrat-Komplexes und des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes zugerechnet werden können. Als «Wildflysch» sind stellenweise auch die stark zerscherten Hergenschiefer (S. 177, 230) im Dache der Griesstock-Decke und zwischen einzelnen Elementen der Schuppenzone des Klausenpasses gedeutet worden (J. BOUSSAC, 1912: 383; W. BRÜCKNER, 1943: 15).

Neben den infolge tektonischer Beanspruchung wohl «wildflyschartig» aussehenden, jedoch anderen Serien zugehörigen Gesteinen liegen in der Claridenkette einzelne geringmächtige Linsen einer in Wildflysch-Fazies (F. J. KAUFMANN in B. STUDER, 1872: 259/260; F. J. KAUFMANN, 1886: 553) entwickelten Abfolge vor.

a) Vorkommen und Lithologie

Wildflyschablagerungen finden sich vom Kopf P. 2610 am Fuss der Südostflanke des Gemsfairengrates (Abb. 11) bis unter die Gängliwand. Sie liegen meist im oberen Teil der Schieferzone, treten aber nur ausnahmsweise in tektonischen Kontakt mit der Griesstock-Decke. Ihre grösste Ausdehnung erlangen sie in den gegen Altenoren hin abfallenden Hängen am Rotstock. Da sie nicht mit genügender Sicherheit einer bestimmten Flyschserie zugewiesen werden können (S. 110/114), werden sie Altenoren-Flysch genannt.

Die stellenweise nur wenige Meter dicken Linsen, andernorts gut 25 m mächtigen Abfolgen werden zur Hauptsache von schwarzen, knorrigen, kalkarmen bis kalkfreien, siltigen Schiefern aufgebaut. Die meist recht wirr gelagerten Schiefer umschliessen meist nuss- bis kopfgrosse Knauer feinkörniger Sandkalke und Kalksandsteine, grobkörniger Glimmerkalksandsteine und splittrig brechender, heller und dunkler Quarzite. Auffälliger als diese verschiedenartigen Flyschsandsteine sind Kristallinbreccien und einzelne, vorzugsweise als etwa faustgrosse Brocken auftretende Kristallintrümmer (Tab. 3, S. 106/107).

In die schwarzen, knorrigen Schiefer sind einzelne geringmächtige, meist zerrissene und zerscherte Lagen feinkörniger, ölig glänzender Quarzite eingeschaltet. Vielerorts tritt ungefähr in halber Höhe der Wildflysch-Abfolgen eine massige, hellanwitternde Quarzitbank auf. Am Ostfuss des Gemsfairengrates ist der höchste Abschnitt des Altenoren-Flysches weniger wild gelagert als der tiefere Teil. Schwarze, kalkarme, aber kaum siltige Tonschiefer sind von 0.5—4 cm dicken Sandkalklagen durchzogen; sie schliessen nur einzelne exotische Gerölle und kleine Linsen von Kristallinbreccien ein.

Die helle Quarzitbank ist als ausgesprochen kompetentes Schichtglied mancherorts zerrissen. Sie bildet regelmässig eine scharf heraustretende, 1.5—4 m hohe Stufe. Nur an einer einzigen, bereits J. OBERHOLZER (1933: 437, 455) bekannten Stelle, am Fuss südöstlich des Rotstock-Ostgipfels, wird die Quarzitbank gut 10 m dick (Koordinaten 714 870/192 100/2200). In der Annahme, beinahe die ganze Schieferzone im Liegenden der Griesstock-Decke bestehe aus «Wildflysch», hat J. OBERHOLZER nicht gezögert, den zähen, massigen, im Bruche weissen bis schwach grünlich/bräunlichen Quarzit als «Sardonaquarzit» zu bezeichnen.

In der Tat sind die hellen Quarzite des Altenoren-Flysches den Gesteinstypen aus dem Leithorizont des Sardona-Flysches auffallend ähnlich. Gesteine, in denen ein regeneriertes homöoklastisches bis granoblastisches Gefüge der Quarzkörner (95 bis 98%) lediglich von spärlichen Muskovitfetzen und feinsten Calcitschlieren durchzogen ist, entsprechen vollkommen der «hellgrauen bis weissen Varietät» des Sardonaquarzites (R. WEGMANN, 1961: 143/144, Fig. 18a). Von Limonitschüppchen und Muskovitflittern durchsetzte, gleichkörnige Quarzite können mit dem «typischen Sardonaquarzit» (R. WEGMANN, 1961: 143/144, Fig. 18b) verglichen werden. Die reinen Quarzite werden stellenweise seitlich durch zum Teil grobkörnige, heteroklastische Sandsteine ersetzt, deren feinkristalline Quarzgrundmasse (10—25%) ausser Quarzkörnern (60—70%) einzelne Feldspäte, Calcitkörner sowie Muskovitflitter einschliesst.

Tabelle 2. Wichtigste Fundorte von Kristallinbreccien und ortsfremden Gesteinen im Altenoren-Flysch

i	Gängliwand (20 m unter der höchsten, massigen Malmbank der Griesstock-Decke östlich des Balzenberges)	717 735/197 285/ 930
k	Mäderen (im Liegenden der Quintnerkalk-Linsen der Griesstock-Decke, rund 25 m über dem südlichen Teil der Nummulitenkalkbank am Chamerstock-Südostabfall)	716 570/194 280/1625 716 590/194 320/1630
l	Anriss über der Mäderenrus (wenige Meter unter der Quintnerkalk-Linse nordöstlich Ober-Bärenboden)	716 190/194 030/1775
m	Bachrinne östlich von Fiseten (Kontakt mit den höher folgenden Hergenschiefern nicht aufgeschlossen, cf. S. 201)	715 105/193 560/1710
n	Südostflanke des Rotstock-Nordostgrates (30—50 m unter dem Griesstock-Malmband)	715 190/192 385/2080 715 080/192 305/2100
o	Südfuss des Rotstock-Ostgipfels (etwa 30 m über der Nummulitenkalkbank in der Rotstock-Südostflanke)	714 730/191 920/2170
p	Südfuss des Rotstock-Hauptgipfels (wenige Meter unter der Kalkbank der Griesstock-Decke)	714 550/191 855/2215 714 540/191 870/2235
q	Geisssteinrus (20 m unter der verschuppten Malmplatte der Griesstock-Decke am Rotstock-Südwestfuss)	714 450/191 770/2210
r	Südostflanke des Hergensattels (gut 20 m unter dem Vorsprung P. 2304 der Malmbank der Griesstock-Decke)	714 275/191 715/2280
s	Südostfuss des Gemsfairengrates (etwa 10 m unter dem Griesstockmalm)	714 045/191 340/2420
t	Nordfuss des Gletscherchopfes am Walenbach (durch wenige Meter siltiger Globigerinenmergelkalke vom Taveyannazsandstein getrennt)	714 150/191 160/2300
u	westlich des Gletscherchopfes (linsige Einschaltungen in den Malorschichten westlich des Einschnittes des Walenbaches, cf. S. 110)	714 030/191 110/2355
v	Nordfuss des Gemsfairengrates (eingeschaltet in siltige Globigerinenschiefer im Liegenden der Nummulitenkalkbank über P. 2240)	713 680/191 880/2240
w	westlich P. 2610 am Fuss des Gemsfairengrates (gut 10 m unter dem geringmächtigen Band der Griesstock-Decke)	713 255/190 935/2605

Kristallinbreccien treten als 10—60 cm dicke, linsenförmige, mancherorts in Lagen angeordnete Einschaltungen auf. Menge und Art der an ihrem Aufbau beteiligten, kantigen oder nur schwach gerundeten Trümmer sind raschen Wechseln unterworfen.

Stellenweise finden sich verrostete, im Bruche rötlich/grünliche, faust- bis kopfgrosse Knauer mit dem Mineralbestand eines Granites. Das Gefüge dieser Gesteine ist jedoch so stark zerstört, dass die Frage offen bleiben muss, ob es sich um Granit-Kataklasite oder um Arkosen handelt. Im Bruche recht helle Kristallinbreccien be-

stehen vorwiegend aus Trümmern saurer Tiefengesteine; häufiger allerdings sind polymikte Feinbreccien. Die Gesteinstrümmer (Tab. 4, S. 108/109) sind meist nur 1—2 cm gross.

Gesteins- und Mineraltrümmer herrschen vielfach gegenüber der siltig-tonigen, teils schwach kalkigen, stellenweise auch verkieselten Grundmasse vor. Treten die Trümmer mengenmässig gegenüber der schwarzen Siltschiefermatrix zurück, so liegen Gesteine vor, die in ihrem Habitus von den im Sardona-Flysch «Speckwürfelschiefer» (W. BISIG, 1957: 169, 221; W. LEUPOLD, 1943: 256) genannten Einschaltungen nicht zu unterscheiden sind.

Am Gemsfairen und am Rotstock finden sich vielfach bunte Kristallinbreccien, die wohl Gesteinsfragmente führen, vorwiegend aber von einzelnen Mineraltrümmern (Quarz, zersetzte rötliche Kalifeldspäte, saussuritisierte Plagioklase und in Nestern angehäufte Muskovitflitter) aufgebaut werden (Fundorte l, o, r, s, v; Tab. 2, S. 104). Durch Zunahme des Quarzgehaltes können diese arkoseartigen Gesteine in grobkörnige, Gesteinstrümmer führende Glimmerkalksandsteine übergehen (Fundorte p, w), die von den grobkörnigen Lagen in den Malorschichten kaum zu unterscheiden sind (cf. S. 87, 110).

In den Kristallinbreccien sind nur vereinzelte Organismentrümmer festzustellen (Fundorte s, t). Ausser verkieselten Lithothamnien- und Bryozoenfragmenten enthalten die feinbrecciösen Linsen im Hangenden der Quarzitbank am Gemsfairen-Südostfuss auch Bruchstücke kleiner, nicht näher bestimmbarer Discocyclinen und Nummuliten. Kleine Discocyclinen sowie Bruchstücke von Nummuliten finden sich auch in einzelnen Kalksandsteinknauern im Altenoren-Flysch der Mäderen (Fundort k).

Das gröber detritische Material des Altenoren-Flysches ist meist in den eng begrenzten Breccienlinsen angehäuft oder liegt als einzelne, grössere Brocken vor. Stellenweise gehen aber die knorrigen schwarzen Schiefer seitlich in feinbrecciöse Siltschiefer über (Mäderen, Ober-Bärenboden, Fuss des Rotstock-Nordostgrates). Zu diesen feinbrecciösen Schiefern gehört auch das von W. BRÜCKNER (1946a: 319/320) aufgefundene «Stadschieferkonglomerat» in den Hängen unter dem Rotstock (Koordinaten 715 045/191 800/1950)[36].

*

Innerhalb der Altenoren-Flysch genannten Serie können die über der hellen Quarzitbank liegenden Schiefer von den tieferen Schiefern nicht unterschieden werden. Kristallinbreccien und Brocken exotischer Gesteine treten hauptsächlich im Liegenden der Quarzitbank auf. Am Gemsfairen und am Hergensattel sind jedoch einzelne grössere Kristallintrümmer und Linsen von Kristallinbreccien sowohl im Liegenden wie auch im Hangenden der Quarzitbank zu finden.

---

[36] Die Annahme W. BRÜCKNERS, es handle sich bei den Fragmenten (feinkörnige Glimmerkalksandsteine, rauhflächige Sandkalke, helle Quarzite, splittrige, dunke Calcisiltite und Globigerinenmergelkalke) um nordhelvetische Kreidekalke und Nummulitenschichten, lässt sich nicht bestätigen. In den Sandkalken sind wohl kleine Nummuliten- und Discocyclinenbruchstücke, jedoch keine grossen Nummuliten zu finden.

Tabelle 3. Grössere Fragmente ortsfremder Gesteine in den knorrigen, schwarzen Schiefern des Altenoren-Flysches

Gesteinsart		Makroskopische Merkmale	Mikroskopisches Bild	Maximaler Durchmesser in cm	Auftreten	Rundungsgrad	Fundorte (Tab. 2, S. 104)
Intrusivgesteine	Muskovitaplit	hell; zahlreiche Muskovitflitter	panxenomorphes Gefüge von Quarz, stark zurücktretendem, zersetztem Kalifeldspat und feinlamelliertem Plagioklas (Albit/Oligoklas); feine Muskovitflitter; gebleichter Biotit	10	selten	gut gerundet	l
	heller, pegmatitischer Granit	grobkörnig; weiss, schwach grünlich gesprenkelt	massiges, in einzelnen Komponenten kataklastisches Gefüge von Quarz, umgesetztem Kalifeldspat, karbonatisiertem Plagioklas (Albit/Oligoklas), z. T. groben Muskovitflittern und zerfetztem, weitgehend chloritisiertem Biotit	80	sehr häufig	kantengerundet bis gut gerundet	n o t u w
	rötlicher Muskovitgranit	oberflächlich stark verrostet, im Bruch weiss/rötlich gesprenkelt; zahlreiche Muskovitflitter	granitisches Gefüge von kataklastischem Quarz, zersetztem Kalifeldspat, verbogenen Muskovitflittern und gebleichten, chloritisierten Biotitfetzen; einzelne neugebildete Albite	25	verbreitet	kantengerundet	i l m o s
	grobkörniger, rötlich/grünlicher Granit	ausser Quarz rötliche Kalifeldspäte und einzelne dunkelgrüne Gemengteile	granitisches Gefüge von kataklastischem Quarz, zersetztem Kalifeldspat und wenig Plagioklas (Albit/Oligoklas); dunkle Gemengteile (Hornblende?) völlig chloritisiert; Muskovit	15	selten	gut gerundet	l

Effusivgesteine	Quarz-porphyr	in grauer Grundmasse Quarz, rötlicher Kalifeldspat und lamellierter Plagioklas	porphyrische Struktur randlich resorbierter Quarzkörner, umgesetzter Kalifeldspäte und kleiner, frischer Plagioklase (Albit/Oligoklas) mit Zonarstruktur; weitgehend karbonatisierte Quarz/Feldspat-Grundmasse	15	selten	gut gerundet	i
	Albit/Chlorit-Spilit	hellgrün, splittrig brechend	feintrachytisches Gefüge feinstengeliger Albite, durchsetzt mit Chlorit und neugebildeten Calcitrhomboedern	20	selten	gut gerundet	q s
Sedimente	Spilit-Agglomerat	grüngesprenkelt	pyroklastische Struktur von bis 2 mm grossen Fragmenten von Albit/Chlorit-Spiliten und Hämatit/Chlorit-Spiliten divergent/intersertaler Struktur in einer auf einzelnen Schlieren karbonatisierten Chlorit/Feldspat-Matrix	12	sehr selten	gut gerundet	s
	Globotruncanenkalk	splittrig brechend, inwendig hellbraungrau	in feinkörniger, kalkiger Grundmasse zahlreiche, meist verkieselte, mit limonitisch/ankeritischem Calcit gefüllte Globotruncanen: *Praeglobotruncana schneegansi*, *Prgltr. renzi*, *Globotruncana sigali*, *Gltr. lapparenti* ssp.	15	selten	kantig	l

Die zur Charakterisierung des Auftretens verwendeten Bezeichnungen bedeuten:

sehr häufig	über 30	festgestellte Komponenten
häufig	16—30	
verbreitet	6—15	
selten	3— 5	
sehr selten	1— 2	

Tabelle 4. Komponenten der Kristallinbreccien des Altenoren-Flysches

	Gesteinsart	Kurze Beschreibung	Fundorte (Tab. 2, S. 104)	Als Fragmente auftretend	
				im Altenoren-Flysch (Tab. 3)	in den Malor-Konglomeraten (Tab. 1)
Kristallinmaterial	pegmatitischer Granit	massiges, z. T. kataklastisches Gefüge von Quarz, umgesetztem Kalifeldspat, karbonatisiertem Plagioklas, Muskovit und chloritisiertem Biotit	i l s	sehr häufig	selten (e)
	Granodiorit	kataklastisches Gefüge von Quarz, zersetztem Kalifeldspat, Plagioklas (Andesin/Oligoklas), Muskovit und weitgehend chloritisierten dunklen Gemengteilen	k	—	—
	Quarzporphyr	randlich resorbierte Quarzkörner und weitgehend zersetzte Kalifeldspäte in karbonatisierter Grundmasse	k	—	selten (e f)
	Albit/Chlorit-Spilit	feinintersertale Struktur der Albitleisten; chloritisierte Grundmasse	s	selten (s)	sehr selten (e)
	Andesit	stark karbonatisiertes, grobfelsitisches bis sperrig-intersertales Feldspat-Gefüge	k t	—	verbreitet (e)
	Muskovitgneiss	lagige Textur kataklasierter Quarzkörner und zersetzter Feldspäte; Muskovit eingeregelt	i k s t	—	häufig
	Zweiglimmergneiss	lepido- bis nematoblastische Struktur von Quarz, umgesetztem Plagioklas, Muskovit und chloritisiertem Biotit	p s o v	—	—
	Chloritschiefer	lepidoblastisches Quarz/Chlorit-Gefüge	s t	—	sehr selten (e)

Sedimentmaterial	Glimmerkalksandstein	neben Quarz und Muskovit nur einzelne Feldspäte; kalkige Grundmasse z. T. verkieselt	i k	sehr häufig	sehr häufig
	Mergelschiefer	lagig/flatschige Textur; von einzelnen kieseligen Schlieren durchzogen; z. T. feinsandig	i p s	häufig	häufig
	Globigerinenschiefer	in nur von einzelnen Tonhäuten durchzogener kalkiger Grundmasse dickschalige Globigeriniden	i	—	verbreitet
	Calcisiltit	in feinkörniger Calcitgrundmasse gleichmässig verteilter Quarz; steril	i k l o p s t v	häufig	sehr häufig
	Quarzit	grobe Implikationsstruktur der Quarzkörner	i k	häufig	sehr häufig
	Silexit	feinkörniges Gefüge von Kieselsubstanz und vielfach leicht limonitischem Karbonat	s	—	—
	Orbulinarienkalk	feinkörniger, schwach mergeliger Kalk mit *Stomiosphaera sphaerica*	k	—	—
	dolomitischer Kalk	feinkörniges Calcitgefüge; auf Schlieren idiomorpher, leicht ankeritischer Dolomit	s	—	—
	Dolomit	fein- und gleichkörniges Gefüge mit einzelnen Silexitadern	k	—	—

b) Zur Stellung des Altenoren-Flysches

Am Südostfuss des Gemsfairengrates und unter dem Hergensattel folgt der Altenoren-Flysch mit scharfer, schon von der Claridenhütte aus erkennbarer Grenze über nur geringmächtigen Malorschichten, mancherorts sogar über schwach feinsandigen Globigerinenschiefern. Die zwischen der Nummulitenkalkbank und dem Altenoren-Flysch liegenden Globigerinenschiefer sind vielfach arg zerdrückt, stellenweise bis auf wenige Dezimeter ausgequetscht. Der Altenoren-Flysch liegt hier offensichtlich tektonisch auf der Blattengrat-Serie.

Gegen die auf den ersten Blick scheinbar so klare gegenseitige Beziehung zwischen Blattengrat-Elementen und Altenoren-Flysch sprechen aber eine ganze Anzahl von Beobachtungen.

Die Globigerinenschiefer nordwestlich des Gletscherchopfes nehmen westlich des Einschnittes des Walenbaches Feinsandschlieren und Feinsandkalklagen auf (Koordinaten 714 060/191 090/2355). Aus diesen Malorschichten gehen gegen Südwesten zu Ahornenschichten und schliesslich, am höchsten Rundhöcker (Koordinaten 713 990/191 050/2370) im Talboden nordwestlich der Claridenhütte, Taveyannazsandsteine hervor. In die Malorschichten dieser stratigraphischen Abfolge sind dünne, meist nur 5—40 cm mächtige, braunschwarze Schlieren und Linsen kalkarmer bis kalkfreier, toniger Siltschiefer mit gut cm-dicken Glimmerkalksandsteinlagen eingeschaltet. Die grösste der knorrigen Siltschiefer-Linsen wird gut 2.5 m dick und umschliesst neben Quarzit- und Sandkalk-Knauern auch einzelne Brocken eines pegmatitischen Granites (Tab. 2, S. 104). Man kann sich des Eindrucks nicht erwehren, die Siltschiefer seien — mit Ausnahme vielleicht der grössten Linse — stratigraphisch in die Malorschichten eingeschaltet.

In den gegen Altenoren abfallenden Hängen unter dem Rotstock ist es äusserst schwierig, Malorschichten gegen Altenoren-Flysch abzugrenzen. Wohl kann stellenweise die mehrfache Wechsellagerung von Malorschichten und Altenoren-Flysch als Schuppung gedeutet werden; vielerorts aber scheinen die knorrigen Siltschiefer mit der Wechsellagerung siltiger Globigerinenkalkschiefer und feinkörniger Glimmerkalksandsteine stratigraphisch verbunden zu sein.

Unter dem Rotstock-Nordostgrat folgen südöstlich P. 2138.6 völlig ungestört über knorrigen Schiefern spröde, siltige Globigerinenschiefer mit einzelnen Sandsteinbänken (Koordinaten 715 170/192 410/2105). Neben Lagen, die von Kalksandsteinen der Malorschichten nicht zu unterscheiden sind, treten auch einzelne Bänke grobkörniger, polymikter Glimmerkalksandsteine auf, die lithologisch eine Mittelstellung zwischen den sauberen grobkörnigen Glimmerkalksandsteinen der Malorschichten und den kalkarmen bis kalkfreien Kristallinbreccien des Altenoren-Flysches einnehmen. Zwei Bachrinnen weiter im Südwesten scheinen die Malorschichten seitlich in knorrige Schiefer überzugehen (Koordinaten 715 120/192 320/2085). Ähnliche Verhältnisse liegen über dem gegen den Malor hinaus führenden Weg unmittelbar westlich P. 1969 vor. Die beiden Einschaltungen von Altenoren-Flysch im Anriss über der Ahornenrus (Koordinaten 715 850/192 750/1925 und Koordinaten 716 075/192 770/1825) hingegen dürften spitz eingefaltete Synklinalkeile sein.

Was vor allem gegen eine Abtrennung des Altenoren-Flysches von den darunter-

liegenden Serien spricht, ist die Tatsache, dass sich vom Kopf P. 2610 bis unter die Gängliwand, das heisst auf der ganzen Strecke, längs welcher bis jetzt Wildflyschbildungen von der Art des Altenoren-Flysches bekannt sind, in seinem Hangenden stets wieder, wenn zum Teil auch nur in geringer Mächtigkeit, regelmässig gelagerte, aufrechtliegende Serien vorfinden. Unter der Gängliwand ist die Griesstock-Decke auf Malorschichten überschoben; meist aber werden die grobkörnigen Glimmerkalksandsteine und die spröden, siltigen Mergelkalkschiefer im Dache des Altenoren-Flysches gegen oben durch Ahornenschichten abgelöst. Von dünnen Dachschieferlagen durchsetzte, geringmächtige Bänke schmutzigbraun anwitternder Sandsteine, die in einer Quarz/Feldspat/Chlorit-Grundmasse neben Quarz und Feldspat Trümmer basischer Ergussgesteine (5—30%: felsitische und feintrachytische Andesite sowie Albit/Chlorit-Spilite) führen, bilden mancherorts die Unterlage der Griesstock-Decke (Nordfuss des Gemsfairengrates, Südwestfuss des Rotstock-Hauptgipfels, Rotstock-Nordostgrat, Malmklippe am Malorgrat, Vorder-Früttlen, Anriss über der Mäderenrus).

Andrerseits liegen aber doch deutliche Hinweise dafür vor, dass mindestens stellenweise in der Schieferzone im Liegenden der Griesstock-Decke Verschuppungen anzunehmen sind.

Beidseits der aus der Hauptstörung des Rotstocks (S. 217) gegen SSE hinunterziehenden breiten Schuttrinne treten hart unter der mitunter kaum m-dicken Malmbank der Griesstock-Decke Globigerinenschiefer und Nummulitenkalke mit *Assilina major* und *Ass.* aff. *spira* auf. Östlich der Schuttrinne findet sich ein solcher Nummulitenkalk sogar zwischen der zweigeteilten Griesstock-Malmbank (Koordinaten 714 685/192 010/2235).

*

Der vielerorts in den höheren Teil der ruhig gelagerten Malorschichten eingeschaltete Altenoren-Flysch kann auf drei Arten gedeutet werden:

(a) als episodische, chaotisch gelagerte Entwicklung innerhalb der Malorschichten beziehungsweise an der Grenze Malorschichten/Ahornenschichten.

(b) als eine Anzahl einzelner, in die Schiefer/Sandstein-Wechsellagerung eingeglittener, ortsfremder Gesteinspakete, das heisst als Olistholithe (G. FLORES in E. BENEO, 1955: 121/122).

(c) als Teile einer tektonisch in die Malorschichten eingeschuppten Einheit.

Gröber und feiner konglomeratische oder brecciöse Einschaltungen seitlich begrenzter Ausdehnung (a) treten in vielen Flyschserien auf und sind meist als Ablagerungen lokaler Schlammströme beziehungsweise subaquatischer Rutschungen betrachtet worden (J. C. CROWELL, 1957: 993/998; S. DZULYNSKI et al., 1959: 1095, 1113; J. TERCIER, 1948: 169/171). Diese Deutung kann mit grosser Wahrscheinlichkeit für die stratigraphisch in die Malorschichten eingeschalteten feinkonglomeratischen Globigerinenschiefer (S. 87, 90) und ihre gröbere Ausbildung, die Malor-Konglomerate (S. 91), übernommen werden.

Sollten für den Altenoren-Flysch die Möglichkeiten (b) oder (c) zutreffen, so müssten hinreichende Gründe dafür angeführt werden können, dass der Altenoren-Flysch als Teil einer der über oder unter der helvetischen Hauptdecke liegenden Flyschmassen angesehen werden darf. Zusätzlich müsste bei der Deutung der linsenartigen Vorkommen des Altenoren-Flysches als einzelne Olistholithe (b) gezeigt werden können, dass die unter dem Altenoren-Flysch liegenden Sedimente in noch unverfestigtem Zustand unregelmässig belastet worden wären. In den Malorschichten, welche die Vorkommen von Altenoren-Flysch begleiten, sind jedoch keine Anzeichen frühdiagenetischer Störungen zu erkennen. Gegen die Deutung der Wildflysch-Linsen als Olistholithe dürfte auch die fast stets vorhandene, sicher als stratigraphischer Horizont durchziehende Quarzitbank sprechen.

Die unverkennbare Ähnlichkeit einzelner Gesteine des Altenoren-Flysches mit solchen des Sardona-Flysches (F. FREY in G. STYGER, 1961: 30 Anm.) sowie das Auftreten einer massigen, hellen Quarzitbank als Leithorizont könnten darauf hindeuten, dass der Altenoren-Flysch ein geringmächtiges Äquivalent des Sardona-Flysches sei. Da die spärlichen Nummuliten- und Discocyclinenfunde (S. 105) lediglich zeigen, dass der Altenoren-Flysch tertiären Alters ist, müsste er mit jüngeren Abschnitten des Sardona-Flysches vergleichbar sein.

Im hinteren Sernftal verliert der Sardona-Flysch von Osten gegen Westen infolge fazieller Veränderungen zusehends an Mächtigkeit (R. WEGMANN, 1961: 189/190, Fig. 31). Schon in der «Tschöl-Ausbildung» kann der supraquarzitische Flysch kaum mehr gegliedert werden; noch weiter im Westen, in der «Panixer-Ausbildung», scheint er bis auf kleine Überreste zu fehlen. Über dem Walenboden ist auch der Leithorizont des Sardona-Flysches, der Sardonaquarzit, nicht mehr zu erkennen. Die Einstreuung von Kristallinmaterial in den unter der Quarzit-Gruppe liegenden «schwarzen Schiefern» setzt schon südlich Elm fast völlig aus.

Die mit einer primären Mächtigkeitsabnahme verbundene Faziesveränderung des Sardona-Flysches kann nach R. WEGMANN (1961: 193/194, 204) darauf hindeuten, dass die westliche Begrenzung des Sardona-Divertikels im Sernftal beinahe mit dem ursprünglichen Westrand des Sardona-Raumes zusammenfällt. Da über dem Walenboden, im westlichsten Abschnitt des Sardona-Divertikels im hinteren Sernftal, die supraquarzitischen Schichtglieder fast völlig fehlen, wäre es allerdings auch denkbar, dass die jüngsten Abschnitte des Sardona-Flysches nicht ausgekeilt sind, sondern abgeschert und als kleine Schubspäne vorgeschleppt sein könnten. Es darf daher mit der Möglichkeit gerechnet werden, dass westlich des Panixerpass-Querschnittes Schürflinge zu finden sind, die aus einer westlichen Verlängerung des Sardona-Raumes stammen. Solche Schürflinge könnten im Altenoren-Flysch vorliegen. Ähnliche Serien fraglicher Zuordnung sind auch noch weiter im Westen bekannt.

Im obersten Schächental, im Fenster von Niemerstafel und unter dem Chammlitritt, finden sich knorrige, stellenweise feinbrecciöse Schiefer in geringer Mächtigkeit, die von einer hellen Quarzitbank durchzogen sind (W. STAUB, 1911a: 51; P. v. SCHUMACHER, 1928: 23).

Eine ähnliche Stellung könnten auch die jeweils höchstens 10 m mächtigen «Paleocaen-Flysch-Schuppen» des oberen Engelbergertales einnehmen, deren Kristallin-

material jenem des Sardona-Flysches verglichen worden ist (J. SCHUMACHER, 1949: 34/35, 49; R. WEGMANN, 1961: 204).

Eine genaue Alterszuordnung kann jedoch weder für die sogenannten «Paleocaen-Flysch-Schuppen» des oberen Engelbergertales noch für die kleinen Wildflyschvorkommen des obersten Schächentales noch für den Altenoren-Flysch der östlichen Claridenkette vorgenommen werden, da an allen Orten nur kleine, nicht näher bestimmbare Nummuliten, Discocyclinen und Assilinen festgestellt worden sind.

Die im Altenoren-Flysch eingeschlossenen Kristallinbrocken (Tab. 3/4, S. 106/109) erreichen nur ausnahmsweise grössere Ausmasse[37]. Die häufig auftretenden hellen, pegmatitischen Granite und die recht verbreiteten rötlichen Granite sind zwar im Tertiäranteil des Sardona-Flysches nicht unbekannt (W. RÜEFLI, 1959: 151, 153; R. WEGMANN, 1961: 136, 149, 161), finden sich aber auch im eigentlichen Wildflysch der Habkern-Mulde wieder (W. GIGON, 1952: 105, 110). Die im Sardona-Flysch recht häufigen rostigen Zweiglimmergneisse jedoch scheinen im Altenoren-Flysch zu fehlen.

Lassen auch schon die Ausführungen J. OBERHOLZERS (1933: 439) und W. LEUPOLDS (1939a: 425) keinen Zweifel daran aufkommen, dass keine «kristallinen Leitgesteine» des Sardona-Flysches bekannt sind, so ist es vielleicht doch irgendwie bezeichnend, dass weder im Sardona-Flysch noch in den weiter westlich gelegenen Wildflysch-Vorkommen fraglicher Zuordnung saure Eruptivgesteine mit klaren Quarzkörnern und nur wenig zersetzten Feldspäten aufgefunden worden sind. Solche Gesteine sind aber im Habkern-Flysch sowie im Wildflysch der Gegend von Amden und Wildhaus recht häufig (W. LEUPOLD, 1939a: 425).

Es liegen zwar etliche Anhaltspunkte dafür vor, dass der Altenoren-Flysch dem jüngeren Abschnitt des Sardona-Flysches entsprechen könnte. Da jedoch das Alter des Altenoren-Flysches noch keineswegs festgelegt ist, der Altenoren-Flysch zudem vielerorts mit den detritischen Serien im Hangenden der Globigerinenschiefer verbunden zu sein scheint, ist die Möglichkeit zu prüfen, ob er nicht etwa mit einem Wildflysch von der Art des Habkern-Flysches zu vergleichen sein könnte.

Ist die Stellung des «Wildflysches» von Amden auch noch nicht völlig klargestellt, so neigt R. HERB (1962: 69/74) doch zur Ansicht, der «Wildflysch» folge normalstratigraphisch auf dem ruhig gelagerten «südhelvetischen Flysch», mit dem er am Fliegenspitz «durch Übergänge irgendwie stratigraphisch verknüpft» zu sein scheine. Im Gegensatz zum Altenoren-Flysch treten im «Wildflysch» von Amden Kristallinkomponenten mit glasklarem Quarz sowie zahlreiche Blöcke und Knauer glaukonitischer Quarzsandsteine (sogenannte «Ölquarzite») auf (R. HERB, 1962: 70/71).

Bezeichnend für einen Wildflysch von der Art des Habkern-Flysches sind eingeglittene, stellenweise ausserordentlich mächtige Pakete von Leimernschichten (F. BENTZ, 1948: 51; R. FREI, 1963: 75; W. GIGON, 1952: 88/99; R. HERB, 1962: 71/72; F. J. KAUFMANN, 1872: 164; 1886: 310/311, 552/553; P. SODER, 1949: 74/77, 83/85). Im Altenoren-Flysch treten keine grossen Pakete von Globotruncanenkalken auf. Dennoch stellt sich die Frage nach der Herkunft der seltenen, kleinen Brocken fein-

[37] Der grösste Kristallinblock, ein heller, pegmatitischer Granit südlich unter dem Rotstock-Ostgipfel, misst 0.5 auf 0.8 m (Koordinaten 714 730/191 920/2170).

körniger, oberkretazischer Kalke (Tab. 3, S. 107). Da in den hellbraungrauen Kalken weder «Orbulinarien» noch Tonhäute festzustellen sind, liegt die Vermutung nahe, es handle sich nicht um Seewerkalke, sondern eher um Leimernschichten oder «seewerartige Kalke». Die in den Globotruncanenkalk-Fragmenten festgestellte Faunengesellschaft von *Praeglobotruncana schneegansi* (SIGAL), *Prgltr. renzi* (THALMANN), *Globotruncana sigali* (REICHEL) und *Gltr. lapparenti* BROTZEN ssp. weist auf oberstes Turonian oder unteres Coniacian hin. Die «seewerartigen Kalke» des Sardona-Flysches werden aber noch im Turonian durch «Globotruncanenmergel» mit *Rotalipora turonica* BROTZEN, *R. montsalvensis* MORNOD, *Praeglobotruncana delrioensis* PLUMMER und *Prgltr. helvetica* (BOLLI) abgelöst (R. WEGMANN, 1961: 123), so dass die im Altenoren-Flysch aufgefundenen Globotruncanenkalk-Brocken kaum als «seewerartige Kalke» betrachtet werden können. Das Alter der ältesten Leimernschichten an ihrer Typuslokalität ist nicht mit Sicherheit festzulegen; es sind darin bis jetzt keine Fossilien festgestellt worden, deren Auftreten auf Turonian oder Coniacian beschränkt wäre. Da es jedoch durchaus denkbar ist, dass die Leimernschichten schon im Turonian einsetzen (W. GIGON, 1952: 96; P. SODER, 1949: 76), darf mit der Möglichkeit gerechnet werden, die spärlichen Globotruncanenkalk-Fragmente im Altenoren-Flysch seien Leimernschichten.

Weder die Feldbefunde in der Claridenkette noch die Vergleiche des Altenoren-Flysches mit Wildflysch-Abfolgen im Liegenden und im Hangenden der helvetischen Hauptdecke geben eine klare Antwort auf die Frage nach der Stellung des Altenoren-Flysches. Weisen die lithologischen Vergleiche auch darauf hin, dass die Wildflysch-Linsen in der östlichen Claridenkette am ehesten als verschürfte Reste des gegen Westen zu in seiner Mächtigkeit gewaltig reduzierten jüngeren Abschnittes des Sardona-Flysches gedeutet werden können, so werden doch erst durch Fossilien belegte genauere Altersangaben eine sichere Aussage über die Stellung des Altenoren-Flysches erlauben.

4. SANDSTEIN/DACHSCHIEFER-KOMPLEX

Ablagerungen des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes treten in der östlichen Claridenkette vor allem am Ostfuss des Chamerstockes auf; sie finden sich aber auch am Malor und in geringmächtigen Linsen an der Basis der frühabgeglittenen Schiefer- und Flyschmassen von der Bachrinne zwischen Ahornen und Wangen bis unter die Gletscherzunge des Altenoren-Firnlappens (Taf. 2, 3).

Eine Übersicht über Stratigraphie und Lithologie des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes geben die Ausführungen im «Stratigraphischen Lexikon der Schweiz» (F. FREY & W. LEUPOLD, 1962: Artikel «Altdorfersandstein(e) auctorum», «Altdorfersandstein(e) (im Glarnerland)», «Dachschiefer», «Sandstein/Dachschiefer-Komplex» und «Taveyannaz-Serie»).

Bisher ist vor allem die petrographische Zusammensetzung der grobklastischen Gesteine des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes untersucht worden (W. BRÜCKNER, 1937; L. DUPARC & E. RITTER, 1895; F. DE QUERVAIN, 1928; J. W. SCHROEDER & CH.

DUCLOZ, 1955; G. STYGER, 1961; M. VUAGNAT, 1943, 1945, 1952). Die Bezeichnungen der petrographisch charakterisierten Gesteinstypen sind auf Schichtfolgen übertragen worden, in denen diese Gesteine auftreten. Da aber Schiefer und Sandsteine in wechselnder Menge am Aufbau der Serien beteiligt sind (F. DE QUERVAIN, 1928: 57/62; A. RADOMSKI, 1961: 453/455; B. STUDER, 1853: 113/114), die petrographisch definierten Gesteinstypen zudem nur in einzelnen, vielerorts nicht scharf begrenzten Horizonten auftreten (J. KREBS, 1925: 53; J. OBERHOLZER, 1933: 418; G. STYGER, 1961: 104, 113, 115), muss in den Schichtfolgen des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes zwischen den petrographisch definierten Gesteinsarten und den von Gesteinen verschiedenartiger Zusammensetzung und Korngrösse aufgebauten lithostratigraphischen Serien unterschieden werden.

Der tiefere Abschnitt des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes ist nach den darin vorherrschenden Taveyannazsandsteinen Taveyannaz-Serie genannt worden (H. GÜNZLER-SEIFFERT, 1933: 4). Eine Bezeichnung für die über der Taveyannaz-Serie folgenden Schichtabschnitte kann erst nach vergleichenden Untersuchungen der Flyschserien von Attinghausen, Bürglen und Elm vorgeschlagen werden. Jedenfalls ist es nicht zulässig, für diese Serien Ausdrücke wie etwa «Altdorfersandstein/Dachschiefer-Gruppe» zu verwenden, da sie keineswegs den von ARN. HEIM (1908b: 87) und J. BOUSSAC (1910: 1150; 1912: 371, 375) als «Altdorfer-Sandsteine» beziehungsweise «Grès d'Altdorf» ausgeschiedenen Sandsteinserien der Eggberge und des Gruontales entsprechen (F. FREY & W. LEUPOLD, 1962: Artikel «Altdorfer-Sandstein [sensu ARN. HEIM 1908]», «Altdorfersandstein(e) auctorum» und «Altdorfersandstein(e) (im Glarnerland)»).

a) Taveyannaz-Serie

W. BRÜCKNER (1937: 154/156) und vor allem M. VUAGNAT (1945: 427/428; 1952: 17/40) haben festgestellt, dass sich die petrographische Zusammensetzung der grobklastischen Gesteine der Taveyannaz-Serie vom Liegenden zum Hangenden allmählich ändert. Die dunkelgrünen, zum Teil gesprenkelten, typischen Taveyannazsandsteine (II & III) führen zahlreiche, mitunter stark umgesetzte (Taveyannazsandsteine IIb) Bruchstücke von Hornblende- oder Augit-Andesiten und -Spiliten beziehungsweise stark umgesetzten Andesiten ohne dunkle Gemengteile (Taveyannazsandsteine III). Gegen oben nimmt der Gehalt an Ergussgesteinstrümmern langsam ab; an die Stelle der Andesit-Fragmente treten in den höheren, hellgrünen oder grauen Sandsteinen vorwiegend Albit/Chlorit-Spilite (Taveyannazsandsteine IV).

Die von M. VUAGNAT (1952: 17, 34) eingeführten Begriffe können als beschreibende petrographische Bezeichnungen für die von ihm unterschiedenen Gesteinsarten verwendet werden. Im Falle einzelner, nur stichprobenartiger Beobachtungen kommt diesen Gesteinsarten innerhalb einer Serie kein stratigraphischer Leitwert zu; eine stratigraphische Bedeutung können sie erst in einem durchgehend untersuchten Profil erlangen. Je enger aber in einem Profil die einzelnen Beobachtungen aufeinander folgen, desto weniger deutlich ist eine gesetzmässige Änderung des Komponentenbestandes zu erkennen.

Wo der Zusammenhang der Taveyannaz-Serie mit den darunterliegenden Ahor-

nenschichten erhalten ist (Malor, Tueterus), werden die schwach kalkigen, quarz- und muskovitführenden Sandsteine der Ahornenschichten gegen oben durch Sandsteine vom Typus Taveyannaz III ersetzt. Quarzreiche, meist noch schwach kalkige Sandsteine vom Typus Taveyannaz IV bilden die tiefsten Bänke der Taveyannaz-Serie zwischen Hufenrus und Appengruebrus (M. VUAGNAT, 1952: 68), wo die Taveyannaz-Serie mit messerscharfer, tektonischer Grenze auf Globigerinenschiefern der Tierfehd-Aufwölbung liegt (Taf. 3: Profile 1/2).

Graue, stellenweise ziemlich quarzreiche, andernorts einzelne Trümmer saurer Tiefengesteine führende Sandsteine von der Zusammensetzung eines Taveyannazsandsteins IV bzw. IVb treten auch ausserhalb des engeren Untersuchungsgebietes vielerorts an der Basis der Taveyannaz-Serie auf (J. J. JENNY, 1934: 134; CH. H. MERCANTON, 1963: 6, 60/63, 70; W. STAUB, 1911a: 47; G. STYGER, 1961: 114; M. VUAGNAT, 1952: 78; 1958: 137). Die im Wechsel mit feinsandigen bis siltigen Schiefern stehenden Gesteine können mit den Sandsteinen der Ahornenschichten verglichen werden (S. 96/97).

G. STYGER (1961: 104, 115) hat festgestellt, dass in der Hausstockgruppe Sandsteine vom Typus Taveyannaz IV auch mitten in der Abfolge der eigentlichen Taveyannazsandsteine (II & III) auftreten können. Entsprechende Verhältnisse liegen am Ostfusse des Chamerstocks vor, wo in den waldbestandenen, nur schwer zugänglichen Flühen am Girenhorn, am Bogglauihorn und südlich der Appengruebrus in verfaltete Abfolgen von Dachschiefern und grünen, typischen Taveyannazsandsteinen (IIb & III) einzelne Bänke, stellenweise auch ganze Bankgruppen nur schwach grünlicher oder grauer Sandsteine von der Zusammensetzung eines Taveyannazsandsteins IV normalstratigraphisch eingeschaltet sind. Einzelne Sandsteinlagen bestehen nicht einmal mehr zur Hälfte aus Ergussgesteinstrümmern, so dass die Gesteine nach dem Vorschlag M. VUAGNATS (1952: 40) nicht mehr als Taveyannazsandsteine zu bezeichnen wären.

Die Intensität der Färbung gibt wohl einen Hinweis auf den Gehalt an Effusivgesteinsfragmenten; weder Farbe noch Sprenkelung können jedoch als zuverlässige Unterscheidungsmerkmale der verschiedenen Sandsteinarten gelten.

Sind auch nicht alle Sandsteine mit zersetzten Gesteinstrümmern und neugebildeten Mineralien gesprenkelt, so scheint die Sprenkelung doch auf diese Gesteinsarten (Taveyannazsandsteine IIb & III) beschränkt zu sein (M. VUAGNAT, 1952: 19).

Dunkelgrüne Sandsteine führen stellenweise beinahe keine Andesitfragmente, sondern fast ausschliesslich, aber in grosser Zahl (70—80%) Albit/Chlorit-Spilit-Trümmer. Trotzdem sie eigentlich die Zusammensetzung eines Taveyannazsandsteins IV aufweisen, dürfen sie als durchaus typische Taveyannazsandsteine betrachtet werden.

Wie stark die Intensität der Färbung von der Verwitterung abhängt, ist namentlich dort gut zu erkennen, wo die gleiche Gesteinsfolge an der Oberfläche und in einem Stollen beobachtet werden kann. Mikroskopisch einander entsprechende Gesteine von der Zusammensetzung eines Taveyannazsandsteins III etwa können an der Oberfläche tiefgrün, untertags jedoch nur schwach grünlichgrau sein.

Dachschieferschmitzen sind in den meisten Sandsteinen der Taveyannaz-Serie festzustellen, in grösserer Zahl vor allem in den tieferen Sandsteinlagen. Ausser Dachschieferschmitzen finden sich in Blöcken eines grobkörnigen Taveyannazsandsteins,

die von der Rippe zwischen Chnürus und Stegerus abgestürzt sind, bis 40 cm grosse, knapp kantengerundete Brocken eines feinkörnigen, schwach siltigen bis feinsandigen Globigerinenkalkes. Die Herkunft der splittrig brechenden, blauschwarzen Gesteine bleibt fraglich. Auffällig ist jedenfalls, dass sie nicht etwa in einem Geröllhorizont, sondern als einzelne gröbere Fragmente in einem Sandstein auftreten.

*

Vergleichende Untersuchungen in der Claridenkette und in der Hausstockgruppe haben ergeben, dass eine Wechsellagerung von eigentlichen Taveyannazsandsteinen (II & III) und grauen oder grünlichen Sandsteinen vom Typus Taveyannaz IV nicht überall, sondern nur in bestimmten Serien auftritt.

Eine Auftrennung der typischen Taveyannazsandsteine in zwei sogenannte «Taveyannazhorizonte» konnte G. STYGER (1961: 103/104, 107, 115/116) im mittleren und nördlichen Teil der Vorstegstock-Scholle vornehmen. Durchaus vergleichbare Verhältnisse liegen westlich der Linth zwischen dem Bogglauihorn und der Appengruebrus vor. Die von eigentlichen Taveyannazsandsteinen aufgebauten Schichtstösse verlieren sowohl in der Vorstegstock-Scholle wie auch am Chamerstock-Ostfuss gegen Norden hin zusehends an Mächtigkeit.

Im Südteil der Vorstegstock-Scholle (G. STYGER, 1961: 108/109; M. VUAGNAT, 1952: 68), in der nur von geringmächtigen Dachschieferlagen durchzogenen, höheren Taveyannazsandsteinfluh unter der Wisswand, in den etwas verrutschten Sandsteinmassen des Bärenbodenwaldes, in der Taveyannaz-Platte am Malor wie auch am düster anwitternden Felsklotz des Gletscherchopfes im oberen Walenbachtal (Taf. 3: Profile 4/11) hingegen wiegen Sandsteine der Typen II und III vor.

Demgegenüber sind in der Taveyannaz-Serie der Hausstock-Scholle zur Hauptsache Taveyannazsandsteine IV festzustellen (G. STYGER, 1961: 111; M. VUAGNAT, 1952: 68); nur gerade die mächtigen Einzelbänke, welche die Gipfelpartien des Hintersulzhorns und des Nüschenstocks (F. DE QUERVAIN, 1928: 59; G. STYGER, 1961: 111) aufbauen und den oberen Abschluss der Taveyannaz-Serie der Hausstock-Scholle bilden, weisen die Zusammensetzung eines Taveyannazsandsteins IIb auf.

In der östlichen Claridenkette und in der Hausstockgruppe ist die Verbreitung der verschiedenen Taveyannazsandsteinarten offensichtlich eng mit dem Schichtungscharakter der Taveyannaz-Serie, der Lagerungsform (F. DE QUERVAIN, 1928: 57/62), verknüpft. Es können durch Übergänge miteinander verbundene Zonen[38] gleichen oder ähnlichen Schichtungscharakters und gleicher oder ähnlicher Zusammensetzung der grobklastischen Sedimente unterschieden werden.

(a) Wo mächtige, zum Teil über 5 m dicke Taveyannazsandsteinbänke durch nur dünne Dachschieferlagen voneinander getrennt sind, finden sich fast ausschliesslich Sandsteine der Typen II und III (Gletscherchopf, Malor, höhere Taveyannaz-Schuppen am Chamerstock).

[38] Die hier unterschiedenen faziellen Entwicklungen gehören nach der von F. DE QUERVAIN vorgenommenen Einteilung ihrem Schichtungscharakter nach noch alle dem Typ Glarus an, stellen aber teilweise Übergangsformen zum Typ Kiental dar (A. RADOMSKI, 1961: 453/55).

In den Sandsteinbänken ist meist keine Sortierung zu erkennen; Marken auf den Schichtunterflächen sind sehr selten. Das Verhältnis von Sandsteinen zu Schiefern (SdShR) ist meist grösser als 20, beträgt stellenweise aber weit über 100.

(b) Nehmen die Schiefereinschaltungen an Mächtigkeit und Zahl zu, so treten innerhalb der grobbankigen Taveyannazsandsteine einzelne dünnere Lagen von Sandsteinen auf, die vorwiegend noch den Komponentenbestand eines Taveyannazsandsteins III aufweisen, jedoch verhältnismässig wenig (zum Teil unter 50%) Gesteinstrümmer führen (Südliche Claridenhörner, Türlirus bis Girenhorn, Südteil der Vorstegstock-Scholle).

Die dünnen Sandsteinlagen zeigen ein deutliches graded bedding. Die dickeren Sandsteinbänke bestehen vielfach aus zwei oder mehreren, unvollständigen Kleinzyklen; in den mächtigen, massigen Sandsteinbänken jedoch ist keine Sortierung zu erkennen. Auf den Unterflächen der dünnen Sandsteinlagen finden sich einzelne Strömungsmarken. Die SdShR beträgt meist 5—10.

(c) Bei einer weiteren Zunahme der Schieferlagen schalten sich in die eigentlichen Taveyannazsandsteine Lagen und dünnere Bänke von der Zusammensetzung eines Taveyannazsandsteins IV ein (Clariden-Südgrat, Westrand des alten Zungenbeckens des Altenoren-Firnlappens, Bogglauihorn, Appengruebrus, mittlerer und nördlicher Abschnitt der Vorstegstock-Scholle).

Die Sandsteinlagen sind meist vertikalsortiert; Strömungsmarken sind nicht häufig, fehlen aber selten. Die SdShR schwankt zwischen 3 und 7.

(d) Besteht die Taveyannaz-Serie aus einer vielfachen, nahezu regelmässigen Wechsellagerung vorwiegend geringmächtiger Sandsteinbänke und Schieferlagen, so herrschen Taveyannazsandsteine IV vor. Nur einzelne, auffallend mächtige Bänke werden noch von typischen Taveyannazsandsteinen (II & III) aufgebaut (Nüschenstock, Hintersulzhorn).

Mit Ausnahme der mächtigen Einzelbänke sind die Sandsteinlagen gut vertikalsortiert; Marken sind häufig. Die SdShR ist meist etwas grösser als 1, bleibt jedoch unter 2.5.

Mancherorts ist die Taveyannaz-Serie nicht in ihrem ganzen Umfang in der gleichen Lagerungsform entwickelt. Der aus den Ahornenschichten hervorgehende tiefere Abschnitt der Taveyannaz-Platte am Malor ist gut gebankt. Gegen oben nimmt die Mächtigkeit der einzelnen Sandsteinbänke rasch zu; eine Sortierung ist kaum mehr zu erkennen. Die Schieferlagen werden zusehends dünner. Der Hauptteil der Taveyannaz-Serie am Malor ist in der unter (a) angeführten Art entwickelt.

Die Taveyannaz-Serie der Muttenstock-Elemente in der südlichen Hausstockgruppe scheint zunächst in keine der eben beschriebenen Zonen eingeordnet werden zu können. Sowohl die grobgebankten, von nur dünnen Dachschieferlagen durchzogenen Sandsteine am Muttenstock, am Crap Ner und in der Unterlage des Piz Fluaz (G. STYGER, 1961: 112/113, 116; M. VUAGNAT, 1952: 68) wie auch die Sandsteine der gutgebankten Abfolge der Panixerpass-Platte (R. WEGMANN, 1961: 47) sind fast ausschliesslich Taveyannazsandsteine vom Typus IV. Während die Taveyannaz-Serie der Panixerpass-Platte der Zone (d) angehört, sind die weiter westlich gelegenen

Taveyannaz-Abfolgen der Muttenstock-Elemente ihrer Lagerungsform nach mit Ablagerungen aus den Zonen (a) — Crap Ner — bzw. (b) — Fil dil Fluaz — zu vergleichen. Ihre Gesteine, wiewohl vorwiegend von der Zusammensetzung eines Taveyannazsandsteins IV (mit Übergängen zu Taveyannazsandstein III, M. VUAGNAT, 1952: 68), sind typische, zum Teil gesprenkelte, ergussgesteinstrümmerreiche Taveyannazsandsteine (cf. S. 116).

Die Entwicklung von (a) nach (c), die sich in den Elementen der östlichen Claridenkette in ungefähr südwestlich/nordöstlicher Richtung abzeichnet, findet in den südlichsten Taveyannaz-Elementen der Hausstockgruppe von WSW nach ENE statt. Da die Horizonte mit eigentlichen Taveyannazsandsteinen am Chamerstock-Ostfuss und in der Vorstegstock-Scholle gegen Norden hin dünner werden (S. 117), ist es recht wahrscheinlich, dass die Zone (d) einmal aussen an die Zone (c) angeschlossen hat[39].

Mit der Veränderung des Schichtungscharakters ist eine Veränderung der Mächtigkeit verbunden. Von (a) nach (b) nimmt die Mächtigkeit allmählich zu, wird gegen (c) hin ziemlich rasch grösser, scheint einen Höchstwert (in den Elementen der östlichen Claridenkette und der Hausstockgruppe 120—150 m) zu erreichen und nimmt gegen (d) zu langsam wieder ab.

Eine ähnliche Faziesabfolge wie in den Elementen der östlichen Claridenkette und der Hausstockgruppe ist in den von W. BRÜCKNER stets als Glieder einer einheitlichen Schichtfolge betrachteten Taveyannaz-Platten des oberen Schächentales zu erkennen (W. BRÜCKNER, 1937: 152/153; 1943: 3/4, Taf. 2: Profile 2/3; 1952: 23; F. DE QUERVAIN, 1928: 66; M. VUAGNAT, 1952: 65/66). Das tiefere Taveyannaz-Element an den Südgräten der beiden Scherhörner entspricht in seinem Schichtungscharakter und seiner petrographischen Zusammensetzung Ablagerungen aus dem Grenzbereich der Zonen (a) und (b). Der sogenannte «Mittlere Taveyannazsandstein» ist Abfolgen aus der Zone (b) zu vergleichen. Der «Obere Taveyannazsandstein» zeigt eine Auftrennung der dickbankigen, typischen Taveyannazsandsteine durch feingebankte, vorwiegend graue Sandsteine von der Zusammensetzung eines Taveyannazsandsteins IV wie sie zum Beispiel beidseits des Hinter-Sulz, im mittleren Abschnitt der Vorstegstock-Scholle, festzustellen ist (G. STYGER, 1961: 103/104).

*

Bereits B. STUDER (1853: 113/114) und F. DE QUERVAIN (1928: 57/68) haben darauf hingewiesen, dass die Taveyannaz-Serie längs des Alpenstreichens einer gerichteten faziellen Veränderung unterworfen ist. Im Berner Oberland wird die ganze Serie vielfach «von fast einheitlich massigem Sandstein eingenommen» (Typ Kiental). Gegen Osten aber entwickelt sich eine «ständige Wechsellagerung von Sandsteinbänken und Schieferlagen» (Typ Glarus). A. RADOMSKI (1961: 451/455, Fig. 2) hat diese Faziesveränderung mit der Annahme erklärt, der Schieferanteil der vorwiegend klastischen Serie nehme mit der Entfernung vom Schüttungszentrum zu. Im Gegensatz

[39] Die Verknüpfung der Zonen (c) und (d) dürfte die von G. STYGER (1961: 113) gehegte, jedoch nicht klar zum Ausdruck gebrachte Vermutung bestätigen, die Taveyannaz-Serie der tieferen Hausstock-Scholle sei externerer Herkunft als jene der darüberliegenden Vorstegstock-Scholle (cf. A. RADOMSKI, 1961: 454).

zur grobbankigen Sandsteinserie vom Typ Kiental kann die Taveyannaz-Serie vom Typ Glarus als eigentlicher Flysch betrachtet werden.

Wo die Taveyannaz-Serie typischen Flyschcharakter aufweist, sind die Sandsteinbänke vertikalsortiert. Auf den Schichtunterflächen sind Strömungsmarken festzustellen. Die Dachschiefer zeigen vielfach ein deutliches graded bedding; der höhere Teil der einzelnen Laminae ist parallelgeschichtet, schräggeschichtet oder fein verfältelt.

Übersichtsmässige Untersuchungen haben ergeben, dass die Taveyannaz-Serie im hinteren Glarnerland durch ungefähr WSW/ENE-fliessende Strömungen abgelagert worden ist (A. RADOMSKI, 1961). Mit diesem Ergebnis steht die fazielle Veränderung der Taveyannaz-Serie in Einklang.

In Flyschserien vom Typ Glarus können die Marken einer einzelnen Sandsteinbank bis um gut 40° voneinander abweichen, sind jedoch meist deutlich um eine bevorzugte Richtung geschart. In aufeinanderfolgenden Sandsteinbänken ist eine ähnliche oder gleiche Anordnung der Marken festzustellen (Nüschenstock, Hintersulzhorn).

In Serien, die noch nicht die feine Wechsellagerung vom Typ Glarus aufweisen, können die Marken einer einzelnen Sandsteinbank durchaus in fast der gleichen Richtung angeordnet sein; die bevorzugte Richtung kann jedoch von einer Sandsteinbank zur andern beträchtlich ändern. Unter dem Altenoren-Firnlappen und am Malor sind die Marken der tiefsten Bänke in SSW/NNE-licher Richtung angeordnet. In den höheren Sandsteinlagen hingegen verlaufen die bevorzugten Richtungen SW/NE (unter dem Altenoren-Firnlappen) bis WSW/ENE (Malor, Tueterus, Appengruebrus). Wo solche Änderungen der bevorzugten Richtung von einer Sandsteinbank zur andern oder innerhalb einer verhältnismässig geringmächtigen Serie vorliegen, steht es wohl ausser Zweifel, dass es nicht zulässig ist, einen Mittelwert mehrerer Messungen aus verschiedenen Sandsteinbänken als «mittlere Richtung» zu deuten (S. DZULYNSKI, 1963: 118).

*

Bei einer Verbindung petrographischer und sedimentologischer Untersuchungen in der Taveyannaz-Serie haben sich einige Anhaltspunkte ergeben, die bei einem Versuch einer Faziesabwicklung und einer Deutung der Bauelemente des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes nicht ausser acht gelassen werden dürfen. Bevor jedoch ein klares Bild der Tektonik und der Herkunft der Sandstein- und Dachschiefermassen entworfen werden kann, müssen noch zahlreiche Einzelbeobachtungen und regionale Vergleiche erfolgen[40].

---

[40] Es kann in diesem Zusammenhang darauf hingewiesen werden, dass in der Diableretsgruppe die Mächtigkeit der typischen Taveyannazsandsteine (II & III) von den höheren zu den tieferen Taveyannaz-Falten abnimmt, jene der Sandsteine vom Typus Taveyannaz IV jedoch zunimmt (CH. H. MERCANTON, 1963: 70). Vergleiche mit den Aufnahmen im hinteren Glarnerland zeigen, dass diese Beobachtungen wohl kaum nur mit der Annahme zu erklären sind, es stellten sich gegen den Aussenrand des Sedimentationsbeckens hin immer jüngere Sandsteinarten ein (CH. H. MERCANTON, 1963: 70; M. VUAGNAT, 1952: 91/92), da Sandsteine vom Typus Taveyannaz IV seitlich aus typischen Taveyannazsandsteinen hervorgehen können.

b) Jüngere Abschnitte des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes am Nordostfuss des Chamerstockes

Wird auch seit ARN. ESCHER (in B. STUDER, 1853: 180) allgemein angenommen, die Taveyannaz-Serie gehe gegen oben in jüngere Flyschsandsteine über (W. BRÜCKNER, 1937: 151, 155; 1946b: 63; L. DUPARC & E. RITTER, 1895: 445, 553; ARN. HEIM, 1908b: 84/85; J. J. JENNY, 1934: 134; F. DE QUERVAIN, 1928: 67; W. STAUB, 1911a: 49/50), so haben doch neuere Untersuchungen gezeigt, dass ein solcher Übergang an den meisten Orten nur vermutet werden kann (M. VUAGNAT, 1952: 66, 76), da die jüngeren Abschnitte des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes von ihrer Unterlage zumeist tektonisch getrennt sind. Lediglich im hinteren Glarnerland ist stellenweise der normalstratigraphische Verband erhalten geblieben (F. DE QUERVAIN, 1928: 66; G. STYGER, 1961: 113/114; M. VUAGNAT, 1952: 68/69).

Am Chamerstock-Nordostfuss stellt sich im Hangenden der höchsten Sandsteinbänke von der Zusammensetzung eines Taveyannazsandsteins III eine 80—100 m mächtige Abfolge grünlichgrauer bis dunkelgrauer, glimmerführender Sandsteine und vorwiegend spröder Dachschiefer ein (Hufenrus, Chilchenrus, Appengruebrus, Bärengüetlirus, Fätschlirus, Fätschli). Schiefer und Sandsteine wechseln in meist 10—40 cm dicken Lagen miteinander ab; nur im unteren Teil der Abfolge tritt eine Gruppe mächtigerer Sandsteinbänke auf.

Die Sandsteine sind meist deutlich vertikalsortiert; die SdShR schwankt zwischen 1 und 3. In die Schiefer/Sandstein-Wechsellagerung schalten sich einzelne, bis gut 10 m mächtige, von dünnen Sandschnüren durchzogene Dachschieferbänder ein. Die Sandsteine führen 10—40% Trümmer vulkanischer Gesteine (vorwiegend Albit/Chlorit-Spilite, einzelne felsitische Andesite) und könnten als komponentenarme Taveyannazsandsteine IV bezeichnet werden. Gegen oben werden die dunkelgrauen Sandsteine durch etwas hellere, mausgraue, meist schwach kalkige und zuweilen recht mürbe Sandsteine ersetzt. Erst in den obersten Sandsteinbänken unter der Grenzfläche gegen die Globigerinenschiefer und die stellenweise von konglomeratischen Lagen durchsetzten Malorschichten (Taf. 3: Profile 1/2) sind am Bogglauihorn, in der Appengruebrus und über dem Bärengüetli wieder vermehrt Trümmer basischer Ergussgesteine (30—70%) festzustellen. Neben Albit/Chlorit-Spiliten und Andesiten felsitischer Struktur treten in diesen Sandsteinen auch einzelne der für die Grès du Val d'Illiez (M. VUAGNAT, 1943: 362/366; 1945: 428/429; 1952: 20/35) typischen Diabase divergent-intersertaler und arboreszenter Struktur auf. Bruchstücke von Sedimenten (feinkörnige Kalke, Sandkalke, Kalksandsteine und kieselige Kalke) sind selten.

Auf den Unterflächen der Sandsteinlagen sind vielerorts Marken zu finden. Schleppmarken (drag casts) überwiegen Zapfenmarken (flute casts). Die ermittelten Strömungsrichtungen verlaufen SW/NE bis WSW/ENE. In den Galerien der Klausenstrasse hat A. RADOMSKI (1961: 455: Fig. 3) auch in NW/SE-licher Richtung angeordnete Marken festgestellt[41].

[41] Ganz allgemein weisen die Strömungsmarken der Flyschserien im Hangenden der Taveyannaz-Serie im Schächental (Bürglen, Brügg) und im hinteren Glarnerland (Chamerstock, hinteres Durnachtal) auf SW/NE- bis West/Ost-gerichtete Strömungen hin. Es liegt vorderhand kein Anlass dazu

Südlich des Fätschbaches wird die durch einzelne mächtigere Dachschieferbänder gegliederte Wechsellagerung vorwiegend feinkörniger Sandsteine und spröder Dachschiefer von Schiefer- und Flyschbildungen des Blattengrat-Komplexes überlagert. Ein höherer Schichtabschnitt findet sich erst in den verfalteten und verschuppten Gesteinsfolgen unter den Fruttbergen und unter der Gängliwand.

Am Hungerstalden, westlich über dem Strassenstück zwischen den beiden Galerien der Klausenstrasse, stellt sich im Hangenden eines gut 20 m mächtigen Dachschieferbandes mit nur einzelnen, etwas zerrissenen Lagen fast schwarzer, vorwiegend feinkörniger Sandsteine eine in 30—50 cm dicke Bänke gegliederte, von dünnen Dachschieferlagen durchsetzte Sandsteinserie ein. Im Bruche dunkelgraue bis fast schwarze, grobkörnige Sandsteine mit mehr als mm-grossen Milchquarzkörnern stehen im Wechsel mit etwas mürberen, grünlich/bräunlichen Sandsteinen. Ähnliche Sandsteinfolgen bauen die Köpfe über der Zentrale des Fätschbachwerkes auf; sie finden sich auch in den Hängen unter der Gängliwand wieder.

In diesen Sandsteinen treten ausser Quarz (20—25%) und Dachschieferschmitzen Ergussgesteinstrümmer (50—60%, Albit/Chlorit-Spilite sowie Diabase feinintersertaler und arboreszenter Struktur), Chloritfetzen, einzelne Fragmente saurer Tiefengesteine und feinkörniger Sandkalke sowie Bruchstücke von Nummuliten und Lithothamnien auf.

Die gut gebankten, grobkörnigen Sandsteine sind in den Hängen unter den Fruttbergen das höchste Schichtglied des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes. Ihre Mächtigkeit kann nicht mit Sicherheit angegeben werden, muss aber mindestens 20 m betragen.

*

Auf der rechten Seite des hinteren Linthtales hat unlängst G. STYGER (1961: 118/120) versucht, die höheren Anteile des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes lithologisch aufzugliedern. Da sich die ersten mächtigeren Dachschieferbänder meist nur wenig über den höchsten Bänken der eigentlichen Taveyannazsandsteine (II & III) einstellen, hat G. STYGER (1961: 98, 106, 113/114, 118/119) die Obergrenze der Taveyannaz-Serie dort gezogen, wo die typischen Taveyannazsandsteine aussetzen[42]. Zwar treten auch noch im darüberfolgenden «Untersten Dachschieferband» dunkelgraue Sandsteine von der Zusammensetzung eines Taveyannazsandsteins IV auf. Ihr Gehalt an Ergussgesteinstrümmern liegt jedoch zum Teil bereits deutlich unter 50%.

Beide im Unterbau des Chamerstockes feststellbaren Schichtfolgen im Dache der Taveyannaz-Serie sind in die von G. STYGER (1961: 118/119) «Unterstes Dachschiefer-

---

vor, auf eine fächerartige Schüttung der jüngeren Flyschsandsteine zu schliessen. Die Messungen A. RADOMSKIS (1961: 455/56, Fig. 3/4), die auf nord- oder nordwestgerichteten Transport hindeuten (Gibelstöck, Steinbruch von Seedorf), stammen nicht aus Abfolgen, die den Flyschserien von Attinghausen, Bürglen und Elm entsprechen, sondern aus höheren Sandsteinserien (Seedorf/Gruontal).

[42] Da die von M. VUAGNAT (1952: 38) vorgenommene petrographische Unterscheidung von Grès de Taveyannaz und Grès du Val d'Illiez im Handstück nicht ohne weiteres möglich ist, die Grenze Grès de Taveyannaz/Grès du Val d'Illiez aber weder am Chamerstock noch im hinteren Durnachtal mit einer im Felde erkennbaren Grenze zusammenfällt, ist der von G. STYGER vorgeschlagenen Grenzziehung der Vorzug zu geben.

band» genannte Schiefer/Sandstein-Serie einzuordnen, die in der Nordostflanke des Vorstegstocks und nördlich der Mättlenrus Mächtigkeiten (80—110 m) erreicht (G. STYGER, 1961: 104/105), die jenen am Chamerstock-Nordostfuss durchaus vergleichbar sind[43]. Diese Sandstein/Schiefer-Abfolge liegt nach den bisherigen, vorläufigen Untersuchungen tiefer als die Sandstein/Schiefer-Serien der Diesbachfälle (G. STYGER, 1961: 119/120), der Plattenberg-Masse südlich von Elm (R. WEGMANN, 1961: 39) und der tiefsten Hänge auf der rechten Seite des unteren Schächentales (Bürglen, Brügg), deren Sandsteine die Zusammensetzung eines Grès du Val d'Illiez aufweisen.

Lithologie und Stratigraphie der jüngeren Abschnitte des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes sind noch zu wenig bekannt, als dass schon einzelne Schichtglieder ausgeschieden und benannt werden könnten. Erst vergleichende Untersuchungen in den Flyschgebieten des unteren Schächentales, des hinteren Durnachtales und des Sernftales werden eine stratigraphische Gliederung der jüngeren Flyschmassen des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes erlauben.

D. Zur Frage der Einordnung der frühabgeglittenen Schiefer- und Flyschbildungen der östlichen Claridenkette

Da eine stratigraphische Verbindung von Nummulitenschichten aus dem nordwestlichen Abschnitt der «Zone der Einsiedler-Kalke» mit der Taveyannaz-Serie anzunehmen ist, müssen wir auf die bereits aufgeworfene Frage nach der Herkunft der Hauptmasse der Schieferserien am Ostende der Claridenkette zurückkommen.

Den Versuchen R. STAUBS (1954: 24/25, 91, 97, 103/109, 157; 1961: 338/348), die Elemente des Blattengrat-Komplexes aus einem sehr nördlichen Abschnitt des helvetischen Faziesraumes herzuleiten, ist bisher stets und mit Recht entgegengehalten worden, die Nummulitenschichten des Blattengrat-Komplexes entsprächen bis in stratigraphische Einzelheiten jenen der Einsiedler-Schuppenzonen (W. RÜEFLI, 1959: 38; R. WEGMANN, 1961: 100, 226). Ob aber die Tatsache, dass sich die einzelnen isopischen Zonen offensichtlich unmittelbar von den Einsiedler-Schuppenzonen in die Elemente des Blattengrat-Komplexes fortsetzen (W. LEUPOLD, 1943: 276/278; W. RÜEFLI, 1959: 78/79; R. WEGMANN, 1961: 100, 233), für die Annahme einer südhelvetischen Herkunft des Blattengrat-Komplexes, das heisst einer Herkunft vom Rücken der Drusberg/Churfirsten-Decke, genügt, ist nie abgeklärt worden.

Der Blattengrat-Raum hat ursprünglich nicht südlich (W. LEUPOLD, 1943: 277/278), sondern östlich oder gar nordöstlich an den Einsiedler-Raum angeschlossen (W. RÜEFLI, 1959: 78/81, 183; R. WEGMANN, 1961: 225/226, 238/239 Anm. 1). Da die

[43] Die von G. STYGER (1961: 118/19) eingeführte Bezeichnung «Unterstes Dachschieferband (mit Bänken des basalen Altdorfersandsteins)» möchten wir allerdings aus zwei Gründen nicht übernehmen. Einerseits dürfen die Sandsteine nicht «Altdorfersandsteine» genannt werden (cf. S. 115). Zudem erweckt der Ausdruck «Dachschieferband» den Eindruck, es liege eine fast ausschliesslich von Dachschiefern aufgebaute Schichtfolge vor. Die SdShR beträgt aber auf das ganze Schichtglied bezogen 0.7—0.8 (in den sandsteinreichen Abschnitten 1—4).

Tertiärisopen im Blattengrat-Komplex SSW/NNE bis fast SW/NE, das heisst schief zur alpinen Streichrichtung verlaufen (W. RÜEFLI, 1959: 79, 83: Fig. 8; R. WEGMANN, 1961: 190/191: Fig. 32, 238/239 Anm. 1), kann es keinem Zweifel unterliegen, dass Ablagerungen des gleichen Faziesstreifens im Blattengrat-Komplex nördlicherer Herkunft sein müssen als in den Einsiedler-Schuppenzonen. Während die südhelvetische Abstammung der Nummulitenschichten aus der «Zone der Einsiedler-Kalke» kaum je in Frage gestellt worden ist, hat schon W. LEUPOLD (1943: 278) angedeutet, die von den Einsiedler-Kalken nur durch den schmalen Ablagerungsstreifen der Gallensis-Kalke getrennte «Zone der Gallensis-Grünsande» verlaufe im östlichsten Helvetikum bereits durch die höheren parautochthonen Elemente. Zweifel an der ausschliesslich südhelvetischen Abstammung der Einsiedler-Kalke des östlichen Helvetikums sind deshalb nicht grundlos.

*

Um die Stellung irgendwelcher Nummulitenbildungen im Faziesquerprofil festzulegen, dürfen wegen des schiefen Isopenverlaufes nicht wahlweise Tatsachen aus östlicher und westlicher gelegenen Gebieten gegeneinander abgewogen werden; vielmehr sollten nach Möglichkeit Beobachtungen längs einzelner Piptusen[44] vorliegen. Unerlässliche Voraussetzung dafür aber ist, dass Einschub- bzw. Gleitrichtungen der einzelnen tektonischen Elemente bekannt sind.

Die Schuppen- und Faltenstrukturen des Blattengrat-Komplexes (W. BISIG, 1957: 78; W. RÜEFLI, 1959: 82: Fig. 7, Taf. I, II; R. WEGMANN, 1961: 228) dürften kaum erst beim Vorschub der helvetischen Hauptdecke, sondern mindestens teilweise schon beim frühzeitigen Vorgleiten des Blattengrat-Komplexes entstanden sein. Mit ihrer Streichrichtung lässt sich die Annahme R. HERBS (1962: 58) kaum vereinbaren, der Blattengrat-Komplex sei in fast nördlicher Richtung vorgeglitten. Diese Annahme kann auch durch den Vergleich der Lage des Blattengrat-Komplexes gegenüber den nur wenig von ihrer Unterlage abgeglittenen Oberkreide/Alttertiär-Serien auf dem Deckenrücken (Einsiedeln, Wildhaus) nicht gestützt werden. Im hinteren Sernftal und im Weisstannental darf kaum mehr mit dem normalhelvetischen Streichen (N 65—70° E) gerechnet werden, da nicht nur die Strukturen der frühabgeglittenen Schiefer- und Flyschbildungen, sondern auch jene der helvetischen Hauptdecke und ihrer frontalen Abspaltungen deutlich gegen Nordosten abgedreht sind (P. ARBENZ, 1913: 30/31: Taf. I; 1934: Taf. I; R. STAUB, 1954: 151; 1961: 376/377: Abb. 9). Die Gleitrichtung des Blattengrat-Komplexes dürfte daher nur wenig von der späteren Einschubrichtung der helvetischen Hauptdecke abweichen (R. WEGMANN, 1961: 228/229).

*

Zur Untersuchung der Stellung der Nummulitenschichten sind im ostglarnerischen Abschnitt ungefähr N 130° E laufende Querprofile zu wählen. Genügend gesicherte

---

[44] Als Piptuse hat ARN. HEIM (1908b: 172) die Richtung der raschesten Faziesveränderung bzw. den Gradienten der Isopen bezeichnet.

Angaben liegen im Querschnitt (a) Blattengrat–Flimserstein sowie gut 12 km weiter im Nordosten, im Querprofil (b) Amden–Weisstannen–Calanda, vor.

(a) Die tiefsten Elemente des Blattengrat-Komplexes am Blattengrat selber dürften vom Aussenrand der «Zone der Einsiedler-Kalke» stammen (R. WEGMANN, 1961: 213/214).

Der südlich von Elm zwischen den Sardona-Flysch und die helvetische Hauptdecke beziehungsweise die geringmächtigen subhelvetischen Elemente eingeschaltete sogenannte «Flysch von Martinsmad» kann als abgescherte Sedimenthülle der höchsten parahelvetischen Calanda-Decken beziehungsweise ihrer Äquivalente am Flimserstein betrachtet werden (W. LEUPOLD, 1943: 258; R. WEGMANN, 1961: 34/35, 212; L. WYSSLING, 1950: Taf. 1, 3: Profile 1/5). Die Nummulitenschichten des «Flysches von Martinsmad» und der etwas verschürften Serien von Segnas Sura und der Fuorcla Raschiglius stammen aus der «Zone der mehrfachen Grünsande» beziehungsweise der «Zone der Grenzgrünsande», mithin aus dem gleichen Ablagerungsstreifen wie die Nummulitenschichten der nördlichen Mürtschen-Decke zwischen Filzbach und Habergschwend (J. OBERHOLZER, 1933: 407/408, Taf. 23: Fig. 5; J. SCHUMACHER, 1948: 83).

In der Mürtschen-Decke dürfte der Südrand der «Zone der mehrfachen Grünsande» vorliegen, da am Kerenzerberg bereits Gallensis-Grünsande auftreten (R. HERB, 1962: 50, 57; W. LEUPOLD in J. SCHUMACHER, 1948: 83).

(b) Im östlichen Weisstannental sind im Blattengrat-Komplex südöstlichere Faziesstreifen zu erkennen als im Sernftal (W. RÜEFLI, 1959: 23/61; R. WEGMANN, 1961: 228). Schon die Nummulitenschichten ausgangs der Val Lavtina (Marchstein, Tristelrus) zeigen eine südöstlichere Ausbildung als selbst die Nummulitenkalke des höchsten Elementes am Blattengrat. Die Nummulitenschichten der hinteren Val Lavtina gehören zu der südöstlich an die «Einsiedler-Kalke» anschliessenden «Zone der Badöni-Sandsteine» (W. LEUPOLD, 1937: 7/9; W. RÜEFLI, 1959: 39/56, 83: Fig. 8, 182: Fig. 18).

In der Stelli-Mulde zwischen der Oberen und der Unteren Calanda-Decke sind Gallensis-Grünsande zu finden (W. LEUPOLD, 1942; 1943: 278).

In der Fliegenspitz-Mulde bei Amden sind nur kleine Ausschnitte aus einem schon recht südlichen Teil der «Zone der Einsiedler-Kalke» erhalten (R. HERB, 1962: 58/59). Wie W. LEUPOLD (1943: 273) hat auch R. HERB angenommen, der Fliegenspitz-Komplex sei über eine verhältnismässig nur kurze Strecke, vom Rücken der westlichen Churfirsten-Decke her, in seine heutige Lage vorgerückt.

Ein Vergleich der beiden Querprofile gestattet zwei Aussagen:

1. Die Begrenzungen der Gleitmasse des Blattengrat-Komplexes verlaufen schief zu den Isopen (R. WEGMANN, 1961: 228/229), dürften aber vom osthelvetischen Streichen kaum viel abweichen. Diese Tatsache bestätigt die Annahme, dass der Blattengrat-Komplex in fast der gleichen Richtung vorbewegt worden ist wie später die helvetische Hauptdecke.
2. Die fehlenden Ablagerungsstreifen zwischen den in der helvetischen Hauptdecke beziehungsweise in den parautochthonen Elementen und den im Blattengrat-

Komplex vertretenen Nummulitenschichten können mit einiger Sicherheit abgeschätzt werden.

Im Querprofil (a) dürften sich nach den heutigen Kenntnissen zwischen die «mehrfachen Grünsande» der Mürtschen-Decke und die «Einsiedler-Kalke» am Blattengrat nur gerade noch die beiden verhältnismässig schmalen, zusammen kaum mehr als 4—5 km breiten Ablagerungsstreifen der «Gallensis-Grünsande» und der «Gallensis-Kalke» einschalten.

Ein gut doppelt so breiter Abschnitt des Ablagerungsraumes (10—12 km) ist im Querprofil (b) der Beobachtung entzogen, da zwischen den Gallensis-Grünsanden der Stelli-Mulde und den Nummulitenkalken der vorderen Val Lavtina die «Zone der Gallensis-Kalke» und der Nordabschnitt der «Zone der Einsiedler-Kalke» fehlen.

Es liegen bis heute noch keine Hinweise dafür vor, dass einzelne der von W. LEUPOLD (1939a: Taf. XII; 1942; 1943: 278/279) unterschiedenen isopischen Streifen gegen Nordosten zu beträchtlich an Breite gewännen. Ebenso fehlen jegliche Angaben, aus denen zu schliessen wäre, es schalteten sich vom Sihl-Querschnitt gegen Nordosten hin zwischen die «Zone der Gallensis-Kalke» und die «Zone der Einsiedler-Kalke» noch weitere Faziesstreifen ein. Wenn daher im Walensee-Querschnitt schon in der Mürtschen-Decke Gallensis-Grünsande auftreten, so dürften wohl die Einsiedler-Kalke in den frontalen Abschnitten der Churfirsten-Decke (R. HERB, 1962: 58), wenn nicht sogar schon in Äquivalenten der Axen-Decke einsetzen. Noch weiter im Nordosten, im Säntis, wird die Nordwestgrenze der Einsiedler-Kalke bereits durch Abschnitte des helvetischen Sedimentationsraumes verlaufen, die der faziellen Entwicklung ihrer kretazischen Schichtglieder nach kaum mehr als südhelvetisch zu bezeichnen sind (Säntis, Altmann).

Die Nummulitenschichten am Säntis-Südostrand oberhalb Gams (ARN. HEIM, 1910b: 138/139, Fig. 43) sind in einer schon sehr südlichen Fazies entwickelt (R. HERB, 1963: 893/896) und zeigen auffallende lithologische und faunistische Analogien zur südöstlichsten Fazieszone des Blattengrat-Komplexes im Weisstannental, zur «Zone von Piltschina» (W. RÜEFLI, 1959: 56/61).

Da die Begrenzungen des Blattengrat-Komplexes offensichtlich schief zu den Isopen verlaufen, ist es nicht befremdend, wenn in den Blattengrat-Elementen westlich des Richetlipasses nur gerade noch die nordwestlichsten Abschnitte der «Zone der Einsiedler-Kalke» zu erkennen sind. Es ist durchaus möglich, dass die Linsen von Gallensis-Kalken und -Grünsanden unter den Lochseitenkalk-Klippen des Scheidstöckli und des Vorstegstocks (G. STYGER, 1961: 30, 125/127, Fig. 3) mitsamt den sie einschliessenden, verwalzten Globigerinenschiefern dem Blattengrat-Komplex zuzurechnen sind.

Fast 30 km nordwestlich des Richetlipasses setzen auf dem Deckenrücken die Einsiedler-Schuppenzonen ein; vom Richetlipass an gegen Südwesten verlieren aber die von der helvetischen Hauptdecke überfahrenen Schieferbildungen an Bedeutung. Die Blattengrat-Elemente am Ostabfall der Claridenkette und das geringmächtige Schieferband mit einzelnen Nummulitenkalklinsen unter der Griesstock-Decke der

Chlus und der Balmwand können nur kleine Ausschnitte aus dem nordwestlichen Teil des Ablagerungsstreifens der Einsiedler-Kalke enthalten.

Erst in der von Spiringen gegen das obere Gruontal hinüberziehenden Schieferzone erreichen Ablagerungen, die jenen der Einsiedler-Schuppenzonen verglichen werden können, wieder eine grössere Mächtigkeit (S. 84). Im Querprofil (c) Lauerz–Spiringen ist denn auch wieder eine Aussage über die mutmassliche Einordnung der unter die helvetische Hauptdecke geratenen Schieferzone möglich.

(c) Das südlichste auf dem Deckenrücken erhaltene Tertiär, die Nummulitenkalke der Näppenalp und des Chruterenwaldes südlich über dem Muotatal, ist in seiner Ausbildung den Nummulitenschichten des höchsten Elementes am Blattengrat, der Fanenstock-Schuppe, zu vergleichen (W. LEUPOLD, 1942; R. WEGMANN, 1961: 215).

Die tiefsten Elemente der südwestlichen Fortsetzung der «äusseren Einsiedler-Schuppenzone» unter dem Urmiberg, die vererzten Nummulitenschichten der Schwanau, gehören in die «Zone der Gallensis-Kalke» (W. LEUPOLD, 1939a: Taf. XII; 1943: 276).

Während das Tertiär der Urmiberg-Platte der «Zone der mehrfachen Grünsande» zuzurechnen ist (ARN. HEIM, 1908a: 380/383; J. SCHUMACHER, 1948: 84, Taf. III: Profil 17), transgrediert an der Stirn des Axen-Nordlappens bei Sisikon Uranensis-Grünsand des unteren Mitteleozän (ARN. HEIM, 1908b: 51/53; J. SCHUMACHER, 1948: 82).

Es ist recht wahrscheinlich, dass wir uns im Querschnitt Lauerz–Spiringen nicht weit weg von der Stelle befinden, wo sich die Isopen des transgressiven Tertiärs mit jenen der darunterliegenden Kreide derart überschneiden, dass der Nordwestrand der «Zone der Einsiedler-Kalke» gerade ungefähr mit dem Nordrand der südhelvetischen Kreide beziehungsweise dem Nordrand der südhelvetischen Drusberg-Decke zusammenfällt. In der durch die Abfolge der Nummulitenschichten der Einsiedler-Schuppenzonen hinreichend belegten Annahme, die isopische Zone der Einsiedler-Kalke bleibe über grössere Strecken annähernd gleich breit, käme jedenfalls, wenn das Tertiär der Näppenalp tatsächlich jenem der Fanenstock-Schuppe entspricht, der Nordwestrand der Einsiedler-Kalke unter den Talboden von Ingenbohl beziehungsweise in die Nähe der tektonischen Trennfläche Urmiberg-Platte/Drusberg-Decke zu liegen (cf. R. HANTKE, 1961: 174, Profile 11/12).

Im Querschnitt des unteren Schächentales dürften Nummulitenschichten in der Ausbildung der Einsiedler-Kalke aus nördlichen Abschnitten der Drusberg-Decke stammen. Südlicherer Herkunft sind die Einsiedler-Kalke der Schuppen des «Engelberger-Flysches» (J. SCHUMACHER, 1949: 32). Schreiten wir aber in nordöstlicher Richtung fort, so verlagert sich der Aussenrand der «Zone der Einsiedler-Kalke» in den mittelhelvetisch/südhelvetischen Grenzbereich. Am Säntis schliesslich ist die Entwicklung der Einsiedler-Kalke bereits in mittelhelvetischen Abschnitten zu erwarten.

Die Blattengrat-Elemente am Ostabfall der Claridenkette können weder als eindeutig südhelvetisch noch als sicher mittelhelvetisch betrachtet werden. Mit einem an Gewissheit grenzenden Grad von Wahrscheinlichkeit darf jedoch für die tieferen

Elemente am Malor eine mittelhelvetische Herkunft angenommen werden. Gerade das tiefste Element mit Einsiedler-Kalken steht aber in normalstratigraphischer Verbindung mit der Taveyannaz-Platte des Malor. Es liegt somit ein deutlicher Hinweis dafür vor, dass sich die Ablagerungsräume des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes beziehungsweise der Effusivgesteinstrümmer führenden Sandsteine und des Blattengrat-Komplexes im Linth-Querschnitt überschneiden. Diese Erscheinung ist allerdings nur noch stellenweise zu erkennen, da wegen einer der Überschiebung der höheren Divertikel vorangegangenen Abtragung wohl nirgends mehr der ursprüngliche Südrand des Sandstein/Dachschiefer-Komplexes erhalten geblieben ist (P. ARBENZ in F. MÜLLER, 1938: 55; W. BRÜCKNER, 1937: 165/167; J. OBERHOLZER, 1933: 277).

Die Ergebnisse der Untersuchungen in der östlichen Claridenkette bestätigen in schönster Weise die von J. OBERHOLZER (1933: 184) und in jüngster Zeit vor allem von G. STYGER (1961) verfochtene Ansicht, die Sandsteinflyschmassen der Hausstockgruppe seien keineswegs die normalstratigraphische Fortsetzung der Schichtfolge des autochthon/parautochthonen Sedimentmantels, sondern Teile einer über eine beträchtliche Strecke vorgeglittenen Gleitdecke.

III. Die höheren Schubmassen der Clariden-Kette

A. Bauelemente der östlichen Claridenkette

Abgesehen von der unbestritten tiefsten Einheit in subhelvetischer Stellung, der Griesstock-Decke, und dem sogenannten «Lochseitenkalk der Axen-Decke» sind bei den bisherigen Gliederungsversuchen der Claridenkette stets Elemente der Glarner- und solche der Kammlistock-Decke unterschieden worden. Die unter sich recht verschiedenen tektonischen Analysen (F. WEBER, 1922b, 1922c [Karten]; P. v. SCHUMACHER, 1928; J. OBERHOLZER, 1933; W. BRÜCKNER, 1943; R. STAUB, 1954, 1961) haben jedoch aufgezeigt, wie schwer es östlich des Clariden hält, diese beiden Einheiten geometrisch und faziell gegeneinander abzugrenzen.

Die geometrischen Beziehungen zwischen den einzelnen Schollen und Schuppen der Claridenkette, den Clariden-Elementen, ist ziemlich verworren und keineswegs von vorneherein klargestellt. Im Bestreben, möglicherweise vorhandene fazielle Unterschiede zwischen einzelnen Elementen herauszuarbeiten, werden im folgenden die mechanisch-geometrischen Körper zunächst als durchaus selbständige Einheiten betrachtet. Im Anschluss an typische Profilausschnitte durch Kreide und Tertiär (Taf. 4 und Abb. 10) einiger der zahlreichen, meist nur kleinen Schubspäne wird die Ausbildung der einzelnen Schichtglieder in den verschiedenen Elementen einander gegenübergestellt (S. 141/178). Aufgabe der geometrisch-tektonischen Analyse wird es sein, mit Hilfe der Ergebnisse der stratigraphischen Vergleiche (S. 191/192) das gegenseitige Verhältnis der mechanisch-geometrischen Einheiten festzulegen (S. 244/249).

In der östlichen Claridenkette sind zu den Clariden-Elementen zu zählen (cf. Taf. 2 und 3):

— die als Gemsfairen-Scholle bezeichnete Malm/Kreide/Tertiär-Serie des Gemsfairen-Südabfalls und des Gemsfairen-Ostgrates,
— die davon nur durch die Erosionslücke des Hergensattels getrennte Rotstock-Scholle,
— die Serien am Grat der Teufelsstöcke[45] und am Speichstock,
— die verschuppten Abfolgen am Langfirn sowie die ihre östliche Fortsetzung bildenden Serien der Wissen Chöpf und der Früttlenhörner,
— die antiklinal gelagerte Serie am tiefsten Wandfuss unter dem Fulfad und ihre

[45] Die prächtigen Felstürme zwischen Speichstock und Bocktschingel werden «Tüüfelsstöck» oder «Tüüfelsfinger» genannt; diese Ausdrücke werden aber recht verschieden geschrieben. Wir halten an der im geologischen Schrifttum üblichen Schreibart «Teufelsstöcke» fest.

östliche Fortsetzung bis nördlich der Ober-Orthalden und an den Westrand des Kessels von Fiseten (Unter-Sulzbalm),
— die vom Troskalk bis in die «Pectinitenschiefer» reichende Abfolge des östlichen Chamerstock-Gipfelaufbaues, die Chamerstock-Scholle,
— die den Westteil des Chamerstocks bildende Geisstritt-Schuppe sowie
— die vor der Front der Geisstritt-Schuppe liegende Serie über dem Steinberg (= Auberg, LK. Blatt 1173: Linthtal).

Zu den Clariden-Elementen gehören auch die ungezählten kleinen Oberkreide/Eozän-Lamellen der Schuppenzone des Klausenpasses.

Mit den Clariden-Elementen werden nördlich des Fätschbachs in Beziehung gebracht:

— die sich von der Stoldenrus durch die Balmwand und die Stichplatten bis in die Wandstufe unter dem Nussbüel hinziehende Stichplatten-Scholle samt ihrer frontalen Abspaltung in der Stoldenrus sowie
— die darunterliegende Schuppe der Stoldenrus nur wenig über der Klausenstrasse.

Mit den Sedimentfolgen der Clariden-Elemente ist auch die Schichtreihe der Sasberg-Platte des westlichen Freiberges verglichen worden, die schon ARN. ESCHER (TB, *5:* 49) als Fortsetzung des östlichen Chamerstocks gedeutet hat und die später zur Glarner-Decke (ARN. HEIM, 1921: 393; P. v. SCHUMACHER, 1928: 9; J. OBERHOLZER, 1933: 136/137; R. STAUB, 1954: 46; 1961: 310) beziehungsweise zu den unter der «helvetischen Hauptüberschiebung» zurückgebliebenen «Saasberg-Schuppen» (R. HELBLING, 1938: 117) gezählt worden ist.

Gleich zu Beginn können die höchsten Elemente der Claridenkette von den tieferen Einheiten scharf abgetrennt werden. Was bisher am Nordabfall der Claridenkette «Lochseitenkalk» genannt und meist als ausgewalzter Mittelschenkel der Axen-Decke betrachtet worden ist (ALB. HEIM, 1906; J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910 [Karte]; P. v. SCHUMACHER, 1928: 44/45; J. OBERHOLZER, 1933: 57/58, 194; 1942 [Karte]; W. STAUB, 1911a: 69; 1912a: 163; W. BRÜCKNER, 1943: 7/8; R. HANTKE, 1961: 97; R. STAUB, 1961: 328)[46], besteht nur zum kleinsten Teil aus mylonitisierten Kalken mit intensiver tektonischer Kleinfältelung, wie sie für die von ARN. ESCHER (TB, *3:* 100) beschriebenen Kalkmylonite der Lochseite hinter Schwanden charakteristisch ist[47].

---

[46] Auf Grund einer verfehlten Deutung der Serie des «Lochseitenkalkes» ist W. STAUB (1912b: 317) nachträglich zur Ansicht gekommen, der «Lochseitenkalk vom Typus des Klausenpasses» habe ursprünglich nördlich an die Griesstock-Decke angeschlossen.

[47] Auf die für den Lochseitenkalk typische «Knetstructur, die oft zwischen einer Fluidalstructur und einer mikroskopischen Breccienstructur mit oder ohne Aderverkittung schwankt», hat namentlich ALB. HEIM (1891: 202) hingewiesen. Die Übertragung des Begriffes Mylonit auf die mikrobrecciösen, feingefältelten Kalke an der Überschiebungsfläche der helvetischen Hauptdecke (J. CADISCH, 1953: 334; ALB. HEIM, 1921: 93/94, 388/89; E. NIGGLI in J. CADISCH, 1953: 91) ist in Übereinstimmung mit der Originaldefinition von CH. LAPWORTH (1885: 559) erfolgt, der diesen Ausdruck für verwalzte, an Überschiebungsflächen auftretende Gesteine eingeführt hat. «... the mylonites may be described as microscopic pressure-breccias with fluxion-structure, in which the

An der vom Langfirn gegen das Fisetenkreuz hinunterziehenden Gratkante lässt sich erkennen, dass die auf den ersten Blick einheitlich scheinende, gleichmässig gegen Nordwesten eintauchende Platte in einzelne Scherben zerfällt, die durch steil gegen SSW einfallende Scherflächen voneinander getrennt sind. Meistens bestehen diese Elemente, die im Gebiet der Ober-Orthalden und des Fisetengrates ihre grösste räumliche Ausdehnung erlangen und die deshalb als Fiseten/Orthalden-Schuppen zusammengefasst werden, lediglich aus einem hellanwitternden, zähen Kalk, der von stellenweise gehäuft auftretenden Silexitbändern durchzogen ist; in der Westflanke des Talkessels von Fiseten lässt sich jedoch eine vollständigere Serie beobachten (S. 139/140).

B. Ausgewählte stratigraphische Detailprofile

1. CLARIDEN-ELEMENTE

Profil durch die Kreide der Gemsfairen-Scholle im Couloir südwestlich des Gemsfairengipfels (Taf. 4: Profil 10)

[Koordinaten: (55) 712 720/190 930/2910; (1) 712 770/190 785/2785]

Düsterbraungrau anrostender, verschieferter Glaukonitsiltkalk. — Scharfe, karrige Grenze.

Seewerkalk:

(55) 6—8 m hellanwitternder, von subparallelen Tonhäuten durchzogener, klingelnd brechender, inwendig hellbraungrauer Kalkschiefer; gegen oben etwas dunkler werdend. — Übergang.

(54) 3.6—4 m hellanwitternder, scherbig brechender, inwendig blauschwarzer, feinstkörniger Kalk. — Rascher Übergang.

(53) 1.8 m heller, massiger Kalk. — Rascher Übergang.

(52) 3 m feinplattiger, inwendig dunkler Kalk wie (54). — Übergang.

(51) 1.8 m heller Kalk wie (53); gegen oben feinplattig werdend. — Rascher Übergang.

(50) 6—8 m plattiger, im Bruche dunkler Kalk; gegen oben allmählich etwas heller werdend. — Rascher Übergang.

(49) 0.3 m feinschrattig auswitternder, stellenweise gefleckter, splittrig-muschelig brechender, inwendig heller, feinstkörniger Orbulinarienkalk. — Übergang.

(48) 2.7—3 m zuunterst fein, gegen oben etwas gröber geplatteter, im Bruche blauschwarzer Kalk wie (54). — Rascher Übergang.

(47) 0.5—0.8 m «Überturrilitenschicht»: hellbraungrau anwitternder, von feinsandigen Schlieren mit einzelnen Glaukonithäutchen und phosphoritischen Knöllchen durchzogener, im Bruche hellblaugrauer, schwach spätiger Orbulinarienkalk. — Allmählicher Übergang.

(46) 0.6—0.9 m Turrilitenschicht: düsterbraungrau anrostender, löcherig-knorrig verwitternder, schwach gebänderter, im Bruche hellblaugrauer, glaukonitisch-phosphoritischer Kalksandstein mit herauswitternden, phosphoritisierten Fossilsteinkernen: meist kaum kenntliche Ammoniten- und Lamellibranchierbruchstücke, daneben Einzelkorallen *(Trochocyathus)*. — Scharfe Grenze.

---

interstitial dusty, siliceous, and kaolinitic paste has only crystallised in part; ...» Die von CH. LAPWORTH erstmals Mylonite genannten Gesteine sind aus Gneissen und Glimmerschiefern hervorgegangen; seinen Ausführungen ist jedoch zu entnehmen, dass er den neugeschaffenen Begriff nicht auf verwalzte Gneisse und Glimmerschiefer beschränken, sondern ihn unabhängig von der mineralogischen Zusammensetzung eines Gesteins verwendet wissen wollte. «Whatever rock rests immediately upon the thrust-plane, whether Archaean, igneous, or Palaeozoic, &c., is similarly treated, the resulting mylonite varying in colour and composition according to the material from which it is formed.»

(45) 2.2 m Knollenschichten: düsterbraungrau anwitternde, schwach gebänderte, plattige Folge scherbig brechender, inwendig blauschwarzer, schwach mergeliger Calcisiltite und Kalksiltsteine; an der Basis vereinzelte, bis 0.5 cm grosse Phosphoritknollen. — Scharfe Grenze.

Orbitolinenschichten:

(44) 0.6—1.2 m hellbraungrau anwitternder, spätig-siltiger, onkolithischer Kalk. — Übergang.

(43) 3 m rauher, gebänderter Siltkalk mit zerrissenen Kalksiltsteinbänken; gegen oben Linsen eines onkolithischen Kalkes aufnehmend. — Grenze.

(42) 0.8—1.2 m hellbraungrau anwitternde Bank eines rötlich gefleckten, inwendig blaugrauen, spätigen, schwach siltigen Onkoliths mit nesterweise angehäuften Orbitolinen. — Übergang.

(41) 5—5.5 m «Bändersiltkalk»: dunkelbraungrau anwitternde, rauhflächige Folge feingebänderter, schwach mergeliger Kalksiltsteinschiefer und löcherig-schalig zurückwitternder, heller, 4—10 cm mächtiger, zäher, zuweilen in Linsen aufgelöster Kalksiltsteinbänklein; zuoberst 1—3 cm dicke orbitolinenführende Kalklagen. — Scharfe Grenze: wenig westlich der Rinne folgt «Bändersiltkalk» (41) unmittelbar auf Schrattenkalk (34); die dazwischenliegende Serie wird Glied um Glied geköpft.

(40) 0.5 m hellbraungrau anwitternder, inwendig blaugrauer, zäher, schwach spätig-siltiger Onkolith mit Orbitolinen; zuoberst eine kaum cm-mächtige, stark verfältelte Tonschieferlage. — Rascher Übergang.

(39) 0.1—0.3 m blaubraungrauer, im Bruche recht dunkler, spröder, feinsandiger Kalkmergelschiefer mit zahlreichen Orbitolinen. — Scharfe Grenze.

(38) 0.6—0.7 m hellbraungrau anwitternder, inwendig dunkelbraunblaugrauer, schwach spätig-siltiger, zäher, spergenitischer, partienweise rekristallisierter Onkolith mit zahlreichen Schalentrümmern und Orbitolinenfragmenten. — Scharfe Grenze.

(37) 0.6 m schwach siltiger Orbitolinenonkolith wie (38); durchzogen von einzelnen bis fingerdicken Lagen dunkler, orbitolinenführender Schiefer. — Übergang.

(36) 0.2—0.6 m dunkelbraungrau anwitternder, inwendig blaugrauer, schwach siltiger Mergelkalkschiefer mit zahlreichen Orbitolinen; limonitische, z. T. glaukonitische Tonhäute. — Scharfe Grenze.

(35) 1.6 m schwach siltiger Orbitolinenonkolith wie (38). — Scharfe, tektonisch überprägte Grenze.

(34) 0.4—15 m, meist 1.1—3.5 m Schrattenkalk: hellgelbgrau anwitternder, massiger, kaum gebankter, splittrig-muschelig brechender, inwendig sehr heller, feinstkörniger, lagig-flatschig marmorisierter Kalk. — Scharfe, tektonisch überprägte Grenze[48].

(33) 2.2—2.4 m Drusbergschichten: hellanwitternder, klingelnd brechender, inwendig hellblaugrauer Siltkalkschiefer mit schichtparallelen Tonhäuten. — Rascher Übergang.

Altmannschichten:

(32) 1.8 m hellgelbgrau anwitternde, klotzige Bank eines feingeschichteten, zähen, splittrigen, inwendig blaugrauen Siltkalkes mit vereinzelten, phosphoritisierten Fossilsteinkernen. — Allmählicher Übergang.

(31) 0.2—0.4 m düsterbraungrau anwitternder, feingeschichteter bis lagig-flatschiger, zäher, inwendig blauschwarzer, schwach glaukonitischer Feinsandkalk mit phosphoritischen Knöllchen. — Allmählicher Übergang.

(30) 1.7—1.8 m Oberer Kieselkalk: hellanwitternder, grobgeplatteter, zäher, splittrig brechender, inwendig blaugrauer Feinsandkalk. — Übergang.

Mittlerer Kieselkalk:

(29) 0.4—0.6 m hellanrostender, zäher, inwendig blaugrauer Feinsandkalk; zuunterst rauhflächig infolge zahlreicher, kleiner phosphoritischer Knöllchen. — Rascher Übergang.

(28) 0.05—0.45 m düsterrostigbraun anwitternde, massige Bank eines rauhflächigen, zähen, im

---

[48] An der im Westabfall deutlich erkennbaren, gefalteten Scherfläche (S. 209/10) ist Kieselkalk der tieferen Partie der Gemsfairen-Südflanke an Schrattenkalk hochgeschoben; Sinuatenschichten und Drusbergschiefer sind bis auf kleine Überreste ausgequetscht.

Bruche blaubraunschwarzen, von rostigen Fleckchen durchsetzten, schwach spätigen, feinsandigen Glaukonitkalkes mit zahlreichen phosphoritisierten Knöllchen. — Scharfe, karrige Grenze.

Unterer Kieselkalk:

(27) 0.4 m hellgelbgrau anwitternder, plattiger, inwendig hellbraunblaugrauer, feinspätiger, schwach onkolithischer, feinsandiger Kalk. — Scharfe Grenze.
(26) 2.5 m dünnplattiger, an der Basis deutlich spätiger, feinkörniger Kalk in feinem Wechsel mit dunkleren Feinsandkalklagen. — Scharfe Fuge.
(25) 1.9 m hellbraungrau anwitternder, gutgeplatteter, zäher, splittriger, inwendig hellblaugrauer, stellenweise schwach kieseliger Feinsandkalk. — Rascher Übergang.
(24) 1.3 m hellgelbgrau anwitternder, unregelmässig geplatteter, splittrig brechender, inwendig blaugrauer, spätiger, feinsandiger Kalk. — Grenze.
(23) 0.5 m hellgelbgrau anwitternder, plattiger, rauhflächiger, splittrig-klingelnd brechender, inwendig ölig glänzender, hellblaugrauer, feinspätig-onkolithischer Feinsandkalk mit einzelnen Sandkalkknauern. — Unscharfe Grenze.

Pygurus/Gemsmättli-Schichten (?):

(22) 0—0.6 m leicht anrostender, zäher, im Bruche blaugrauer, spätig-sandiger Kalk mit zahlreichen Phosphoritknöllchen. — Scharfe Grenze: krustige, limonitische Schichtfuge.
(21) 1.4—1.5 m feingebankter, heller, feinsandiger, feinkörniger Calcarenit; rötliche, onkolithische bis feinbrecciöse Partien mit undeutlichen Kalkalgenresten und *Trocholina alpina*. — Scharfe Grenze.
(20) Bis gut cm-dicke Kruste eines rötlichen, eisenschüssigen Kalkes.

Valanginiankalk:

(19) 0.4 m hellanwitternder, grobplattiger, im Bruche hellbraungrauer Onkolith mit stark ausgewalzten Onkoiden und einzelnen Lamellibranchierresten. — Grenze.
(18) 1.3 m hellgelbgrau bis blaugrau anwitternder, massiger, feinschrattig verwitternder, inwendig blaugrauer, zuweilen fleckiger, spätig-onkolithischer Kalk. — Rascher Übergang.
(17) 1.4 m heller Onkolith wie (19). — Rascher Übergang.
(16) 0.3 m hellanwitternder, feinspätiger Kalk. — Rascher Übergang.
(15) 1.6 m spätig-onkolithischer Kalk wie (18). — Rascher Übergang.
(14) 0.7—0.8 m hellanwitternder, inwendig blaugrauer Kalk mit rötlichem Anflug; zuunterst auf einzelnen Schlieren spätig, gegen oben in einen spätig-onkolithischen Kalk übergehend. — Rascher Übergang.
(13) 0.4 m hellbräunlichgrau anwitternder, feinplattiger, sandig anzufühlender, inwendig dunkelblaugrauer, schwach feinspätiger, mergeliger Calcisiltit. — Übergang.
(12) 0.5—0.6 m hellanwitternder, feinplattiger, längs toniger Lagen scherbig zerfallender, inwendig blauschwarzer, schwach mergeliger, feinonkolithischer Calcisiltit. — Scharfe Grenze.

Öhrlikalk:

(11) 7.5 m grobgebankter, inwendig blauschwarzer, schwach spätiger, onkolithischer Kalk wie (9). — Übergang.
(10) 1.8 m gelbgrau anwitternder, im Bruche hellbraungrauer, grobspätiger, körniger Onkolith mit bis 3.5 mm grossen Onkoiden und limonitischen Schlieren. — Übergang.
(9) 2.1 m hellbraungrau anwitternder, grobgebankter, auf der Verwitterungsfläche deutlich spätiger, im Bruche dunkelblaugrauer, schwach feinsandiger, onkolithischer Calcarenit. — Grenze.
(8) 1 m hellanwitternder, feinkörniger, onkolithischer Kalk. — Scharfe, tektonisch überprägte Grenze.
(7) 0.8 m dunkelbraungrau anwitternder, im Bruche blauschwarzer, feinspätiger Onkolith mit einzelnen Tonhäuten. — Übergang.
(6) 2—2.5 m grobspätiger, heller Onkolith wie (10). — Allmählicher Übergang.
(5) 4—4.3 m gelbgrau anwitternder, im Bruche hellbraungrauer, feinspätiger, feinkörniger Onkolith mit schlierig begrenzten Lagen eines fast schwarzen, feinspätigen, onkolithischen Kalkes; gegen oben einzelne hellere, grobspätige, onkolithische Lagen. — Übergang.

(4) 0.6 m dunkler, feinkörniger Onkolith wie (7). — Übergang.
(3) 3.5 m hellbraungrau anwitternder, inwendig dunkelbraungrauer, schwach spätiger, onkolithischer, schwach mergeliger Kalk. — Scharfe Grenze.
(2) 1.9 m Zementsteinschichten: grau anwitternder, grobplattiger, spröder, inwendig dunkelblaugrauer, schwach mergeliger, dolomitischer Kalkschiefer. — Scharfe Grenze.
(1) 5—11 m Troskalk: heller, salinischer, kantendurchscheinender Kalk mit Lagen reinweissen Kalkmarmors; unterste Partie stark zerrüttet und in parallelepipedische Bruchstücke zerfallen. Stellenweise tektonische Breccie aus Troskalk und bis cm-grossen eckigen dunkleren Komponenten. — Scharfe tektonische Grenze.

Schwarze, knorrige Hergenschiefer.

Profil durch die Nummulitenschichten der Gemsfairen-Scholle im Verkehrtschenkel südöstlich des Gemsfairenjoches (Abb. 10: Profil 12)
[Koordinaten: (5) 712 290/190 885/2775; (1) 712 315/190 880/2770]

Hergenschiefer: düsterbraunschwarz anwitternde, knorrige, siltige Mergelschiefer. — Scharfe Grenze.

Discocyclinensandkalk:
(5) 3.0—3.2 m gelbgrau anwitternder, zäher, im Bruche hellblaugrauer, partienweise kieseliger Siltkalk mit sandigen Schlieren und vorragenden Quarzkörnern; zahlreiche Discocyclinen und *Nummilites* aff. *helveticus*. — Übergang.
(4) 1.5—1.8 m gelbgrau anwitternder, inwendig blaugrauer, etwas mergeliger, feinspätiger, feinstglimmeriger, feinsandiger Kalk mit zahlreichen Discocyclinen, einzelnen Echinodermenfragmenten und *Nummulites* aff. *helveticus*. — Übergang.
(3) 1.8—2.1 m rostiggelbgrau anwitternder, im Bruche blaugrauer, feinstglimmeriger, etwas mergeliger, siltiger Kalk mit vereinzelten Discocyclinen. — Rascher Übergang.

Bürgengrünsand:
(2) 0—0.4 m hellanrostender, schwach siltig-kieseliger, grobkörniger, fossilreicher Glaukonitkalk; *Assilina exponens* vorwiegend, daneben Discocyclinen und vereinzelt *Nummulites millecaput*. — Übergang.
(1) 0.4—0.6 m stark anrostender, im Bruche grünschwarzer, feinsandiger Glaukonitit mit zahlreichen, lauchgrünen Zerrklüften (heteroblastische Glaukonit/Calcit/Quarz-Aggregate). — Scharfe Grenze.

Hellanwitternder, im Bruche blaugrauer, feinkörniger, schwach mergeliger Seewerkalk.

Profil am Westabfall der Früttlenhörner (Taf. 4: Profil 8)[49]
[Koordinaten: (1) 714 495/192 530/2090; (22) 714 490/192 610/1945]

(1) 1.2—1.5 m Seewerkalk: gelbgrau anwitternder, splittrig brechender, inwendig dunkelblaugrauer, feinstkörniger Kalk mit zahlreichen Orbulinarien. — Scharfe Grenze.
(2) 0.9—1.5 m Hergenquarzit: meist mit hellen Flechten überwachsener, stark zerscherter, im Bruche fast schwarzer, nur in einzelnen Partien schwach kalkiger, quarzitischer Sandstein mit einzelnen, stark zerdrückten kleinen Nummuliten. — Scharfe, verfaltete Grenze.

Valanginiankalk(?):
(3) 0.7—0.8 m hellanwitternder, grobgebankter bis gutgeplatteter, meist etwas zerscherter, inwendig braunblaugrauer, feinkörniger, schwach dolomitischer, siltiger Kalk. — Grenze.

[49] Im Gegensatz zu den anderen stratigraphischen Profilen wird der Querschnitt durch den im Kern gestörten Synklinalkeil der Früttlenhörner nur topographisch von oben nach unten angeführt; der weitaus mächtiger entwickelte Verkehrtschenkel ist somit stratigraphisch von unten nach oben beschrieben.

(4) 0—1.2 m hellbraungrau anwitternder, stark calcitisierter, schwach siltiger bis feinsandiger, onkolithischer Kalk. — (4) keilt gegen Südwesten zu rasch aus, so dass der plattige, an der Basis marmorisierte Kalk (3) mit scharfer Grenze auf (5) ruht (Abb. 9).

Unterer Kieselkalk:

(5) 4.3 m vorwiegend düsterbraungrau anwitternder, unregelmässig gebankter und geplatteter, im Bruche blaugrauer, schwach onkolithischer und spätiger, feinsandiger Kalk. — Übergang.

(6) 9—11 m braungrau anwitternder, feingebankter bis gutgeplatteter, inwendig dunkelbraungrauer, schwach spätiger Feinsandkalk; gegen (7) hin etwas heller anwitternd und quarzreicher. — Scharfe Schichtfuge.

(7) 2.2 m etwas zurückwitterndes Band eines düsterbraunschwarz anwitternden, inwendig dunkelblaugrauen Feinsandkalkes. — Grenze.

(8) 2.1 m braungrau anwitternder, unregelmässig geplatteter Feinsandkalk wie (6). — Grenze.

(9) 2.7 m hellanrostender, unregelmässig geplatteter, inwendig blaubraungrauer, schwach feinsandiger, feinkörniger, auf einzelnen Schlieren glaukonitischer und limonitischer Crinoidencalcarenit. — Scharfe Grenze.

(10) 0.15 m gutgeschieferter, im Bruche braungrauer, siltiger Kalk. — Grenze.

(11) 3.3 m Mittlerer Kieselkalk: dunkelanrostende Folge etwa 20 cm dicker Bänke eines ausserordentlich zähen, im Bruche grünlichgrauen, feinsandigen, glaukonitischen Kalkes und ungefähr 30 cm mächtiger Lagen splittriger, feinsandiger, glaukonitischer Schiefer. — Scharfe Fuge.

(12) 1.3 m Oberer Kieselkalk: hellbraungrau anwitternder, zäher, aber stark zerscherter, im Bruche dunkelblaugrauer, von einzelnen Tonhäuten durchzogener, feinsandiger Kalk. — Scharfe, tektonisch etwas überprägte Grenze.

(13) 0—1.2 m Drusbergschiefer: meist stark zerquälte, hellbraungrau bis blauschwarz anwitternde, inwendig blauschwarze, schwach siltige Kalkmergelschiefer. — Sehr rascher Übergang.

Sinuatenschichten:

(14) 8—9 m hellbraungrau anwitternder, rauhflächiger, plattiger, klirrend brechender, inwendig hellbraungrauer, schwach feinonkolithischer und feinsandiger Kalk mit zahlreichen, herauswitternden, verkieselten, zerdrückten Austernfragmenten; im basalen (topographisch höheren) Teil von dünnen Lagen schwarzer Schiefer wie (13) durchsetzt. — Scharfe Fuge.

(15) 2.5—3.6 m hellgelbgrau anwitternder, massiger, inwendig blauschwarzer, schwach siltiger, z. T. ausgeprägt onkolithischer Kalk mit einzelnen verkieselten Schalentrümmern. — Scharfe Grenze.

(16) 0.1 m feinlaminierte, schwarze, onkolithische Kalkschiefer. — Grenze.

(17) 25—30 m Schrattenkalk: sehr hell anwitternder, massiger, im Bruche hellbräunlichgrauer, schlierig-flatschig marmorisierter, feinkörniger Kalk; in der mittleren Partie im Bruche etwas dunkler. — Scharfe, tektonisch überprägte Grenze.

(18) 5.5—6.3 m Orbitolinenschichten: gelbbraungrau anwitternder, geplatteter, splittriger, inwendig dunkelbraungrauer bis blauschwarzer, siltiger, feinonkolithischer Kalk mit einzelnen Tonhäuten und Orbitolinen.

Von hier an ist das Profil tektonisch gestört. Der Orbitolinenonkolith (18) legt sich um zwei tiefere Schrattenkalk-Stirnen; auf K. 1975 ist er an seiner stratigraphischen Oberfläche rostig infiltriert. Darunter folgt mit scharfer Grenze:

(19) 0.4—0.7 m Turrilitenschicht: düsterbraungrau anrostender, knorrig auswitternder, zäher, splittriger, inwendig hellblaubraungrauer Kalksandstein mit bis haselnussgrossen Phosphoritknollen. — Scharfe Grenze.

(20) 10—12 m Seewerkalk: feingeschieferter bis geplatteter, meist stark kleingefältelter, hellgelbgrau anwitternder, im Bruche dunkelblaugrauer, feinkörniger Kalk wie (1) mit einzelnen stylolithischen Tonhäuten; zahlreiche Orbulinarien und einzelne, rekristallisierte Globotruncaniden.

Im Liegenden des Seewerkalkes (20) sticht ein zerquetschter Keil von Turrilitenschichten aus. Unter dem tieferen, normalliegenden Seewerkalk folgt mit scharfer, tektonisch überprägter Grenze:

(21) 0.05—0.1 m Orbitolinenschichten: verwalzte Linsen eines feinkörnigen Onkolithes wie (18). — Scharfe Grenze.

(22) 4.5—5 m Schrattenkalk: hellanwitternder, im Bruche heller, lagig marmorisierter, feinkörniger Kalk. — Scharfe, tektonische Grenze.

Hergenschiefer: stark kleingefältelte, calcitisierte, siltige bis feinsandige, schwarze Schiefer.

Profil durch die Verkehrtserie am Wandfuss nordwestlich unter dem Fulfad (Taf. 4: Profil 1)
[Koordinaten: (6) 712 440/192 600/2040; (1) 712 290/192 450/2060]

Hellanwitternde, feingeplattete, mergelig-feinsandige Hergenschiefer. — Scharfe Grenze.

(6) 2.5—3 m Discocyclinensandkalk: hellanrostender Feinsandkalk mit einzelnen Lagen voll zahlreicher Nummuliten- und Discocyclinenbruchstücke. — Grenze.

(5) 0.9 m Assilinengrünsand: stark anrostender, im Bruche grünlichschwarzer, sandig-kalkiger Glaukonitit mit einzelnen Assilinen. — Karrige Grenze.

(4) 8 m Seewerkalk: heller, grobplattiger, feinstkörniger Kalk. — Scharfe Grenze.

Mittlere Kreide:

(3) 0.8 m düster anwitternder, knorriger, zäher, im Bruche blaugrauer, quarzitisch glänzender, feinkörniger Kalksandstein mit kleinen phosphoritischen Knollen und Fetzen gebleichten Glaukonits; zahlreiche Orbulinarien. — Grenze.

(2) 4—5 m zäher, dunkler, kaum kalkiger, phosphoritisch/glaukonitischer, feinkörniger Quarzit. — Grenze.

(1) Orbitolinenschichten: hellbraungrau anwitternder, inwendig braungrauer, splittrig brechender, schwach feinsandiger, onkolithischer Kalk mit Bruchstücken von Orbitolinen.

Profil in der Nordflanke des Kopfes P. 1790.6 über dem Steinberg (Taf. 4: Profil 4)
[Koordinaten: (10) 715 515/195 325/1755; (1) 715 535/195 350/1735]

Unter in sich verschuppten Lamellen von Seewerkalk und Assilinengrünsand folgen:

Assilinengrünsand:

(10) 4—4.5 m anrostender, inwendig grünschwarzer, glaukonitischer Siltkalk mit bis 1.5 mm grossen Glaukonit- und Glaukocalcitkörnern; *Assilina exponens*, kleine Nummuliten und Discocyclinen. — Übergang.

(9) 1.5 m anrostender, zäher, im Bruche grünlichschwarzer, siltiger Glaukonitkalk. — Scharfe, karrigrauhe Grenze.

Seewerkalk:

(8) 2 m hellanwitternder, inwendig braungrauer, geplatteter, feinstkörniger Kalk mit einzelnen Tonhäuten und zahlreichen Orbulinarien. — Übergang.

(7) 11 m hellanwitternder, dünnplattiger, inwendig bräunlichgrauer, feinstkörniger, scherbig brechender, mergeliger Kalk mit Orbulinarien. — Übergang.

(6) 4 m recht heller, geplatteter, splittrig brechender, feinstkörniger, mergeliger Kalk. — Scharfe Grenze.

(5) 1.5—2 m Mittlere Kreide: düsterbraungrau anwitternder, stark zerscherter, inwendig dunkler, feinstglimmeriger Quarzit mit feinen Glaukonitaggregaten und Phosphoritknöllchen; einzelne bis faustgrosse Linsen eines hellanwitternden, mergeligen Siltkalkes. — Scharfe Grenze.

Orbitolinenschichten:

(4) 2—3 m braungrauer, von Tonhäuten durchzogener, zäher, splittriger, schwach onkolithischer, siltiger bis feinsandiger Kalk. — Übergang.

(3) 1—2 m hellgelbgrau anwitternder, splittrig-zäher, im Bruche blaubraunschwarzer, gleichkörniger, quarzführender Calcisiltit. — Übergang.

(2) 2.5—3 m hellanwitternder, geplatteter, splittrig-zäher, im Bruche dunkelblaugrauer, braungrau anlaufender, schwach siltiger, feinstspätiger, organogen-detritischer bis spergenitischer Kalk. — Scharfe Grenze.

(1) 1.5—3 m Schrattenkalk: hellanwitternder, im Bruche braungrauer, splittriger, marmorisierter Kalk von feinlagig-flatschiger bis flammig-fluidaler Textur.

Schutt.

Profil durch Nummulitenschichten und Kreide der Chamerstock-Scholle in der Chamerstock-Südostwand (Taf. 4: Profil 15)

[Koordinaten: (38) 716 095/194 590/2150; (1) 716 395/194 515/1895]

«Pectinitenschiefer»: mergelige Feinsandkalkschiefer mit düster und löcherig anwitternden, quarzitischen Bänken. — Scharfe Grenze.

Nummulitenschichten:

(38) 0—0.4 m hellgelbgrau anwitternder, stark zerscherter, im Bruche blaugrauer, schwach glaukonitischer, siltig-mergeliger Kalk mit Discocyclinen, *Assilina mamillata*, *Ass. exponens* und spärlich *Nummulites* aff. *helveticus*. — Übergang.

(37) 4—5 m stark anrostender, zäher, inwendig grünschwarzer, feinsandiger Glaukonitkalk mit einzelnen Tonhäuten; in einzelnen Lagen reich an *Assilina exponens*. — Übergang.

(36) 1.5 m dunkelanrostender, im Bruche grünschwarzer, schwach sandiger Glaukonitkalk mit Globigerinen und einzelnen Assilinen und Nummuliten; Gerölle von Seewerkalk. — Scharfe, karrige Grenze.

Seewerkalk:

(35) 5—6 m hellanwitternder, grobschiefriger, rauhflächiger, im Bruche blauschwarzer, mergeliger Kalk mit schichtparallelen Tonhäuten. — Übergang.

(34) 12—15 m hellanwitternder, gutgeplatteter, splittrig-muschelig brechender, inwendig blaugrauer, feinstkörniger Kalk mit nur einzelnen Tonhäuten; zahlreiche Orbulinarien. — Rascher Übergang.

(33) 5—12 m massige Steilstufe eines hellanwitternden, splittrig brechenden, inwendig blaugrauen, feinstkörnigen Kalkes. — Übergang.

(32) 5—6 m hellanwitternder, gutgeplatteter, im Bruche dunkler, schwach mergeliger, feinstkörniger Kalk mit einzelnen helleren Lagen; nur wenige Tonhäute. — Rascher Übergang.

(31) 1.2 m «basaler Seewerkalk»: gelbgrau anwitternder, unregelmässig geschieferter, inwendig braunblaugrauer, feinkörniger Kalk mit zahlreichen Orbulinarien und limonitischen, feinsandigen Schlieren. — Sehr rascher Übergang.

(30) 0.8—1.8 m Turrilitenschicht: meist von Flechten überwachsene Bank eines zähen, im Bruche braunblauschwarzen, schwach mergeligen Sandkalkes bis Kalksandsteins mit Nestern phosphoritisierter Fossilsteinkerne. — Scharfe Grenze.

(29) 1.2—2.5 m Knollenschichten (?): düsterbraungrau anwitternder, im Bruche blaugrauer, feingeschichteter, mergeliger Sandkalk; in einzelnen Lagen kieseliger Zement. — Scharfe Grenze.

Orbitolinenschichten:

(28) 0.8—1.5 m hellbraungrau anwitternde Wechsellagerung inwendig braunblaugrauer, feinspätiger, schwach siltig-mergeliger Onkolithe und onkolithischer, feinsandiger, mergeliger Kalke. — Übergang.

(27) 1.8—2 m «Bändersiltkalk»: braungrau anwitternder, inwendig braunblaugrauer, mergelig-schiefriger, onkolithischer, feinsandiger Kalk mit vorwitternden, stärker feinsandigen Schnüren und schwarz glänzenden Tonhäuten. — Grenze.

(26) 0.8—0.9 m hellbraungrau anwitternder, inwendig dunkelblaugrauer onkolithischer Kalk mit dünnen Lagen mergeliger Kalkschiefer mit Orbitolinen. — Übergang.

(25) 1.5 m braungrau anwitternder, splittrig brechender, inwendig braunblauschwarzer, schwach

siltig-mergeliger, onkolithischer Kalk mit zahlreichen Milioliden, Bryozoen, Orbitolinen *(Orbitolina* cf. *lenticularis)* und Präorbitolinen. — Grenze.

Schrattenkalk:

(24) 6 m hellanwitternder, massiger, splittrig-muschelig brechender, inwendig hellbräunlichgrauer, feinkörniger Kalk. — Rascher Übergang.

(23) 15—18 m heller, schrattig auswitternder, inwendig mattblaugrauer, feinstkörniger Kalk. — Übergang.

(22) 5 m sehr heller, parallelepipedisch ausbrechender, feinkörniger Kalk. — Übergang.

Sinuatenschichten:

(21) 2.2—2.5 m hellbraungrau anwitternde, etwas zerscherte Bank eines hellen, stark calcitisierten und von einzelnen Tonhäuten durchzogenen Kalkes. — Übergang.

(20) 1.8—2 m braungrau anwitternder, massiger, inwendig hellblaubraungrauer, schwach mergelig-siltiger Kalk mit rekristallisierten Schalentrümmern von Lamellibranchiern, Echinodermen und Bryozoen. — Scharfe Schichtfuge.

(19) 1.5—3 m gutgeplatteter, gelbgrau anwitternder, splittrig brechender, inwendig blaubraungrauer, mergeliger, schwach siltiger Kalk mit limonitischen Tonhäuten und schiefrigen Mergellagen; rekristallisierte Schalentrümmer. — Sehr rascher Übergang.

Drusbergschiefer:

(18) 3—3.5 m hellgelbgrau bis bräunlichgrau anwitternde, feinlaminierte Wechselfolge spröder, inwendig blaugrauer, schwach siltiger, kalkiger Mergelschiefer und Kalkmergelschiefer mit seifig anzufühlenden, mattglänzenden Schieferungsflächen. — Übergang.

(17) 0.8 m gelbgrau anwitternder, unvollkommen geschieferter, splittriger, im Bruche dunkelblaugrauer, schwach siltiger, mergeliger Kalk. — Übergang.

(16) 2.6 m bräunlichgrau anwitternde Wechselfolge feinlaminierter Mergelschiefer und schwach siltiger bis feinsandiger Mergelkalkschiefer. — Allmählicher Übergang.

(15) 1 m schlecht geschieferter, schwach siltiger, mergeliger Kalk wie (17). — Übergang.

(14) 2.5 m hellbraungrau anwitternder, unregelmässig geschieferter, spröder, im Bruche blaugrauer, schwach siltiger Mergelkalk mit zahlreichen Tonhäuten; im untersten Teil vereinzelte Glaukonitkörner. — Schichtfuge.

(13) 2.2—3.5 m Mittlerer Kieselkalk: von weissen Flechten überwachsener, ausserordentlich zäher, schwach spätiger, grünschwarzer, feinsandiger Glaukonitit mit feinverteiltem Pyrit; gegen oben in einen spröden, feinsandigen Glaukonitkalk übergehend. — Grenze.

Unterer Kieselkalk:

(12) 0.8—1 m braungrau anwitternder, inwendig dunkelblaugrauer, schlecht geschieferter, schwach glaukonitischer, feinsandiger, mergeliger Kalk. — Grenze.

(11) 3.5 m hellgelbgrau anwitternder, unregelmässig geschieferter, zäher, im Bruche braunblaugrauer, schwach spätiger, etwas mergeliger, feinsandiger bis siltiger Kalk. — Rascher Übergang.

(10) 2.5 m braungrau anwitternder, gutgeplatteter, splittrig brechender, inwendig blaugrauer, feingeschichteter, teilweise leicht kieseliger Feinsandkalk mit unregelmässig knotigen Schichtflächen und einzelnen bis faustgrossen, etwas kieseligen Feinsandknauern. — Übergang.

(9) 2.7—3 m dunkelbraungrau anwitternder, plattiger, im Bruche blauschwarzer Feinsandkalk mit lagenweise angeordneten faust- bis kopfgrossen, rauh anwitternden Knauern zäher, feingeschichteter, blaugrauer, schwach kieseliger Siltkalke. — Übergang.

(8) 5—6 m hellbraungrau anwitternder, massiger, zäher, inwendig blaugrauer, schwach spätiger Feinsandkalk. — Undeutliche Grenze.

Pygurusschichten:

(7) 3.6 m hellbraungrau anwitternder, feingebankter, rauhflächiger, im Bruche hellblaugrauer, schwach siltiger Crinoidencalcarenit. — Allmählicher Übergang.

(6) 2.5—3 m hellbraungrau anwitternder, massiger, rauhflächiger, inwendig blaugrauer, feinsandiger, grobkörniger Crinoidencalcarenit; von Feinsandschlieren mit kaum mm-grossen Phosphoritkörnern durchzogen. — Scharfe Grenze.

Valanginiankalk:

(5) 2—4 m hellbraungrau anwitternder, grobgebankter, im Bruche blaubraungrauer, vorwiegend dunkler, stellenweise aber gelbbraun anlaufender, schwach feinspätiger, feinonkolithischer Kalk. — Übergang.

(4) 2.5—3 m hellbraungrau anwitternder, feinplattiger, inwendig dunkler, schwach spätig-onkolithischer Kalk. — Übergang.

(3) 1.5 m braungrau anwitternde, massige Bank eines im Bruche blaubraungrauen, vorwiegend recht dunklen, schwach feinsandigen, spätigen Calcarenites. — Rascher Übergang.

(2) 1.4 m hellbraungrau anwitternder, feinplattiger bis schlecht geschieferter, splittriger, im Bruche dunkelblaugrauer, schwach siltig-mergeliger Kalk. — Übergang.

(1) 1 m hellgelbgrau anwitternder, feinplattiger bis schiefriger, im Bruche blaugrauer, etwas dolomitischer, schwach siltiger Mergelkalk. — Grenze.

Öhrlikalk: hellbraungrau anwitternder, massiger, im Bruche dunkelblaugrauer, schwach siltig-spätiger Onkolith.

2. FISETEN/ORTHALDEN-SCHUPPEN

Profil in der Wandstufe Ober-Orthalden/Sulz (südlich P. 2229.8) (Taf. 4: Profil 25)
[Koordinaten: (11) 713 460/192 965/2110; (1) 713 410/193 000/2230]

Von unten gegen oben ansteigend finden wir[50]:

8—9 m Hergenschiefer: gut, aber unregelmässig laminierte, zuoberst plattige, siltige Kalkschiefer mit blauschwarz glänzenden, knorrigen Schieferungsflächen. — Sehr scharfe Grenze.

Drusbergschichten (?):

(11) 4.5 m hellbraungrau anwitternder, rauhflächiger, zuunterst unregelmässig zerscherter, zäher, inwendig hellblaugrauer, onkolithischer Sandkalk mit einzelnen Tonhäuten; gegen (10) hin von bis 10 cm mächtigen hellen Silexitlagen und bis 20 cm dicken Linsen eines düster anrostenden, inwendig blaugrauen, feinkörnigen, schwach mergeligen Feinsandkalkschiefers mit zahlreichen Tonhäuten durchzogen. — Rascher Übergang.

(10) 5—5.5 m hellbraungrau anwitternder, gebankter, feingeschichteter, im Bruche blauschwarzer, mergelig-siltiger Kalk mit 5—10 cm dicken, etwas heller anwitternden Sandkalkschieferlagen. — Scharfe Grenze.

Kieselkalk (?):

(9) 12 m massiger, zäher, hellbraungrau anwitternder, im Bruche heller, feinspätiger Siltkalk von knolligem Aussehen; durchsetzt von schichtparallelen Tonhäuten; schwach markasitführend. — Rascher Übergang.

(8) 12 m braungrau anwitternder, grobplattiger, ausserordentlich zäher, im Bruche dunkelblaugrauer, etwas mergeliger, feinsandiger Calcisiltit von knolligem Aussehen; schichtparallele Tonlaminae. — Rascher Übergang.

(7) 9 m hellbraungrau anwitternder, grobplattiger, rauhflächiger, sehr zäher, splittriger, inwendig blaugrauer Sandkalk bis Kalksandstein mit *Toxaster*. — Scharfe Grenze.

Valanginiankalk:

(6) 6—6.5 m hellbraungrau anwitternder, massiger bis geplatteter, inwendig braunblaugrauer, feingesprenkelter, feinsandiger Calcarenit mit einzelnen Terebrateln. — Übergang.

(5) 10—14 m Calcarenit wie (6), etwas dunkler und quarzärmer. — Grenze.

(4) 4—4.5 m massige, sehr helle Stufe eines inwendig dunkelbraungrauen Kalkes von lagiger Textur; ausgezeichnet parallelepipedisch absondernd; durchsetzt von einzelnen schmächtigen

[50] Dieses Profil schliesst an jenes durch die Kreide/Eozän-Lamelle im Hang westlich des Sulz (Taf. 4: Profil 2) unmittelbar an.

Lagen eines inwendig sehr hellen, lagig-flatschigen, schwach onkolithischen Kalkes und 6—10 cm dicken Silexitbänklein. — Scharfe Grenze.

(3) 0—1.5 m Spitzernmergel: hellgrau, stellenweise braungrau anwitternde, feingeplattete bis geschieferte, splittrig-klingelnd brechende, inwendig dunkelblaugraue, von Tonfetzen durchzogene, mergelige, feinsandige Kalkschiefer mit einzelnen Echinodermentrümmern. — Rascher Übergang.

(2) 18—25 m, südwärts rasch auf 5—7 m ausdünnender Spitzernkalk: feingebänderte Wechselfolge 30—40 cm dicker, hellanwitternder und 10 cm mächtiger, dunkler Lagen: im Bruche blauschwarze, zähe, feinsandige Calcarenite; in den dunklen Lagen zahlreiche Tonhäute. — Scharfe Grenze.

(1) 15—20 m, stellenweise bis 35 m Öhrlikalk: hellbraungrau anwitternder, zäher, vielfach parallelepipedisch ausbrechender, inwendig braunblaugrauer, meist recht dunkler, stellenweise etwas calcitisierter, siltiger, feinonkolithischer Kalk mit 2—30 cm dicken, hellgelb anwitternden, z. T. schichtparallelen, z. T. die Schichtung quer durchschlagenden Silexitlagen.

Gratkante.

3. WAGETEN

Profil durch das Tertiär der Wageten am Wageten-Südostgrat (über P. 1594 nordwestwärts gegen P. 1707 östlich des Wagetengipfels ansteigend)

[Koordinaten: (13) 719 025/219 650/1580; (1) 718 775/219 900/1680]

Gutgeplattete bis geschieferte Globigerinenmergelkalke. — Sehr scharfe Grenze.

(13) 40—45 m Taveyannaz-Serie: dickbankige, braungrau anrostende, meist deutlich gesprenkelte Taveyannazsandsteine der Typen III und IV; nur unbedeutende Dachschieferzwischenlagen. — Grenze.

Ahornenschichten:

(12) 3—4 m verrosteter, randlich mürber, sonst aber zäher, im Bruche graugrüner Sandstein mit zahlreichen Sericitflittern, groben Quarzkörnern und stark zersetzten Andesitfragmenten. — Schichtfuge.

(11) 2—3 m braungrau anrostender, inwendig hellgrünbraungrauer, splittriger, feinkörniger, kalkiger Sandstein mit einzelnen Grobsandnestern; vereinzelte Trümmer von Feldspäten und basischen Ergussgesteinen. — Grenze.

(10) 0.2—0.5 m hellbraungrauer, glimmerreicher, mergeliger Siltschiefer; oberflächlich entkalkt. — Rascher Übergang.

Spröde Mergelkalkschiefer:

(9) 15—20 m gelbgrau anwitternde, inwendig hellbraungraue, splittrige, feinstglimmerige, siltige Mergelkalkschiefer von dachschieferartigem Habitus; einzelne Globigerinen. — Scharfe, tektonisch überprägte Grenze gegen einen seitwärts rasch auskeilenden Schürfling eines quarz- und sericitreichen grünlichen Sandsteins wie (12). — Kontakt zu (8) nicht aufgeschlossen.

(8) 8—10 m hellgelbgrau anwitternde, inwendig blaugraue bis blauschwarze, spröde, siltige, glimmerführende Kalkmergelschiefer von dachschieferartigem Habitus. — Übergang.

(7) 25—30 m Globigerinenschiefer: hellgelbgrau anwitternde, inwendig hellbraungraue, feinplattige, schwach siltige, feinstglimmerige, weiche Mergelkalkschiefer mit zahlreichen Globigerinen. — Übergang.

(6) 2—3 m «Pectinitenschiefer»: hellgelbgrau anwitternder, inwendig bräunlichgrauer, siltiger bis feinsandiger, glimmerführender Mergelkalk mit zahlreichen Globigerinen, einzelnen Muscheln und Discocyclinen sowie Nummuliten- und Assilinenbruchstücken; zuunterst einzelne glaukonitische Schlieren. — Grenze.

Bürgenkalk:

(5) 0.2—0.5 m hellanwitternder, inwendig hellblaugrauer, etwas mergeliger Kalk mit herauswitternden Nummuliten; *Nummulites* aff. *helveticus* (häufig) und *N. millecaput* (vereinzelt). — Übergang.

(4) 2.5—3 m hellgelbgrau anwitternder, inwendig hellblaugrauer, schwach siltiger, fossilreicher Kalk; *Nummulites millecaput* und *N.* aff. *helveticus*, daneben einzelne Discocyclinen. — Rascher Übergang.

(3) 2—2.5 m Discocyclinensandkalk: hellgelbgrau anwitternder, im Bruche hellbraungrauer, feinsandiger Kalk mit vorragenden Quarzkörnern; zahlreiche Discocyclinen, vereinzelt *Assilina exponens*. — Sehr rascher Übergang.

Bürgengrünsand:

(2) 3—4 m anrostender, rauhflächiger, zäher, im Bruche grünlichblaugrauer, feinstglimmeriger, schwach spätiger und feinsandiger, glaukonitischer Kalk mit *Assilina exponens*, vereinzelt auch *Nummulites millecaput*. — Übergang.

(1) 0.4—0.6 m dunkelanrostender, massiger, zäher, feinsandiger Glaukonitkalt bis Glaukonitit mit Pectiniden; vereinzelt *Assilina exponens*. — Scharfe, karrigrauhe Grenze.

Hellanwitternder, feinplattiger, inwendig hellbräunlichgrauer, nur von einzelnen Tonhäuten durchzogener, feinstkörniger Seewerkalk mit *Stomiosphaera sphaerica* und *Praeglobotruncana helvetica*.

C. Die Ausbildung der einzelnen Schichtglieder in den Elementen der östlichen Claridenkette

1. MALM

a) Quintnerkalk

Am Gemsfairen tritt Quintnerkalk nur am Ostfuss des Gemsfairengrates auf (P. v. SCHUMACHER, 1928: 4), wo er südlich P. 2512 eine Mächtigkeit von knapp 10 m erreicht.

Vorwiegend feingebankter Quintnerkalk bildet am Rotstock mancherorts die Basis der hellen, massigen Troskalkwände. Im splittrig-muschelig brechenden, inwendig blauschwarzen Gestein treten feine Kieselschnüre und düsterbraunschwarz anwitternde, faust- bis kopfgrosse Silexitknauer auf. Meist ist der Quintnerkalk nur einige wenige Meter dick; lediglich am gegen Osten vorspringenden Sporn südlich des fast West/Ost-laufenden Couloirs in der Rotstock-Südflanke ist er gegen 20 m mächtig (Koordinaten 714 880/192 155/2205).

Am Chamerstock finden sich nur stellenweise an der Basis der Troskalkflühe nördlich und nordöstlich der Mäderen einige wenige Meter dunklen, splittrigen Quintnerkalkes; meist setzt die Schichtreihe der Chamerstock-Scholle erst mit Troskalk ein[51].

[51] Auch über Ober-Bärenboden, wo H. MEYER (1922: 22) Quintnerkalk aufgefunden zu haben glaubt, bildet Troskalk das älteste Schichtglied der Chamerstock-Scholle.

Die Griesstock-Decke besteht östlich des Klausenpasses zum überwiegenden Teil aus Quintnerkalk. Zutreffend hat ALB. HEIM (1906: 409, 421, 423) die Malmkalke der Balmwand über Äsch, der Chlus und des Wängiswaldes beschrieben. Neben dunklen, massigen Quintnerkalken hat er auch recht helle, «wachsartig durchscheinende», troskalkartige Gesteine gefunden; P. v. SCHUMACHER (1928: 4) hat sogar «eigentlichen dunklen Quintnerkalk» vermisst.

Gutgebankte, blauschwarze Quintnerkalke bilden die verschrattete Oberfläche der Griesstock-Decke am Steinberg und das Chrächen genannte Karrenfeld nördlich des von der Gemsfairenalp zum Fisetenkreuz führenden Weges. Die stärker tektonisierten Partien an der Basis und im Dache der Griesstock-Platte sind weitgehend dolomitisiert. Eine wolkig-krümelige Textur weisen die splittrig brechenden Kalke nördlich der Fruttlaui auf, in denen ausser kleinen Dolomitnestern einzelne Echinodermenfragmente festzustellen sind. Die oberste Partie des Quintnerkalkes in der Stoldenrus und im Wängiswald ist von einzelnen kieseligen Linsen und Knauern durchsetzt.

Im Quintnerkalk der Griesstock-Decke finden sich mancherorts Korallen (P. v. SCHUMACHER, 1928: 4), seltener Echinodermentrümmer; sonst aber sind die Gesteine weitgehend fossilleer. Bei dem im Sommer 1957 erfolgten Ausbau der Klausenstrasse ist jedoch 150 m nördlich des Berglirankes Quintnerkalk angefahren worden, worin sich der Abdruck eines Ammoniten auffinden liess. In zuvorkommender Weise haben sich die beiden Herren Dres. O. F. GEYER (Stuttgart) und B. ZIEGLER (Zürich) die Mühe genommen, das Einzelstück, einen der ersten Ammonitenfunde aus dem nordhelvetischen Quintnerkalk, einer Prüfung zu unterziehen; sie sind dabei zur übereinstimmenden Ansicht gekommen, es handle sich um ein *Lithacoceras (Progeronia)* sp.[52]

In den dunklen, zum Teil schwach krümeligen Kalken der Fruttberge, des Alpberg und der Auplanggen treten hellere, kantendurchscheinende Gesteine von porzellanartigem Schimmer auf. Stellenweise handelt es sich bei diesen meist mehr oder weniger stark dolomitischen, hellen Gesteinen um stratigraphisch in den Quintnerkalk eingeschaltete Partien, stellenweise aber sicher um Troskalk, der jedoch wegen der starken Verfaltung nicht mehr als eigenes Schichtglied erfasst werden kann.

Basis und Dach der mächtigen Kalkplatte, die den Felszirkus der Chlus, die Flühe unter den Hütten von Fiseten, die tieferen Gehänge des Wängiswaldes und den Südteil der Fruttberge aufbaut, sind infolge tektonischer Beanspruchung marmorisiert und vielerorts stark dolomitisiert. Wo die Griesstock-Decke aber gegen Osten und Süden ausdünnt und nördlich des Gänglihorns ob Linthal, am Chamerstock-Ostabfall oder in der Südostflanke der Gemsfairen/Rotstock-Kette ein nur noch geringmächtiges, stellenweise zerrissenes Band aufbaut, sind ihre Kalke stark verwalzt und kleingefältelt. ARN. ESCHER (TB, *11:* 1172 s, w, x, y, α) hat nicht gezögert, die mylonitisierten Kalke (cf. Anm. 47 S. 130) der Griesstock-Decke im Wängiswald, in der

[52] Obschon das Subgenus *Progeronia* erst im unteren Kimmeridgian (im Sinne von W. J. ARKELL) einsetzt (O. F. GEYER, 1961: 134: Abb. 151), darf aus dem bisher einzigen Fund nicht auf den Altersumfang des Quintnerkalkes geschlossen werden. Wohl stammt das Stück aus einem Schichtabschnitt, der sehr nahe der Basis der Griesstock-Decke liegt. Da jedoch die Quintnerkalk-Platte der Griesstock-Decke in ihrem östlichen Teil wurzelwärts von unten her schief abgeschnitten wird (Taf. 3: Profile 3/6), ist wohl nur gerade noch der obere Abschnitt des Quintnerkalkes erhalten.

Alpbergrus und im Hüttenwald östlich der Chameralp als «Luchsiten artige» Marmore und «Luchsitenkalke» zu bezeichnen.

Schief durch die meist nur schwach dolomitischen Malmkalke des Wängiswaldes und der Auplanggen laufen Störungszonen, in denen sich 0.1—0.7 m mächtige dolomitische Breccien vorfinden. Eine recht grobkörnige, hellgelbe Breccie ist in der östlichen Flanke der Auplanggen festzustellen (Koordinaten 715 460/195 580/1560). Bis 4 cm grosse, eckige, prismatische bis isometrische Bruchstücke eines gelbgrauen, fast vollständig dolomitisierten Kalkes sind von einem porösen Kalkzement umschlossen, der bis cm-grosse Neubildungen von Kalkspat enthält. Feinere Breccien finden sich am Weg vom Argseeli gegen die Orthalden (Koordinaten 713 710/195 265/1370) und im höheren Teil des Wängiswaldes.

Die Breccienhorizonte sind jeweils beidseitig durch Scherflächen begrenzt, so dass sie wohl als tektonische Breccien gedeutet werden können. Da das Nebengestein kaum dolomitisch ist, der Zement der Breccien aber aus Calcit besteht, liegt die Annahme nahe, es handle sich um ursprünglich längs Störungsflächen gebildete und später zerbrochene T-Dolomite. Allerdings ist die Möglichkeit nicht auszuschliessen, dass primäre Dolomithorizonte zerrieben, in die Fugen der darüberliegenden Kalke hineingepresst und später verkittet worden sind.

b) Troskalk

Weitaus der Hauptteil des Malm besteht am Gemsfairen und am Rotstock aus Troskalk. Troskalk baut die tiefste Fluh der Chamerstock-Scholle in der Chamerstock-Südostwand auf, die südlich der Hufenrus die treffende Bezeichnung Wisswand trägt[53]. Mit Troskalk setzt auch die Stichplatten-Scholle nördlich der Klausenstrasse ein.

Meist trennt eine scharfe Bankungsfuge den hellanwitternden, stellenweise mit einem gelblichen Anflug überkrusteten Troskalk vom darunterliegenden Quintnerkalk. Das vielerorts parallelepipedisch ausbrechende Gestein ist im Bruch sehr hell, zuweilen etwas bräunlich. Die salinischen Troskalke sind wachsartig kantendurchscheinend. Meist sind die Kalke homöoblastisch rekristallisiert; selten finden sich zuckerkörnige, reinweisse Marmore (beidseits des Schuttgrates, der sich westlich des Gemsfairengipfels gegen den Claridenfirn hinunterzieht; Wisswand am Chamerstock). In den Plattenschüssen am Fusse des Gemsfairengrates nordwestlich gegenüber der Claridenhütte und östlich des Sattels K. 1685 im Chamerstock-Nordgrat wird der oberste Teil (8—15 m) des Troskalkes von einem zähen, schwach bräunlichen, im Bruche ölig glänzenden, etwas dolomitischen, äusserst feinkörnigen Kalkmarmor aufgebaut.

Nur lokal treten im tiefsten, massigen Troskalk 5—50 cm dicke, düster anwitternde, knorrige Bänke auf (Plattenschüsse am Fuss des Gemsfairengrates, Koordinaten 713 270/191 000/2635 und 713 870/191 230/2460; Wandfuss südlich des Rotstock-

[53] In der LK. (Blatt 1173: Linthal, Ausgabe 1962) ist allerdings der Ausdruck «Wisswand» am Fuss der tiefer gelegenen Taveyannazsandsteinstufe zu finden.

Ostgipfels P. 2414.8, Koordinaten 714 720/192 045/2040). Die stratigraphisch eingeschalteten Lagen sind meist zerrissen und keilen seitlich rasch aus. In den feinbrecciös aussehenden Gesteinen schwankt der Gehalt an Kieselsubstanz sehr stark. Neben kaum kieseligen, feinstkörnigen Kalkbreccien finden sich Silexite mikropoikilitischer Struktur.

Am Rotstock-Ostgipfel treten im unteren Abschnitt des Troskalkes grobspätige Lagen mit bis 15 mm grossen, ankeritischen Echinodermenfragmenten auf (Koordinaten 714 620/192 110/2350).

Vielerorts ist der Troskalk grob und unregelmässig gebankt. Ausserordentlich gut und ebenflächig geplattet ist er hingegen in den Plattenschüssen südwestlich des Rotstock-Ostgipfels. Stellenweise ist der Troskalk infolge Plattung und Klüftung völlig in parallelepipedische Einzelstücke aufgelöst, so dass selbst in Halden mit mehr als 100 % Steigung kein Stein mehr fest auf dem andern hält (Couloir südöstlich des Gemsfairengipfels, Türme südwestlich des Hergensattels, Couloir nordöstlich des Rotstock-Ostgipfels). Die den durch die tektonische Beanspruchung vorgezeichneten Schwächezonen folgende Verwitterung hat im Troskalk fremdartige Landschaften mit bizarren Türmen und geräumigen Balmen und Höhlen geformt.

Der südöstlich des Gemsfairengipfels als schmales Band einsetzende Troskalk wird gegen Nordosten zu allmählich dicker und erreicht mit gut 120 m am Ostabsturz des Gemsfairengrates seine wohl grösste Mächtigkeit. Wegen der spitzen Malm/Neocom-Falten ist die Mächtigkeit des Troskalkes am Rotstock schwer abzuschätzen; sie dürfte 80—100 m betragen. Etwas weniger dick, als man zunächst aus der 150 bis 200 m hohen Wisswand schliessen möchte, ist der Troskalk am Chamerstock-Ostabfall. Nordöstlich der Mäderen gliedern zwei spitze Mulden von Zementsteinschichten den tieferen Wandabschnitt; das oberste Troskalkpaket ist 60—80 m mächtig. An die 70 m dick wird der Troskalk auch in der Balmwand über den Fruttbergen (Stichplatten-Scholle).

*

In der Griesstock-Decke findet sich östlich des Klausenpasses nur noch stellenweise Troskalk (cf. S. 142). Schwach dolomitische, helle, salinische Kalke bauen die oberste Partie der von Fiseten ostwärts abtauchenden Stufe der Griesstock-Decke auf. Lagig-flatschig marmorisierter Troskalk folgt auch am Malor-Nordhang knapp über dem Anriss gerade westlich der Kantonsgrenze (Koordinaten 715 680/192 815/1920) auf dunklen Quintnerkalk und bildet den Kern der in die frühabgeglittenen Flysch- und Schiefermassen eingemuldeten Synklinale der Griesstock-Decke (S. 205).

*

In den höchsten subhelvetischen Elementen der Claridenkette, in den Fiseten/Orthalden-Schuppen, tritt nur an einer Stelle, unmittelbar südlich der Klausenpasshöhe unter dem von W. BRÜCKNER (W. D. BRÜCKNER et al., 1958: 526) aufgefundenen Lias-Schubspan an der Basis der Axen-Decke, ein 2.5 m mächtiger, hellgrauer, salinischer Kalk auf (Koordinaten 707 975/191 675/1940), der recht gut als Troskalk betrachtet werden kann (F. FREY, 1958; R. HANTKE, 1961: 18).

2. DIE KREIDE DER CLARIDEN-ELEMENTE

Die verhältnismässig geringmächtige Kreide der Elemente der östlichen Claridenkette setzt stets mit scharfer Grenze über hellem Troskalk ein. Die einzelnen Schichtglieder sind nicht überall völlig gleich ausgebildet; bedeutende Unterschiede sind jedoch nicht festzustellen. Einzig die Schichtfolge der höchsten Bauglieder der Claridenkette, der Fiseten/Orthalden-Schuppen, steht den Serien der übrigen Elemente recht fremd gegenüber und wird deshalb in einem besonderen Abschnitt besprochen (S. 169/171).

a) Zementsteinschichten

Die hellanwitternden Flühe des Troskalkes und des Öhrlikalkes sind meist durch ein unten und oben scharf begrenztes, zurückwitterndes Band getrennt, das am Gemsfairen und in der Rotstock-Nordflanke von weitem recht dunkel erscheint. In den tieferen Lagen (Chamerstock-Südostwand, Stichplatten) bilden die mitunter bis auf eine dünne Fuge ausgequetschten Zementsteinschichten ein schmales, grasbewachsenes Gesimse.

Die splittrig-muschelig und scharfkantig brechenden Kalke und Kalkschiefer sind inwendig blauschwarz, randlich jedoch meist gelblich-bräunlich entfärbt. Sie sind nur schwach mergelig.

In den Zementsteinschichten der Gemsfairen-Scholle tritt in Nestern und auf Schlieren vielfach etwas Dolomit auf. Schalentrümmer, Bryozoen- und Echinodermenfragmente sind selten. Im Rotstock-Nordabfall hingegen sind die plattigen Kalke meist feinspätig und schwach siltig; sie führen einzelne ausgewalzte Onkoide. Feinonkolithische und feinspätige Gesteine sind auch in den Zementsteinschichten der Chamerstock-Ostflanke zu finden. In der tieferen, etwas dolomitischen Partie der Zementsteinschichten am Grat oberhalb Ober-Bärenboden sind stellenweise reichlich Dasycladaceenreste, Milioliden, Bryozoen und Echinodermenfragmente festzustellen; die in einzelnen Lagen auftretenden Onkoide sind stark verwalzt. Schwach siltige und feinonkolithische Horizonte finden sich auch in den Zementsteinschichten der Stichplatten-Scholle, wo sich in die plattigen Kalke gegen oben feine Lagen klirrend brechender, schwach mergeliger Kalkschiefer einschalten. Kaum mergelig ist die gutgeplattete Wechsellagerung dunkler, geringmächtiger Kalkbänke und dünner, feinschiefriger Lagen zwischen Troskalk und Öhrlikalk am Sasberg.

Die im Vergleich zu den darüber und darunter liegenden Kalken etwas weicheren Gesteine der Zementsteinschichten sind starken Mächtigkeitsschwankungen unterworfen. In den Elementen der östlichen Claridenkette, in der Nussbüel-Wand, aber auch am Sasberg sind die Zementsteinschichten meist 2—4 m dick. Stellenweise fehlen sie aber über weite Strecken (Gemsfairen-Ostgrat); andernorts können sie wiederum in drei- bis vierfach grösserer Mächtigkeit angehäuft sein (Gemsfairen-Nordostflanke, Mittelteil der Chamerstock-Südostwand).

Wo die Zementsteinschichten stark zerquetscht sind, treten stellenweise grobkörnige Marmore auf, die seitlich in gutgeplattete Kalkschiefer übergehen. Die 1—3 cm grossen, zum Teil wasserklaren Calcitkristalle der bis fast metermächtigen, grobkörnigen Marmore am Rotstock (K. 2410 südlich des Gratturmes P. 2466 am Rotstock-

Westgipfel, Koordinaten 714 445/191 970; K. 2410 westlich des Rotstock-Ostgipfels, Koordinaten 714 650/192 210) werden durch eine dunkelpigmentierte, von einzelnen Tonfetzen durchzogene Matrix zusammengehalten.

b) Öhrlischichten

Stets mit scharfer Grenze folgen in den Clariden-Elementen über den Zementsteinschichten die Öhrlischichten; wo jedoch die Zementsteinschichten ausgeschert sind, ist es aus der Ferne vielfach unmöglich, Troskalk gegen Öhrlikalk abzugrenzen.

Ein sicheres Äquivalent der lokal schon in parautochthonen Elementen festgestellten Unteren Öhrlimergel (S. 22/23) liess sich in den höheren Einheiten der Claridenkette nicht auffinden. Einzig in der Nordflanke der oberen Fruttlaui bildet ein 20—30 cm dickes, zurückwitterndes Band die Basis der Öhrlischichten der Stichplatten-Scholle (Koordinaten 717 185/197 350/1200; Taf. 4: Profil 21).

Das splittrig brechende, recht dunkle Mikrokonglomerat der Fruttlaui führt zahlreiche, meist gut gerundete, nur selten kantige, 0.1—2 cm grosse Komponenten. Hellgelbgraue bis bräunliche, feinstkörnige Kalke überwiegen bei weitem schwach siltige, feinkörnige Kalke und onkolithische Kalke. Auffällig, aber durchaus nicht besonders häufig sind weinrote, feinstkörnige Kalke. Ausser Gesteinsfragmenten sind in der von rostigen Schlieren durchzogenen, quarzfreien Grundmasse ankeritische Echinodermentrümmer und einzelne Onkoide festzustellen. An Mikroorganismen findet sich neben *Trocholina alpina* (LEUPOLD) eine Foraminiferenform, die wahrscheinlich in die Nähe der in den Öhrlischichten der Churfirsten auftretenden *Nautiloculina* cf. *oolithica* MOHLER zu stellen ist (J. SPECK, 1953: 145/147), sich aber von der als *Nummuloculina* STEINMANN bezeichneten Form der Jura/Kreide-Grenzschichten der Titliskette (W. MAYNC, 1938: Taf. IV: Fig. 12) dadurch unterscheidet, dass sie in den innersten Umgängen nicht planspiral, sondern knäuelig aufgewunden ist.

Das Mikrokonglomerat lässt sich durchaus mit der mikrokonglomeratisch ausgebildeten Bank im Liegenden des Öhrlikalkes von Faschas und Zanin vergleichen (S. 22). Einen ähnlichen Habitus zeigen auch die bedeutend mächtigeren «onkoidischen Breccien» der Jura/Kreide-Grenzschichten in der Titlis-Südwand, die allerdings W. MAYNC (1938: 34, 50, 53, Taf. I) wegen fehlender Kreidefossilien noch dem obersten Malm zugerechnet hat. Fossilfunde, die eine genaue Altersangabe der Mikrokonglomerate über dem Weg von Faschas nach Zanin und am Fuss der Nussbüelwand erlaubten, liegen keine vor; zum Malm ist jedoch die über Zementsteinschichten liegende Mikrokonglomeratbank der Fruttlaui nicht mehr zu rechnen. Kalkkomponenten, die jenen der Mikrokonglomerate völlig entsprechen, finden sich in den darüberliegenden Öhrlikalken wieder; sie treten auch in den groben Onkolithen der Gemsfairen-Scholle auf.

Ein Horizont, der ebenfalls mit dem Mikrokonglomerat der Fruttlaui zu vergleichen ist, findet sich in der Kreideserie am Ostfuss des Butzichopfes südwestlich Netstal[54], wo der unter Troskalk folgende Öhrlikalk durch ein 20—40 cm mächtiges,

[54] Die durch R. TRÜMPY, F. FREY und S. DOLLFUS (in R. HANTKE, 1961: Tektonische Karte)

zurückwitterndes Band unterteilt wird (Koordinaten 721 820/212 895/610). Der Fossilinhalt (Kalkalgen-, Bryozoen- und Echinodermenfragmente sowie Milioliden, worunter wiederum *Nautiloculina* cf. *oolithica* bzw. *N.* aff. *oolithica*) des schwach mergeligen, mikrokonglomeratischen Onkoliths entspricht weitgehend jenem des Mikrokonglomerates der Fruttlaui.

Nur die unterste Bank der 18—24 m mächtigen, hellgelbgrau anwitternden Öhrlischichten der Gemsfairen-Scholle ist schwach mergelig. Innerhalb weniger Dezimeter wird das inwendig blauschwarze Gestein reichlich onkolithisch (70%). Zunächst treten die Onkoide nur in einzelnen Lagen auf und sind eher klein (0.25—1 mm). In den darüberfolgenden helleren Gesteinen sind jedoch bis 2.5 mm grosse, meist etwas limonitische Onkoide festzustellen. Aus dem hellbraungrauen, feinspätigen, feinkörnigen Onkolith mit Lagen eines schwarzen, feinspätigen, onkolithischen Kalkes geht ein noch immer von dunkleren, feinkörnigen Partien durchsetzter, grobkörniger Onkolith hervor. Über der massigen Bank des groben Onkolithes folgen wiederum vorwiegend feinkörnige, schwach, aber grob spätige, im Bruche eher dunkle, onkolithische Calcarenite mit einzelnen gröberen onkolithischen Bänken.

Am Ostgrat des Rotstock-Hauptgipfels bildet der Öhrlikalk einen 10—12 m hohen, kaum gegliederten Wandabsatz; noch weniger dick sind die Öhrlischichten am Rotstock-Ostgipfel (5—7 m), wo über grobspätigen, stellenweise schwach feinsandigen, grobkörnigen Onkolithen etwas feinkörnigere, vorwiegend hellbraungraue, zuweilen dunklere, onkolithische Kalke folgen.

In den Langfirn-Elementen wird der Öhrlikalk 12—18 m dick. Die schwach spätigen, groben Onkolithe der Speichstock-Nordwestwand und der Wissen Chöpf sind in frischem Zustand von jenen der Gemsfairen-Scholle nicht zu unterscheiden. Nordwestlich des Hergensattels ist jedoch der die stratigraphische Basis der Kreide-Abfolge der Wissen Chöpf bildende Öhrlikalk weitgehend zu einem boudinierten, hellen, streifigen Marmor umgewandelt, dessen onkolithische Struktur nur noch in einzelnen Partien zu erkennen ist (S. 225).

Wie am Gemsfairen setzt auch in der Chamerstock-Scholle der 10—12 m mächtige Öhrlikalk mit einem im Bruche dunklen, nur schwach onkolithischen Kalk ein, der gegen oben rasch in einen grobkörnigen, hellen Onkolith überleitet. Die oberste Partie des Öhrlikalkes am Grat oberhalb Ober-Bärenboden bildet ein feinspätiger, feinonkolithischer Calcarenit.

In der Stichplatten-Scholle erreicht der über dem Mikrokonglomerat der Fruttlaui (S. 146) folgende Öhrlikalk abermals eine Mächtigkeit von 12—18 m. Aus gutgeplatteten, im Bruche blauschwarzen und recht feinkörnigen, onkolithischen Kalken geht wie am Gemsfairen eine massige Bank eines hellen, grobkörnigen, von einzelnen limonitischen Schlieren durchzogenen Onkolithes hervor, der in einzelnen Partien beinahe mikrokonglomeratisch ausgebildet ist. Die obere Hälfte des Öhrli-

---

unter dem Grundchopf-Malm festgestellte verkehrtliegende Unterkreide-Serie dürfte wohl darauf hinweisen, dass die Grundchopf-Scholle — wie die Elggis-Scholle jenseits der Linth — ein von der südlichen Glarner-Decke des Schiltgebietes abgeschürftes und überdrehtes Element darstellt (J. OBERHOLZER, 1919: 85, 98).

kalkes besteht wiederum aus einer Wechsellagerung grobgebankter bis gutgeplatteter, inwendig blauschwarzer bis hellbraungrauer, feinonkolithischer Kalke.

Quarz ist in den Öhrlischichten selten; nur stellenweise treten schwach siltige bis feinsandige Lagen auf (Rotstock-Ostgipfel, Wisse Chöpf, Chamerstock-Südostflanke, Fruttlaui). Textulariden, Milioliden, Echinodermen- und Bryozoenfragmente finden sich in den meisten Gesteinen des Öhrlikalkes. Die Calcitgrundmasse ist vorwiegend wasserklar kristallisiert. Wo der Öhrlikalk stark marmorisiert ist (Rotstock-Nordabfall, Wisse Chöpf), sind Onkoide nur noch in reliktischen Partien zu erkennen. Sonst aber bestehen die Öhrlikalke zum überwiegenden Teil aus 0.4—3.5 mm grossen Onkoiden (40—70 %). Nur selten sind «Onkoide» von konzentrischen Anwachsringen umlagert (Ooide). Ausser Kalkpartikeln bilden Echinodermenfragmente, Foraminiferentrümmer und Kalkalgenreste die Nuclei der Onkoide. Trotz offensichtlich starker tektonischer Beanspruchung scheinen die Onkoide vielerorts nicht verformt worden zu sein; lediglich stellenweise, und auch dort nur in einzelnen Lagen, sind die Onkoide in der a-Richtung gestreckt (1 : 2—1 : 5).

Namentlich in den grobkörnigen Onkolithen traten gerollte Trümmer von *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *T. elongata* (LEUPOLD) und *Pseudocyclammina* cf. *lituus* YABE & HANZAWA auf. Bis in die obersten grobkörnigen Onkolithlagen sind einzelne, bis 5 mm grosse Trümmer feinstkörniger, weinroter und hellgelbgrauer Kalke festzustellen.

Mit Ausnahme der Rotstock-Scholle, wo sich allerdings kein ungestörtes Profil auffinden liess und mit der Möglichkeit zu rechnen ist, dass der tiefste Teil der Öhrlischichten ausgeschert ist, bilden in allen Elementen der höheren Schubmassen der Claridenkette, in denen Öhrlikalk auftritt, feinonkolithische Gesteine die untere Partie des Öhrlikalkes; sie gehen aber gegen das Hangende hin in eine Wechsellagerung grober Onkolithe und feinonkolithischer Kalke über. Geringmächtiger (6—7 m) und durchwegs feinkörniger als in den Clariden-Elementen ist der im Bruche recht dunkle Öhrlikalk der Sasberg-Platte, der namentlich im frontalen Abschnitt über dem Hälsli und dem Arvenegg stark zerquetscht ist.

c) Valanginiankalk

Der Valanginiankalk der Clariden-Elemente zerfällt in zwei Schichtabschnitte, die sich meistens morphologisch deutlich unterscheiden: über einem tieferen, plattigen Teil liegen etwas massigere Kalke.

Vor allem am Gemsfairen, aber auch am Rotstock und im Wandabfall nördlich des Gemsfairenjoches bildet ein zurückwitterndes Band, das stellenweise nur einige Dezimeter dick ist, am Gemsfairen-Ostgrat aber gut 3 m mächtig wird, den tiefsten Abschnitt des Valanginiankalkes. Die entsprechenden Gesteine in der Chamerstock-Südostwand sind von weitem kaum zu erkennen, obwohl sie mindestens so dick sind wie jene am Rotstock (2—3 m). Deutlich tritt das zurückwitternde Band des tiefsten Valanginiankalkes wiederum in der Stichplatten-Scholle in Erscheinung (3.5—5 m); auch am Sasberg schalten sich im Hangenden des Öhrlikalkes gut geplattete Kalke ein (1.5—2 m).

Die bräunlichgrau anwitternden, sandig anzufühlenden, feinplattigen Kalke und Kalkschiefer des tiefsten Valangiankalkes folgen überall mit scharfer Grenze über dem vorwiegend grob gebankten Öhrlikalk. Im Bruche sind die scherbig zerfallenden, leicht sericitisierten Gesteine blauschwarz; vielfach sind einzelne rötliche Schlieren festzustellen. Am Aufbau der partienweise feinonkolithischen, leicht mergeligen Calcisiltite sind Quarzkörner (1—10%) und Echinodermentrümmer in Silt-, zuweilen auch in Feinsandfraktion beteiligt. Vereinzelt treten Kalkalgen, Milioliden, Bryozoenreste und Schalentrümmer von Lamellibranchiern auf. Gar nicht selten sind die feinplattigen Kalke schwach dolomitisch (Chamerstock, Rotstock); doch nur gerade in einzelnen Lagen am Rotstock-Westgipfel ist der Dolomitgehalt bedeutend (30—50%). Auffällig sind stellenweise die feinen Kieselausblühungen auf den Verwitterungsflächen der unregelmässig geschieferten bis geplatteten Kalke (Gemsfairen-Südflanke, Fruttlaui).

Aus dem tiefsten Abschnitt des Valanginiankalkes geht am Gemsfairen und am Rotstock eine 4—6 m mächtige Wechsellagerung grobplattiger, im Bruche hellbraungrauer, feinkörniger Onkolithe und inwendig dunkler, feinspätig-onkolithischer Kalke hervor. Die feinspätigen Kalke führen etwas Quarz in Siltfraktion; die Onkolithe dagegen sind quarzfrei und werden bis zu 75% von zuweilen leicht limonitischen Onkoiden aufgebaut. Stellenweise sind die Onkoide stark verwalzt (1 : 8—1 : 10). Am Ostende des Gemsfairengrates sind in den feinonkolithischen Gesteinen auf einzelnen Schlieren grobe Echinodermenfragmente angeordnet. Südwestlich der tiefeingeschnittenen Steinschlagrinne am Gemsfairen-Ostgrat treten einzelne Silexitknauer auf (Koordinaten 713 900/191 390/2590).

Etwas spätiger als am Gemsfairen und am Rotstock ist der schwach feinsandige, feinonkolithische Valanginiankalk der Langfirn-Elemente in der Speichstock-Nordwestwand und im Westteil der Wissen Chöpf, wo er eine Mächtigkeit von 6—10 m erreicht. Die von den Wissen Chöpf gegen Osten feststellbare Mächtigkeitsabnahme dürfte kaum auf primärstratigraphischen Ursachen beruhen. Bereits die stark zerrissenen Öhrlikalkmarmore an der stratigraphischen Basis der Kreide-Serie der Wissen Chöpf weisen auf eine starke tektonische Beanspruchung hin. Wo dann unter der kleinen Seewerkalk/Hergenquarzit-Gipfelschuppe am westlichsten der Früttlenhörner wiederum Unterkreidekalke auftreten, handelt es sich zunächst um einen nur 0.7—1.8 m mächtigen, grobplattigen, schwach siltigen und dolomitischen Kalk, der dem Valanginiankalk der Wissen Chöpf verglichen werden kann. Die stratigraphisch darüberfolgenden, feinplattigen Kalke mit schwarmweise angeordneten Onkoiden sind stark zerschert (Abb. 9).

In der Chamerstock-Scholle wird der Valanginiankalk 6—12 m mächtig; stellenweise ist er aber bis auf wenige Dezimeter ausgequetscht. Am Grat oberhalb Ober-Bärenboden finden sich Onkolithe; im mittleren Teil der Chamerstock-Südostwand hingegen folgt über den schiefrigen Kalken ein massiger, schwach feinsandiger und feinspätiger, leicht dolomitisierter Crinoidencalcarenit. In seinem Dache liegt eine Wechsellagerung dünn- und dickplattiger, dunklerer und hellerer, vorwiegend feinkörniger, feinspätiger und schwach feinonkolithischer Kalke. Erst im Nordabschnitt der Chamerstock-Südostwand schaltet sich an der Gratkante östlich der Cha-

merstockgipfel in die meist dunklen feinkörnigen Kalke lokal wiederum eine 2—3 m mächtige Bank eines im Bruche hellbräunlichgrauen, weitgehend rekristallisierten Kalkes ein (Koordinaten 716 660/194 750/1815), der eine schlierig verschwommene

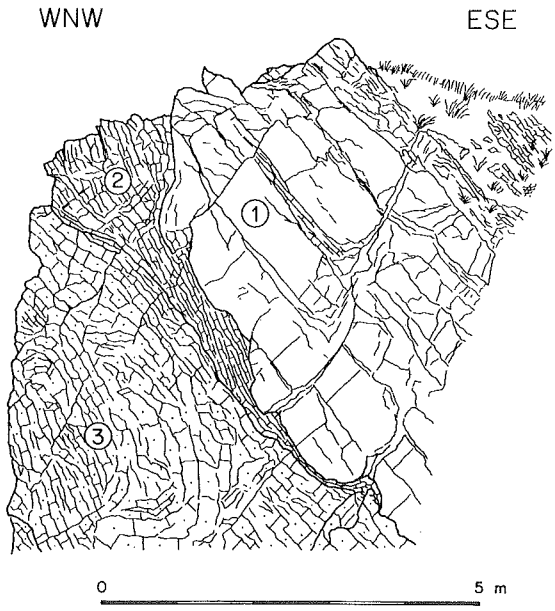


Abb. 9. Vorsprung K. 2085 am westlichsten Früttlenhorn.

1 Valanginiankalk (?): heller, grobplattiger, streifig marmorisierter Kalk.
2 Plattiger Valanginiankalk (?): feinplattiger bis schiefriger, schwach siltiger Kalk; stark calcitisiert; mit schwarmweise angeordneten zerdrückten Onkoiden und verfältelten Tonhäuten.
3 Kieselkalk: feinplattiger Feinsandkalk.

onkolithische Textur zeigt und den hellen, gröberen Onkolithen im oberen Teil des Valanginiankalkes der Gemsfairen-Südostflanke entspricht.

Der in der Stichplatten-Scholle 6—8 m mächtig werdende, feinspätige und feinonkolithische Valanginiankalk ist im Bruche vorwiegend dunkel und nur knapp siltig; recht gut damit zu vergleichen ist der plattige Valanginiankalk der Sasberg-Platte.

d) Bildungen zwischen Valanginian- und Kieselkalk

Die onkolithischen, feinspätigen Valanginiankalke sind in der Gemsfairen-Südflanke oben vielerorts durch eine Limonitkruste begrenzt. Darüber liegt ein 1—2 m mächtiger, feinkörniger, feinsandiger Biocalcarenit, der abermals durch eine limonitische Schichtfuge von einem geringmächtigen, rauhflächigen, sandigen Calcarenit mit zahlreichen Phosphoritknöllchen getrennt ist. Über dem Phosphorithorizont

folgt in der Gemsfairen-Südflanke mit unscharfer Grenze der «Sandknauerkalk» des tiefsten Kieselkalkes; weit häufiger aber schaltet sich in seinem Hangenden noch eine massige Bank eines grobkörnigen, sandigen Calcarenites ein, der am Gemsfairen-Westabfall (Turm P. 2794) und in der Gemsfairen-Südostflanke fast 2 m dick werden kann.

Der Phosphorithorizont scheint in der Rotstock-Scholle zu fehlen. Am Rotstock-Hauptgipfel (P. 2471) findet sich zwischen Valanginian- und Kieselkalk eine unten und oben scharf begrenzte, rostigbraun anwitternde Bank eines grobkörnigen, spätigen Onkolithes. Das gleiche Gestein baut die bis 6 m hohen, bizarren Grattürme P. 2466 südwestlich des Rotstock-Hauptgipfels auf.

In der Speichstock-Nordwestflanke tritt im Hangenden des Valanginiankalkes ein davon durch eine scharfe Grenze getrennter, feinspätiger, feinsandiger Kalk auf. Darüber folgt ein geringmächtiger, spätiger Feinsandkalk mit kleinen Phosphoritknöllchen und ankeritisch/chamositischen Schlieren. Etwas gröber ist der schwach phosphoritische, sandige Calcarenit am Chammligrat, worin W. BRÜCKNER (1947: 160) einzelne Belemniten aufgefunden hat. Im Verkehrtschenkel der Früttlenhörner fehlen vergleichbare Gesteine; der Kieselkalk folgt mit scharfer, tektonisch überprägter Grenze unter zerquetschtem Valanginiankalk.

Mit scharfer Grenze liegt in der Chamerstock-Scholle über feinspätigem, feinonkolithischem Valanginiankalk ein rauhflächiger, grobkörniger Crinoidencalcarenit, dessen tiefere Partie von Feinsandschlieren mit kaum mm-grossen Phosphoritkörnern durchzogen ist. Nur stellenweise lassen sich darin einzelne Glaukonitfetzen feststellen (Westflanke des Turmes P. 1845 im Chamerstock-Nordabfall). Die Menge der Quarzkörner (10—25%) und der Echinodermentrümmer (15—60%) nimmt gegen oben allmählich ab. Die Grenze zum hangenden Kieselkalk ist mancherorts unscharf und tritt morphologisch kaum in Erscheinung.

Recht mächtig können die feinsandigen Crinoidencalcarenite zwischen Valanginian- und Kieselkalk in der Stichplatten-Scholle werden (Taf. 4: Profil 20). Ihr Quarzgehalt (25—40%) nimmt gegen oben rasch ab; Phosphoritknollen fehlen.

Feinkörniger als in den Clariden-Elementen ist der 2—2.2 m mächtige, stellenweise verschieferte, feinsandige Spatkalk ausgebildet, der über dem plattigen, feinspätigen Valanginiankalk der Sasberg-Platte auftritt. Phosphoritknollen sind darin keine festzustellen; das Gestein führt aber reichlich verrostete Ankeritkörner (5—8%).

Der nur stellenweise auftretende Phosphorithorizont und der darüberfolgende, sandige Calcarenit bilden in den Clariden-Elementen meist mit dem darüberliegenden Kieselkalk eine morphologische Einheit; vielerorts ist die Unterkante der Bildungen zwischen Valanginian- und Kieselkalk die im Felde von weitem sichtbare Grenze Valanginiankalk/Kieselkalk.

e) Kieselkalk

Als «Kieselkalk» oder einfach «Hauterivien» hat P. v. SCHUMACHER (1928) in den höheren Elementen der Claridenkette die Schichtfolge zwischen dem mehrheitlich feinkörnigen, stellenweise etwas spätigen Valanginiankalk und dem stark anrostenden,

schon von weitem erkennbaren Band im Liegenden der Drusbergschichten ausgeschieden. Den anrostenden, glaukonitischen Horizont im Dache des «Kieselkalkes» hat P. v. SCHUMACHER (1928: 5/10, 16) als «Altmannschicht» bezeichnet, da er die lokal darüber auftretenden spätigen Sandkalke als Äquivalent des von ARN. HEIM (1916: 387, 390) in der Mürtschen-Decke am Walensee im Liegenden der Austernbänke festgestellten «Trümmerkalkes» gehalten hat. Während aber der spätige, von verkieselten Austernschalen durchsetzte «Trümmerkalk» der Mürtschen-Decke offensichtlich die unterste, schrattenkalkähnliche Bank der Sinuatenschichten ist, liegt der spätige Sandkalk der Claridengruppe unter den Kalkschiefern der Drusbergschichten. Da sich am Gemsfairen-Südgrat zwischen den spätigen Sandkalk und die schiefrigen Drusbergschichten ein geringmächtiges Phosphoritniveau einschaltet, der spätige Sandkalk aber im Hangenden eines tieferen phosphoritischen, stellenweise auch glaukonitischen Horizontes auftritt, ist es recht unwahrscheinlich, dass die sogenannte «Altmannschicht» der Claridengruppe dem Glaukonithorizont am Altmannsattel entspricht[55]. Viel eher dürfte sie dem bereits in den parautochthonen Elementen des hinteren Glarnerlandes recht deutlich entwickelten «Mittleren Kieselkalk» (cf. Anm. 10 S. 28 und S. 29/30) zuzurechnen sein. Der von P. v. SCHUMACHER dem «Trümmerkalk» verglichene Horizont ist wohl als «Oberer Kieselkalk» zu bezeichnen. Somit sind in den Elementen der Claridenkette im Kieselkalk von oben nach unten zu unterscheiden:

Altmannschichten
Oberer Kieselkalk
Mittlerer Kieselkalk
Unterer Kieselkalk.

Unterer Kieselkalk

Über den Pygurusschichten setzt am Gemsfairen mit undeutlicher Grenze der vorwiegend hellgelbgrau anwitternde «Untere Kieselkalk» mit einem rauhflächigen, feinspätig-onkolithischen Feinsandkalk ein. Das im Bruche ölig glänzende Gestein ist von einzelnen Sandkalkknauern durchsetzt; daneben treten Trümmer von Mollusken und Spatangiden auf.

In der darüberfolgenden, 6—8 m mächtigen, gutgeplatteten Serie ausserordentlich zäher, feinsandiger Kalke nimmt der Quarzgehalt (10—25%) gegen oben zusehends ab; nur noch einzelne grobkörnigere, sandige Schlieren durchziehen die feinspätigen Kalke. In den vielfach leicht rostfleckigen Gesteinen ist die kalkige Grundmasse stellenweise durch Kieselsubstanz ersetzt. Der höchste, feinplattige Abschnitt des «Unteren Kieselkalkes» wird von schwach feinsandigen, stellenweise feinspätigen und on-

[55] Zwar sind nach den Untersuchungen von TH. KEMPF auch in den Altmannschichten des Säntis zwei, durch eine bis über 10 m mächtige Folge kaum mergeliger, feinsandig-feinspätiger Kalke getrennte Glaukonitniveaux zu unterscheiden, von denen das tiefere allerdings nur gerade im nördlichen Säntis deutlich glaukonitisch ausgebildet ist. Über den Leitwert der verschiedenen glaukonitisch/phosphoritischen Einschaltungen im Kieselkalk werden aber erst eingehende vergleichende Untersuchungen im ganzen östlichen Helvetikum Auskunft geben können.

kolithischen Kalken gebildet. Nur am Ostende des Gemsfairengrates stellt sich darüber noch eine 1.6—3.1 m mächtige Bank eines mergeligen und leicht kieseligen Crinoidencalcarenites ein.

In den beiden Gipfelkappen der Rotstock-Scholle wird der vorzüglich geplattete, zähe Feinsandkalk 4—6 m mächtig.

In Mächtigkeit und Ausbildung durchaus zu vergleichen mit dem «Unteren Kieselkalk» der Gemsfairen-Scholle ist jener der Langfirn-Elemente am Speichstock und am Langfirn. In den stark verfalteten und verschuppten Serien am Nordwestrande des Langfirns zeigt die Verwitterungsoberfläche der grobplattigen bis feinbankigen, stellenweise leicht kieseligen Feinsandkalke recht auffällige Feinskulpturen. Ähnlich feinknollig bis feinknorrig auswitternde Gesteine finden sich auch im Kieselkalk am Chammligrat wieder.

Seine grösste Mächtigkeit im engeren Untersuchungsgebiet erreicht der «Untere Kieselkalk» in den reichgegliederten Zacken und Zähnen der Früttlenhörner (18—20 m). Die tiefste, grobplattige Partie über dem Valanginiankalk ist noch recht sandarm (5—10%) und führt verwalzte Echinodermenbruchstücke und Onkoide. In den Feinsandkalken der darüberfolgenden Hauptmasse des Kieselkalkes ist der Quarzgehalt bedeutend grösser (30—40%). Die kalkige Grundmasse zeigt eine schwach schlierig-fluidale Textur und ist stellenweise bis zu einem Drittel durch Kieselsubstanz ersetzt. Stratigraphisch über den eher unregelmässig gebankten und geplatteten Feinsandkalken folgt ein hellanrostender, im Bruche braunblaugrauer, nur schwach feinsandiger, feinkörniger Crinoidencalcarenit, der von zerfetzten Tonhäuten, limonitischen Schlieren und hellgrünlichen Glaukonithäuten durchzogen ist.

Auch im 14—15 m mächtigen «Unteren Kieselkalk» der Chamerstock-Scholle sind die untersten, stellenweise feinrostfleckigen Bänke noch deutlich feinspätig, jedoch bedeutend quarzreicher (25%) als in den Früttlenhörnern. In den darüberfolgenden Feinsandkalken finden sich in Lagen angeordnete, faust- bis kopfgrosse, rauhflächige Knauer schwach kieseliger Siltkalke. Der Sandgehalt nimmt in der Serie gegen oben etwas ab; zuweilen treten auf Schlieren angeordnete idiomorphe Dolomitrhomboeder mit dunklerem, ankeritischem Rand auf. Den Abschluss des «Unteren Kieselkalkes» bildet ein 3.5 m mächtiger, unregelmässig geschieferter, schwach spätiger, etwas mergeliger, feinsandiger Kalk mit einzelnen glaukonitischen Schlieren.

Von einzelnen Knauern durchsetzte, zähe Feinsandkalke bilden in der Geisstritt-Schuppe die düstern, meist stark mit Tros überwachsenen Felsköpfe am Fusse der Steilstufe südwestlich des oberen Stafels der Chameralp.

In der Stichplatten-Scholle ruht der 15—18 m mächtige «Untere Kieselkalk» mit scharfer Grenze den Pygurusschichten auf. Die plattigen bis massigen, zähen Gesteine sind wesentlich sandärmer (10%) als am Gemsfairen oder am Chamerstock. Vielerorts zeigen die im Bruche recht hellen, schwach feinspätigen, siltigen bis feinsandigen Kalke eine deutliche Feinschichtung; stellenweise deutet die Anordnung der Tonhäute und der herauswitternden, länglichen Knauer eine flache Schrägschichtung an (Balmwand).

Der «Untere Kieselkalk» ist in sämtlichen Elementen der Claridenkette als fein-

sandiger Kalk oder Feinsandkalk ausgebildet. Mancherorts ist die Matrix etwas kieselig (Gemsfairen, Langfirn, Früttlenhörner, Chamerstock); eigentliche Kieselkalke fehlen. Stets ist in der Schichtfolge gegen oben eine Abnahme des Quarzgehaltes festzustellen, doch nur stellenweise findet sich zuoberst eine bald weniger (Chamerstock, Stichplatten), bald stärker (Gemsfairen, Früttlenhörner) spätige, etwas mergelige Bank, die von einzelnen glaukonitisch/limonitischen Schlieren durchzogen ist. Diese spätigen Kalke bleiben zwar vom darüberfolgenden stark anrostenden Band durch eine scharfe Fuge getrennt, bilden jedoch ohne Zweifel das verbindende Schichtglied vom «Unteren» zum «Mittleren Kieselkalk».

Mittlerer Kieselkalk (cf. Anm. 10 S. 28)

In der Gemsfairen-Scholle folgt mit scharfer Grenze über den feinplattigen, schwach feinsandigen Kalken oder dem nur lokal entwickelten Crinoidencalcarenit eine massige, anrostende, 5—50 cm mächtige Bank. Der rauhflächige Glaukonitkalk ist deutlich spätig und führt zahlreiche, bis 3 mm grosse Phosphoritknöllchen; in der Gemsfairen-Südostflanke finden sich Trümmer von Austernschalen. Westlich des Gemsfairen-Südgrates greift das glaukonitische Gestein in Taschen in den «Unteren Kieselkalk» hinunter.

Vielerorts sind die stark gebleichten Glaukonithäute auf Schlieren angereichert (50%); stellenweise fehlt aber Glaukonit völlig (Turm P. 2794), so dass die Basisbank des «Mittleren Kieselkalkes» von einem phosphoritischen, feinspätigen Feinsandkalk aufgebaut wird. An einzelnen Orten ist nur diese Basisbank zu finden (Gemsfairen-Südflanke). Den in der Gemsfairen-Südostflanke darüberfolgenden Hauptteil des «Mittleren Kieselkalkes» (0.4—5 m) bildet ein braungrau anwitternder Feinsandkalk, der von 5—15 cm dicken, stärker anrostenden, stellenweise spätigen Sandkalkbändern durchzogen wird (Photo 3). Im Schichtungsrhythmus ist der bänderig ausgebildete «Mittlere Kieselkalk» durchaus dem «Unteren Sandschlierenkalk» der Altenorenstock-Schuppe (S. 29) zu vergleichen. Gegen oben nimmt der Phosphoritgehalt ab, die rostigen Sandkalkbänder setzen aus: der «Mittlere Kieselkalk» leitet in den «Oberen Kieselkalk» über.

In der Rotstock-Scholle tritt in der Wandstufe nördlich des signalisierten Gipfels P. 2414.8 ein nur wenige Dezimeter mächtiger Synklinalkeil eines anrostenden, schwach spätigen Feinsandkalkes mit einzelnen Phosphoritknöllchen auf.

Die grossen Mächtigkeitsunterschiede des «Mittleren Kieselkalkes» der Langfirn-Elemente sind wahrscheinlich tektonisch zu erklären. In den obersten Schuppen der Speichstock-Nordwestwand fehlt «Mittlerer Kieselkalk» über weite Strecken; nur stellenweise findet sich ein kaum 50 cm mächtiges glaukonitisches Band. Wo am Claridenfirn die Unterlage des Schrattenkalkes des Speichstock-Südostsporns zum Vorschein kommt, tritt ein stark anrostender, 0.4—2.4 m mächtiger, feinsandiger Glaukonitit bis Glaukonitkalk auf (Koordinaten 711 970/190 580/2725).

Am Langfirn geht die 3—4 m dicke Bank eines massigen, braunschwarz anrostenden, zähen, kalkigen Glaukonitits, der in einem feinen Gewebe von Calcit, Limonit und Glaukonit neben zahlreichen limonitischen Glaukocalcitkörnern (60 bis 70%) nur wenig Quarz (2—5%) führt, durch Aufnahme feinspätiger Schlieren gegen

oben in einen Bänderkalk über. Seitlich kann der feinsandige Glaukonit durch einen schwach glaukonitischen Feinsandkalk mit zahlreichen Phosphoritknöllchen ersetzt werden. Am Nordrand des Langfirns schaltet sich stellenweise zwischen feinknollig auswitternde, feinsandige Kalke und die massige Glaukonitbank ein 1.5—2 m mächtiger, hellanrostender, rauhflächiger, feinsandiger, glaukonitischer Crinoidencalcarenit ein. Da die Schichtfolge nördlich des Langfirns ausserordentlich stark verschert ist (Abb. 17), muss die Frage offen bleiben, ob der Crinoidencalcarenit ins Dach oder ins Liegende der massigen Glaukonitbank einzuordnen ist. Am Chammligrat jedenfalls scheint ein durchaus vergleichbarer gebänderter Crinoidencalcarenit zwischen zwei massige Glaukonitbänke eingeschaltet zu sein (W. BRÜCKNER, 1947: 160).

Eine ausgeprägte Wechsellagerung geringmächtiger Bänke eines ausserordentlich zähen, feinsandigen, glaukonitischen Kalkes und feinsandiger, glaukonitischer Schieferbänder zeigt der «Mittlere Kieselkalk» der Früttlenhörner. Der Glaukonitgehalt ist stellenweise bedeutend geringer als am Langfirn; Phosphoritkörner scheinen zu fehlen.

In der Chamerstock-Scholle folgt über einem schwach glaukonitischen, mergeligen, feinsandigen Kalk eine 2.5—4 m mächtige, rostiggrünschwarz anwitternde, massige Bank, die sich vom Glaukonitit am Langfirn nur durch einen noch kleineren Feinsandgehalt (1—2%) unterscheidet. Recht gut lassen sich in diesen Gesteinen die einzelnen Stadien beim Übergang von Glaukonit- zu Glaukocalcitkörnern beobachten. Gegen oben geht der Glaukonitit durch Abnahme an Glaukonit- und Zunahme an Quarzkörnern in einen feinsandigen Glaukonitkalk über.

Am westlichen Chamerstock, in der Geisstritt-Schuppe, erreichen die feinspätigen und feinsandigen Glaukonitkalke eine Mächtigkeit von 0.6—1 m, können jedoch gegen den Geisstritt hin bis 4 m dick werden (J. OBERHOLZER, 1933: 55, 319). Sie führen meist nur wenig Quarz in Siltfraktion; stellenweise ist ihre kalkige Matrix durch Kieselsubstanz ersetzt.

Recht massig und zäh sind die feinsandigen Glaukonitite und Glaukonitkalke des «Mittleren Kieselkalkes» der Stichplatten-Scholle. Im östlichen Seitenarm der Stoldenrus werden sie 2—3 m mächtig und enthalten einzelne Schalentrümmer. Während sich unter der Balmwand nur einige Dezimeter eines feinsandigen Glaukonitits vorfinden, erreicht der «Mittlere Kieselkalk» in der Stichplattenrus, wo er die gleiche mikrolithologische Ausbildung wie am Langfirn aufweist, eine Mächtigkeit von fast 5 m.

Oberer Kieselkalk

Aus dem stellenweise phosphoritischen, stellenweise vorwiegend glaukonitischen «Mittleren Kieselkalk» geht der bloss 1.2—5 m mächtige «Obere Kieselkalk» hervor. Die hellanwitternden, grobplattigen, feinspätigen Feinsandkalke und feinsandigen Kalke sind im Bruche meist wesentlich heller als die Gesteine des «Unteren Kieselkalkes». Sie sind deutlich feingeschichtet und von schichtparallelen Tonhäuten durchzogen. Der «Obere Kieselkalk» leitet in die hangenden Altmannschichten über; wo diese fehlen, folgen mit scharfer, meist tektonisch überprägter Grenze siltige Kalkmergelschiefer der Drusbergschichten.

In der mittleren Partie der Speichstock-Nordwestwand, am Langfirn und wiederum am Westabfall der Früttlenhörner schaltet sich ein feingeschichteter Feinsandkalk zwischen die braunschwarz anwitternde Bank des «Mittleren Kieselkalkes» und die stärker zurückwitternden Drusbergschichten ein. Da aber in den verscherten Serien am Nordrande des Langfirns die Drusbergschichten meist völlig ausgequetscht sind, ist es vielfach kaum zu entscheiden, ob «Oberer» oder «Unterer» Kieselkalk vorliegt.

Bereits P. v. SCHUMACHER (1928: 6) hat auf den feinsandigen, spätigen Kalk im Hangenden der Glaukonitbank der Chamerstock-Scholle aufmerksam gemacht (S. 152). Am Grat oberhalb Ober-Bärenboden wird der «Obere Kieselkalk» 1—1.5 m dick, fehlt dann aber über weite Strecken in der Chamerstock-Südostwand.

In der Stichplatten-Scholle ist der «Obere» gegen den «Mittleren Kieselkalk» scharf abgegrenzt (Stichplattenrus). Die feinsandigen Kalke sind leicht mergelig; sie sind mit den Drusbergschichten durch einen raschen Übergang verbunden.

Altmannschichten

Der obere Phosphorithorizont der Kieselkalk-Gruppe ist nur im Westteil der Gemsfairen-Scholle festzustellen. Er setzt mit einer 20—50 cm mächtigen, düsterbraungrau anwitternden Bank eines zähen, schwach glaukonitischen Feinsandkalkes mit zahlreichen phosphoritischen Knöllchen ein. Das rauhflächige Gestein ist vielfach leicht mergelig; in der von Quarz (15—25%) in Silt- und Feinsandfraktion durchsetzten kalkigen Matrix treten zahlreiche idiomorphe Dolomitkristalle auf. Der Glaukonitgehalt ist meist gering und nimmt gegen oben rasch ab, während Phosphoritknollen auch noch im blaugrauen Siltkalk, im oberen Teil der Altmannschichten, auftreten. Der eine Mächtigkeit von 2 m erreichende Siltkalk wird gegen oben schiefriger und mergeliger und leitet in die Drusbergschiefer über.

Der Kieselkalk der Sasberg-Platte

In der Sasberg-Südwestflanke folgt über einem feinsandigen Spatkalk (Pygurusschichten?) eine nur 2.5—3 m mächtige, dunkelbraungrau anwitternde, massige Bank eines zähen und schwach mergelig-spätigen Feinsandkalkes. Das ausgezeichnet parallelgeschichtete Gestein ist lithologisch mit dem bedeutend mächtigeren «Unteren Kieselkalk» am Gemsfairen oder in der Stichplattenrus zu vergleichen. Im Dache der massigen Bank tritt ein zurückwitterndes, scharf begrenztes, rostigbraunes Band eines feinblättrigen Feinsandkalkschiefers auf. Neben zahlreichen Tonhäuten führt der nur 5—20 cm dicke Horizont einzelne Echinodermenbruchstücke sowie Ankerit und Glaukonit. Mit wiederum scharfer Grenze setzt über diesem Schieferband («Mittlerer Kieselkalk», Lidernenschichten?) eine 6—7 m dicke, vorwiegend dunkelbraungrau anwitternde Wechsellagerung im Bruche hellerer und dunklerer Feinsandkalke ein («Oberer Kieselkalk»), die gegen die hangenden Schiefer der Drusbergschichten scharf begrenzt ist. Nur lokal schaltet sich zwischen «Oberen Kieselkalk» und Drusbergschichten ein feinsandiger Mergelkalk mit glaukonitischen Schlieren ein, der den Altmannschichten entsprechen könnte (H. SCHIELLY, 1964: 148).

f) Drusbergschichten

Die Drusbergschichten zerfallen in den höheren Elementen der Claridenkette in zwei sich völlig verschieden verhaltende lithologische Abschnitte, deren stratigraphischer Zusammenhang nur an den wenigsten Stellen noch erhalten ist. Der rasche lithologische Wechsel zwischen der tieferen Schieferabteilung und den darüberfolgenden massigeren Kalken hat meist als Bewegungshorizont gedient, so dass sich heute zwischen den beiden Schichtabschnitten eine scharfe, tektonisch herausgebildete Grenzfläche vorfindet. Den höheren, morphologisch sich eng an den darüberfolgenden Schrattenkalk anschliessenden Sinuatenschichten können wir die darunterliegenden Schiefer der Drusbergschichten gegenüberstellen, die der Kürze halber lediglich Drusbergschiefer genannt seien.

Weitgehend tektonisch zu erklären ist die stark wechselnde Mächtigkeit der Drusbergschiefer. Die ursprünglich recht weichen Gesteine, heute freilich spröde, splittrige, meist nur schwach siltige Kalkschiefer, sind vielerorts stark zerdrückt (Westabfall der Füttlenhörner) oder gar völlig ausgequetscht (Langfirn, Ostende der Früttlenhörner), an anderen Orten wiederum in grosser Mächtigkeit angehäuft.

Die gutgeplatteten bis feingeschieferten Mergelkalkschiefer bis mergeligen Kalkschiefer weisen vielfach glänzende Schieferungsflächen auf; sie sind im Bruche vorwiegend dunkel. Ihr Quarzgehalt ist meist gering und bleibt stets unter 2%; nur stellenweise treten in der kalkigen Grundmasse kieselige Nester auf (Chamerstock). In ihrer wohl annähernd ursprünglichen Mächtigkeit von 8—10 m sind die Drusbergschiefer im mittleren Teil der Früttlenhörner, in der Chamerstock-Südostwand und in der Stichplattenrus erhalten. Im stark zurückwitternden, meist überwachsenen Band zwischen den Felsstufen des Kieselkalkes und des Schrattenkalkes folgt am Chamerstock über vorwiegend schlecht geschieferten Mergelkalken eine Wechsellagerung schwach siltiger, kalkiger Mergelschiefer und spröder Kalkmergelschiefer, in die einzelne, etwas massigere Bänke schlecht geschieferter und splittrig brechender, schwach siltiger Mergelkalke eingeschaltet sind.

Wie am Chamerstock bildet auch am Sasberg die 6—7 m mächtige Wechsellagerung siltiger Kalkschiefer und siltarmer bis siltfreier Kalkmergelschiefer ein zurückwitterndes, vegetationsbedecktes Band unter der Stufe der Situatenschichten.

Weit stärkeren faziellen Wechseln als die Drusbergschiefer sind die meist recht hell, zuweilen leicht bräunlich anwitternden Sinuatenschichten unterworfen. Die vielfach durch eine scharfe Schichtfuge, stellenweise auch durch ein 10—30 cm mächtiges Band schwarzer, schwach mergeliger Kalkschiefer vom Schrattenkalk getrennten, morphologisch jedoch die unterste Stufe der Schrattenkalkfluh bildenden Sinuatenschichten hat P. v. SCHUMACHER (1928: 7/11, 16) dort, wo er keine Austernfragmente feststellen konnte (Gemsfairen, Chamerstock, Stichplatten, Sasberg), zum Schrattenkalk gerechnet. Die verkieselte Schalentrümmer führenden Gesteine am Chammligrat und an den Wissen Chöpf jedoch hat er «Sinuata-» oder «Austernbänke» genannt und als obere Abteilung der Drusbergschichten betrachtet.

In der Gemsfairen-Scholle werden die Sinuatenschichten 2.5—3 m mächtig (Gemsfairen-Westflanke, Gemsfairen-Ostgrat). Die im Bruche dunklen, organogen-detritischen Kalke sind nur schwach siltig und kaum mergelig. Sie führen ausser Onkoiden (bis 20%) zahlreiche Kleinforaminiferen (Milioliden, Textulariden), Echinodermenfragmente und Bryozoen. Die feinkörnigen Biocalcarenite enthalten stellenweise in grosser Zahl verkieselte Austernfragmente.

Die schrattenkalkähnlich anwitternden Sinuatenschichten der Langfirn-Elemente sind bedeutend stärker feinsandig als jene der Gemsfairen-Scholle. Die in ihrer Mächtigkeit stark wechselnden, zähen, massigen Kalke sind inwendig recht dunkel und von gelblichen, siltig/kieseligen Schlieren durchzogen, die stellenweise als verkieselte Fragmente von *Aetostreon* erkannt werden können (nordöstlich des Gemsfairenjoches, Koordinaten 712 360/191 200/2820). Die stark verscherten Sinuatenschichten am Nordrande des Langfirns und am Chammligrat bestehen aus einer vielfachen, kleingefältelten Wechsellagerung marmorisierter Kalk- und feinwulstig herauswitternder Sandkalklaminae. Am Ostrande des Langfirns sind in den feinsandigen Kalken neben Austernfragmenten bis cm-grosse Echinodermenbruchstücke und Bryozoenkolonien zu erkennen.

Mächtiger als am Gemsfairen und am Langfirn sind die Sinuatenschichten der Wissen Chöpf und der Früttlenhörner (8—12 m). Die massigen, schwach feinsandigen Kalke sind im stratigraphisch tieferen Abschnitt inwendig recht hell, werden aber gegen oben zusehends dunkler. Namentlich im tieferen, von einzelnen geringmächtigen Schieferlagen durchsetzten Teil finden sich zahlreiche verkieselte Austernfragmente. Recht typisch sind die Sinuatenschichten am Vorsprung westlich des kleinen Sattels unter dem westlichsten Früttlenhorn entwickelt (Koordinaten 714 460/192 500/2060). Der obere Teil der Sinuatenschichten, ein dunkler, siltiger, onkolithischer Kalk, enthält nurmehr wenige Schalenfragmente.

Der 1.5—4 m mächtige geplattete Kalk im Hangenden der Drusbergschiefer am östlichen Chamerstock ist gleich ausgebildet wie der oberste Abschnitt der Sinuatenschichten der Früttlenhörner. Der inwendig vorwiegend dunkle, mergelig-siltige Kalk führt lediglich einzelne, rekristallisierte Schalentrümmer. Davon durch eine scharfe Fuge getrennt folgen 3—5 m schwach mergelig-siltiger Kalke, die mit dem darüberliegenden Schrattenkalk zwar eine morphologische Einheit bilden, aber noch einzelne Tonhäute und grob rekristallisierte Trümmer von Lamellibranchiern, Echinodermen und Bryozoen führen und deshalb wohl als vermittelndes Schichtglied zwischen Sinuatenschichten und Schrattenkalk betrachtet werden können (Taf. 4: Profil 15).

Nordwestlich des Geisstritt findet sich zwischen Drusbergschiefern und Schrattenkalk eine 4—6 m mächtige, düster anwitternde Partie lagenweise marmorisierter siltiger Mergelkalke und glimmerführender, zum Teil leicht spätiger Siltkalke und Feinsandkalke, die stellenweise verkieselte Austernbruchstücke enthalten (J. Oberholzer, 1933: 55, 319).

In der Stichplatten-Scholle erreichen die Sinuatenschichten zwischen den beiden östlichen Seitenarmen der Stoldenrus eine Mächtigkeit von fast 8 m. Die grobplattigen, knorrigen, feinsandigen und onkolithischen Kalke sind von Tonhäuten durchzogen und führen mancherorts Austernschalen in grosser Zahl (Ostarm der

Stoldenrus, Koordinaten 716 585/196 900/1250; Nordflanke der Stichplattenrus, Koordinaten 717 420/197 640/1275). Zwischen fossilreiche Austernkalke und hellen, feinkörnigen Schrattenkalk schaltet sich nördlich der Stichplattenrus ein gut 3 m mächtiger, hellgelbgrau anwitternder, ausserordentlich zäher, spergenitisch-onkolithischer Kalk ein, der in einem grobkörnigen Calcitzement neben sehr wenig Quarz in Siltfraktion teilweise verkieselte Echinodermentrümmer, Schalenfragmente von Lamellibranchiern und bis mm-grosse Onkoide führt (Taf. 4: Profil 23).

Recht gut vergleichbar mit den Sinuatenschichten der Chamerstock-Scholle sind jene der Sasberg-Platte (3,8—5 m), wo ausser einzelnen verwalzten Onkoiden nur spärliche Schalentrümmer festzustellen sind.

g) Schrattenkalk

In den autochthon/parautochthonen Schuppen des Kistenpassgebietes findet sich meist nur Unterer Schrattenkalk. Eine Ausnahme bildet das lokal engbegrenzte Vorkommen von Mergelschiefern mit *Orbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) in der Cavorgia de Breil (ALB. HEIM, 1878: 177; A. ROTHPLETZ, 1898: 76). Grössere Bedeutung erlangen die Orbitolinenschichten in manchen Elementen der Claridenkette; nur stellenweise ist in ihrem Hangenden auch noch Oberer Schrattenkalk erhalten geblieben.

Unterer Schrattenkalk

Die stets sehr hell anwitternde, massige Wandstufe des Unteren Schrattenkalkes ist in den Elementen der Claridenkette grossen Mächtigkeitsschwankungen unterworfen, die aber nicht auf primärstratigraphische, sondern auf tektonische Ursachen zurückzuführen sind. So wird zum Beispiel der am Ostgrat und am Südgrat des Gemsfairen 10—15 m mächtige Schrattenkalk im Couloir südwestlich des Gemsfairengipfels durch eine Bruchaufschiebung bis auf wenige Dezimeter ausgewalzt; die bis 25 m dicke Schrattenkalk-Platte der Gratkante nördlich des Gemsfairenjoches ist an querlaufenden Störungen stellenweise ebenfalls bis auf wenige Dezimeter ausgequetscht (S. 221).

Am Ostgrat des Gemsfairen ist die tiefste Bank des aus den Sinuatenschichten hervorgehenden Schrattenkalkes im Bruche noch bräunlichgrau und schwach spätig. Darüber folgen helle, salinische, vielerorts flatschig-lagig marmorisierte Kalke. Der Schrattenkalk der Elemente der Speichstock-Südostflanke ist recht massig. Schwach, aber grob spätige, rauhflächige Gesteine stehen im Wechsel mit lagenweise marmorisiertem, feinkörnigem Kalk. Südlich des Gemsfairenjoches und vom Speichstock-Nordostgrat hinüber bis in die Mulde des Langfirns sind diese Gesteine stellenweise stark verwalzt. Die verfältelten und schlierig marmorisierten Kalke zeigen den Habitus eines «Lochseitenkalkes». Die einzelnen Schrattenkalkzüge der Speichstock-Nordwestwand (Abb. 16), die Schrattenkalkbänder unter dem Langfirn sowie der Schrattenkalk der Wissen Chöpf und der Früttlenhörner sind meist als Bänder- oder Streifenmarmore ausgebildet. Nur in hellbräunlichen, reliktischen Partien der stellenweise von feinen limonitischen Schlieren durchzogenen Gesteine ist mitunter noch eine onkolithische Struktur zu erahnen.

Ein lagig marmorisierter, von limonitischen Tonhäuten durchsetzter Schrattenkalk bildet auch den Kern der aufgebrochenen Antiklinale der Köpfe westlich des Steinberg.

In der Chamerstock-Scholle erreicht der Schrattenkalk in der Südostwand eine Mächtigkeit von etwa 30 m; in der Nordwand hingegen ist die Schrattenkalkfluh selten höher als 8—10 m. Wo der Schrattenkalk nicht mehr seine volle Mächtigkeit erreicht, ist er lagig-bänderig marmorisiert und in seiner Ausbildung kaum von den «Bändermarmoren» am Langfirn zu unterscheiden.

Zwischen Sinuatenschichten und salinischen Schrattenkalk schaltet sich am Chamerstock-Nordgrat (Turm P. 1845; Taf. 4: Profil 16) eine 5—8 m mächtige Bank eines feingesprenkelten, onkolithischen Kalkes mit rauher Verwitterungsrinde ein. Zahlreiche dunkel pigmentierte Onkoide (50%, Durchmesser 0.3—0.5 mm) sowie Milioliden, Bryozoen und Echinodermentrümmer sind von einer hellen, meist wasserklaren Calcitgrundmasse (30—40%) umschlossen. In einzelnen Lagen sind die Onkoide stark deformiert; weitaus der Grossteil aber zeigt nur geringe Spuren einer mechanischen Beanspruchung. Der detritisch ausgebildete untere Teil des Schrattenkalkes wird gegen Südwesten zu durch salinische Kalke ersetzt.

Am westlichen Chamerstock, in der Geisstritt-Schuppe, bildet der 15—25 m mächtige Schrattenkalk ein gut 15 Hektaren grosses, durch tiefe Schratten und Dolinen gegliedertes Karrenfeld (Chrächen), worin nur in kleinen Erosionsfenstern Sinuatenschichten und Drusbergschiefer zutage treten. Am Geisstritt weist der Schrattenkalk eine lagige Textur auf; in der frontalen Partie der Geisstritt-Schuppe ist er weitgehend marmorisiert. Unmittelbar unter den Orbitolinenschichten ist er calcarenitisch-onkolithisch ausgebildet und führt Milioliden, hochkonische Präorbitolinen und rekristallisierte Schalentrümmer; *Salpingoporella mühlbergi* DE LOR. ist nicht selten.

Ein «ganz Luchsiten artiger, lichtgrauer Kalk» (ARN. ESCHER, TB, *11:* 1172 s) findet sich in der höheren Partie der Chrächen. Die Entscheidung, ob Schrattenkalk der Geisstritt-Schuppe oder Öhrlikalk der Fiseten-Schuppe vorliege, ist mitunter reichlich schwierig (P. v. SCHUMACHER, 1928: 40). Werden nur jene Partien zum Öhrlikalk der Fiseten-Schuppe gerechnet, die sich an einer tektonischen Grenze vom Schrattenkalk abtrennen lassen, so wird der Anteil der Fiseten-Schuppe am östlichen Fisetengrat wesentlich kleiner als auf der Karte J. OBERHOLZERS (1942), wo ein Grossteil der tektonisierten Kalke des östlichen Fisetengrates als «Lochseitenkalk» ausgeschieden ist (cf. S. 237, 254).

In der Stichplatten-Scholle erreicht der massige, kaum gebankte Untere Schrattenkalk eine Mächtigkeit von 10—20 m. Der im Bruche hellblaugraue bis bräunlichgraue Kalk ist mancherorts salinisch, stellenweise aber etwas feinspätig und schwach siltig; meist führt er zahlreiche Milioliden. Bänderig-flatschig marmorisierte Lagen sind weit weniger häufig als am Gemsfairen oder am Langfirn. Wo Sinuatenschichten fehlen, folgt der Schrattenkalk mit scharfer Grenze auf Drusbergschiefern (innerste Wegkehre in der Stichplattenrus, Koordinaten 717 345/197 565/1250); nördlich der Stichplattenrus leitet jedoch ein spergenitisch-onkolithischer Kalk (S. 159) von fossilreichen Austernbänken zu salinischem Schrattenkalk über (Koordinaten 717 420/197 640/1275).

Im Gegensatz zum vorwiegend feinkörnigen Unteren Schrattenkalk der Clariden-Elemente ist der 8—10 m mächtige Schrattenkalk der Sasberg-Platte meist deutlich onkolithisch-spergenitisch ausgebildet. Schalentrümmer und Onkoide sind jedoch weitgehend rekristallisiert, so dass der Schrattenkalk der Sasberg-Platte weit weniger öhrlikalkähnlich aussieht als die onkolithischen Kalke am Chamerstock-Nordabfall.

Orbitolinenschichten

Ihre grösste Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet erreichen die Orbitolinenschichten in der Gemsfairen-Südflanke (12—15 m), wo folgende drei lithologische Typen unterschieden werden können:

(a) Orbitolinenonkolith: Das hellgelbgrau bis hellbraungrau anwitternde, 0.5—1.8 m dicke, massige Bänke bildende Gestein ist recht zäh; es ist im Bruche blaugrau bis blauschwarz und läuft braungrau an. In einer meist wasserklaren Calcitgrundmasse mit vereinzelten Tonhäuten treten zahlreiche, bis 1.5 mm grosse Onkoide auf (30—70 %), die meist nur schwach deformiert, stellenweise aber deutlich verwalzt und in der a-Richtung gestreckt (1 : 3—1 : 8) sind. Orbitolinen sind meist häufig, können aber auch fehlen. Quarz in Siltfraktion (max. 1 %) ist sozusagen nur als Bestandteil der Orbitolinenschalen zu finden. Neben Orbitolinen und Milioliden treten auch bis 0.6 mm grosse, leicht ankeritische Echinodermenfragmente und Bryozoenreste auf.

Da die Orbitolinenonkolithe meist einen schrattenkalkähnlichen Habitus aufweisen, sind sie vor allem dort, wo der Bändersiltkalk (c) nicht oder nur undeutlich entwickelt ist, bereits zum Oberen Schrattenkalk gerechnet worden, so in der Nordostflanke des Tieralpli, an den Wissen Chöpf und in der Westflanke des Talkessels von Fiseten (P. v. SCHUMACHER, 1928: 10/11, 17)[56].

(b) Orbitolinenmergelkalkschiefer: Als 10—60 cm mächtige Schichten oder auch nur als kaum fingerdicke Lagen finden sich meist recht düster anwitternde, stark verfaltete, spröde Kalkmergelschiefer, in denen Orbitolinen geradezu gesteinsbildend auftreten. Die Kalk/Ton-Grundmasse des im Bruche blaugrauen Gesteins ist von zahlreichen, zuweilen leicht limonitischen Tonhäuten durchzogen; ausserdem sind einzelne, stark ausgebleichte Glaukonithäute festzustellen. Die Orbitolinenmergelkalkschiefer sind etwas quarzreicher als die Orbitolinenonkolithe; doch ist der Quarz auch hier meist nur in Feinsandfraktion vertreten (1—5 %).

(c) Bändersiltkalk (Photo 4): Ein charakteristisches, allerdings mancherorts fehlendes Schichtglied der Orbitolinenschichten ist der «Bändersiltkalk»: eine feinknorrige, feingebänderte Serie schwach mergeliger Kalksiltschiefer und löcherig-schalig auswitternder, hellerer Kalksiltsteinlagen. Die meist in einzelne Linsen aufgelösten

[56] Auch der onkolithisch/oolithische Kalk, den W. BRÜCKNER (1937: 119/20) als «Oberen Schrattenkalk» der Griesstock-Decke beschrieben hat, ist viel eher dem Orbitolinenonkolith der Clariden-Elemente als dem bedeutend helleren, grobspätigen «Oberen Schrattenkalk» der Stichplatten-Scholle (S. 165) zu vergleichen.

und oberflächlich entkalkten, zähen Kalksiltsteinbänklein zeigen im quarzitisch glänzenden Bruche vielerorts eine deutliche Schrägschichtung. Die nur 1—3 mm dicken Laminae sind vertikalsortiert. Neben Quarz in Siltfraktion (50—60%) sind idiomorphe ankeritische Dolomitrhomboeder (bis 10%) festzustellen. Zahlreiche, stellenweise limonitische Ton/Silt-Laminae durchsetzen die weniger stark zurückwitternden, feingeschichteten Kalksiltsteinschieferlagen.

In der Gemsfairen-Südflanke wird der tiefere Abschnitt der Orbitolinenschichten von einer dreifachen Wechsellagerung von Onkolithen und Mergelkalkschiefern gebildet. Mit scharfer Grenze setzt darüber der Bändersiltkalk ein, in dessen höchsten Teil sich einzelne Kalkschieferlagen mit Orbitolinen einschalten. Darüber folgen nochmals zwei durch eine Bändersiltkalklage getrennte Orbitolinenonkolithbänke. Am Ostende des Gemsfairengrates jedoch findet sich zwischen Unterem Schrattenkalk und Mittlerer Kreide lediglich eine 1.5—3 m mächtige Bank von Orbitolinenonkolith.

Am Speichstock treten Orbitolinenschichten nur in einzelnen Linsen auf; doch lassen sich alle drei in der Gemsfairen-Scholle unterschiedenen lithologischen Typen wiederfinden. Auffällig sind vor allem die im Hangenden des Schrattenkalkes der Speichstock-Südostflanke auftretenden, gelbbraungrau anwitternden Gesteine, die fast völlig marmorisiert und von grossen, krummflächigen Tonhäuten durchzogen sind. Stellenweise sind darin noch feinonkolithische Relikte mit Orbitolinen zu erkennen. Westlich der Firnmulde unter dem Gemsfairenjoch begleiten bis 2 m mächtige «Tonfetzenmarmore» Orbitolinenonkolithe; weit häufiger finden sich diese Marmore aber als kleine, zerquetschte Linsen am Kontakt Schrattenkalk/Hergenschiefer oder zwischen den einzelnen Schrattenkalkpaketen.

Während an den Wissen Chöpf die «Serie von gelbbraun anwitternden, sandig anzufühlenden, oft etwas tonigen Kalken» (J. OBERHOLZER, 1933: 54) noch von einzelnen Mergelkalkschieferlagen durchsetzt ist, bestehen die 5—8 m mächtigen Orbitolinenschichten der Früttlenhörner lediglich aus geplatteten, siltigen, feinonkolithischen Kalken, in denen nur einzelne Orbitolinen auftreten. Die stellenweise stark rekristallisierten Gesteine führen bedeutend weniger Onkoide, jedoch mehr Quarz in Siltfraktion (15—20%) als die Orbitolinenonkolithe der Gemsfairen-Scholle.

Nur schwach siltig ist der über dem Schrattenkalk östlich des Steinberg folgende, von rötlichbraunen Fleckchen und limonitischen Tonhäuten durchsetzte Kalk mit Orbitolinenfragmenten. Der am Turm K. 1695 (Koordinaten 715 500/195 430) vor der tieferen Seewerkalkfluh östlich des Steinberg gegen 10 m mächtige Orbitolinenkalk unterscheidet sich vom Orbitolinenonkolith der Gemsfairen-Scholle dadurch, dass Onkoide gegenüber Schalenfragmenten mengenmässig weit zurücktreten. Unter den stark abgenutzten Trümmern lassen sich erkennen: *Trocholina* cf. *alpina* (LEUPOLD), *Pseudocyclammina* cf. *hedbergi* MAYNC sowie zahlreiche Milioliden, Textulariden, Echinodermentrümmer, Kalkalgenreste (unter anderen *Salpingoporella mühlbergi* DE LOR.), Bryozoen und Bruchstücke von Orbitolinen. In einzelnen Partien sind Schalentrümmer derart angehäuft, dass das Gestein richtiggehend spergenitisch ist. Über den massigen, onkolithischen Orbitolinenkalken folgen östlich des Steinberg 3—5 m braungraue, zähe, splittrige Kalke mit einzelnen Tonhäuten, die einen beträchtlichen Anteil (15—25%) feiner Quarzkörner (0.05—0.12 mm) und nur ein-

zelne Onkoide enthalten. Zwischen limonitischen Schlieren finden sich Textulariden, Milioliden, einzelne Orbitolinenbruchstücke und Schalentrümmer von Lamellibranchiern.

Wie in der Gemsfairen-Scholle setzen auch die Orbitolinenschichten der Chamerstock-Scholle mit einem schwach siltig-mergeligen Orbitolinenonkolith ein, in den sich gegen oben feinste Lagen mergeliger Kalkschiefer mit Orbitolinen einschalten. Nur stellenweise folgen darauf 1.5—2 m schwach siltiger Orbitolinenmergelkalkschiefer, die vor allem nordöstlich des östlichen Chamerstockgipfels besonders schön ausgebildet sind (Koordinaten 716 430/194 840/2040). Der 1.5—4 m mächtige Orbitolinenonkolith ist am Chamerstock mancherorts ziemlich grobkörnig und im Bruche recht hell. Meist wird er ohne Zwischenschaltung von Mergelkalkschiefern von einem bänderigen Calcarenit mit calcisiltitischen Laminae überlagert. Die zurückwitternden, helleren Lagen dieses siltig-feinsandigen Kalkes mit hervortretenden feinsandigen Schnüren und Bändern sind quarzärmer (15—20%) als die Kalksiltsteinlagen des Bändersiltkalkes am Gemsfairen. Den Abschluss der Orbitolinenschichten bildet in der Chamerstock-Südostwand eine Wechselfolge feinspätiger, siltig-mergeliger Onkolithe und ebenfalls onkolithischer, jedoch stärker feinsandiger (20—25% Quarz), mergeliger Kalke mit Orbitolinen sowie Echinodermen- und Molluskentrümmern; im Chamerstock-Nordabfall tritt jedoch im obersten Teil der Orbitolinenschichten ein kaum onkolithischer, fast quarzfreier, mergeliger Orbitolinen/Milioliden-Kalk auf.

An die Schrattenkalkplatte der Geisstritt-Schuppe schliesst das von der Gratkante Steinberg/Geisstritt auf K. 1865 in südwestlicher Richtung wegziehende, meist 2—3 m, stellenweise nur 0.5 m breite Band an, das eine sanfte Eindellung in der verschratteten Kalkhochfläche bildet. Unter dem hellen Schrattenkalk der Chrächen liegen in ungestörter Folge dunkle, etwas spätige und onkolithische Kalke; die zentrale Partie der Mulde bildet ein zähes, feinsandiges Gestein, das mit scharfer Grenze dem nordwestwärts anschliessenden Schrattenkalk aufruht. Der düster anwitternde, feinsandige Kalk bis Feinsandkalk führt stellenweise zahlreiche Bruchstücke kleinwüchsiger Lamellibranchier und einzelne Siltknauer (Koordinaten 715 420/194 805/1970). Das Verhältnis des Feinsandkalkes zum darunter eintauchenden Schrattenkalk kann nicht einwandfrei festgestellt werden. Es ist schwer zu entscheiden, ob eine verkehrtliegende, normalstratigraphische Folge von Unterem Schrattenkalk, Orbitolinenschichten und Oberem Schrattenkalk oder eine zerquetschte und verschürfte Synklinale von Orbitolinenschichten vorliegt.

Nur von äusserst geringmächtigen Mergelkalkschieferlagen mit Orbitolinen durchsetzte, undeutlich geplattete, etwas knorrige Orbitolinenonkolithe, die mikrolithologisch durchaus den Orbitolinenonkolithen am Gemsfairen zu vergleichen sind, bilden das 5—6.5 m mächtige Band der Orbitolinenschichten der Stichplatten-Scholle.

Präorbitolinen aus den Orbitolinenschichten am westlichen Chamerstock

In den Orbitolinenschichten unter der Schrattenkalkplatte der Chrächen und an der Front der Geisstritt-Schuppe treten neben nur schwach siltigen, onkolithisch-spergenitischen Kalken vor allem Feinsandkalke auf, die ausser bis mm-grossen Milioliden, einzelnen Bryozoen und *Salpingoporella mühlbergi* verschiedene Formen von Präorbitolinen enthalten.

Versuche, die Fossilien zu isolieren, haben fehlgeschlagen; es dürfte sich aber — wie auch bei den von H. J. FICHTER (1934: 38) und J. SPECK (1953: 158/64) im Schrattenkalk bzw. in Urgonkalken festgestellten Formen — vorwiegend um Arten des Genus *Orbitolinopsis* SILVESTRI handeln.

Eine im Axialschnitt flachkorbförmige Art scheint den von J. SPECK (1953: 162/63, Taf. 11: Fig. 28/29) als «*Orbitolinopsis* sp., Form c» beschriebenen und von F. R. S. HENSON (1948: Pl. 2: Fig. 11) als «*Orbitolinopsis* sp.» abgebildeten Formen zu entsprechen.

Bei den beobachteten Parallelschnitten lassen sich zwei sicher voneinander zu trennende Formen unterscheiden. Der eine Typ (Durchmesser 1.8 mm) weist nur ein System starker, bis in etwa ein Drittel des Durchmessers reichender, mit dem zentralen Netzwerk verschmelzender Septulae (24—26) auf; er ist wahrscheinlich dem Genus *Orbitolinopsis* zuzuordnen. Bei dem etwas kleineren Typ (Durchmesser 1.4 mm) gehen die Hauptseptulae schon knapp nach einem Sechstel des Durchmessers in das zentrale Netzwerk über. Zwischen den Hauptseptulae finden sich eine, seltener zwei, bedeutend feinere, frei endende Nebenseptulae, welche die fast dreieckigen Marginalkammern unterteilen. Die Gesamtzahl der Septulae, einschliesslich der Nebenseptulae, beläuft sich auf 30—34. Die Zentralzone ist ziemlich grob netzartig gegliedert. Gut sind die subepidermalen Platten sichtbar. Dieser eher spärlich vertretene Typ kann mit der von F. R. S. HENSON (1948: 70, Pl. 1: Fig. 2/3) als *Iraqia simplex* beschriebenen Form verglichen werden.

In die Reihe *Coskinolina — Lituonella — Dictyoconus* gehören hochkonische Formen, die an die 2 mm lang und an der Basis 0.9 mm breit werden. Die in 7—9 Stockwerken angeordneten, meist konkav-dreieckigen Kammern sind nicht durch plan verlaufende Querböden getrennt; die Begrenzung der einzelnen Stockwerke ist deutlich gewellt. Da jede Andeutung von Zwischenböden fehlt, sind diese Formen nach der Diagnose von L. M. DAVIES (1930: 497) wahrscheinlich dem Genus *Coskinolina* STACHE zuzuweisen.

Oberer Schrattenkalk

Das wechselweise Auftreten oder Fehlen von Oberem Schrattenkalk hat P. v. SCHUMACHER (1928: 17) für einen wesentlichen Unterschied der Elemente der «Glarner-Decke» und jener der «Kammlistock-Decke» gehalten. Dabei hat er allerdings stellenweise in den von ihm der «Kammlistock-Decke» zugerechneten Einheiten Orbitolinenonkolithe als «Oberen Schrattenkalk» betrachtet (cf. S. 161).

In der Gemsfairen-Scholle fehlt Oberer Schrattenkalk. Ob einzelne der verschiedenen Schrattenkalkplatten und -bänder am Speichstock zum Oberen Schrattenkalk zu rechnen sind, ist reichlich ungewiss. Die schwach, aber grob spätigen Gesteine sind mikrolithologisch genau so gut mit den spätigen Partien des Unteren Schrattenkalkes im Faschas-Profil wie mit dem unzweifelhaften Oberen Schrattenkalk der Stichplatten-Scholle zu vergleichen; Orbitolinen sind im spätigen Schrattenkalk am Speichstock jedoch keine festzustellen.

In den Langfirn-Elementen ist vom Nordrande des Langfirns über die Wissen Chöpf bis in die Früttlenhörner kein Oberer Schrattenkalk vertreten. Ob hingegen am Chammligrat Oberer Schrattenkalk ausgeschieden werden kann, werden die seit Jahren betriebenen, eingehenden Untersuchungen W. BRÜCKNERS zeigen[57].

In der Chamerstock-Scholle scheint nur Unterer Schrattenkalk vorzuliegen.

---

[57] Dass W. BRÜCKNER (1943: 35 Anm. 1) zu Ergebnissen gelangt ist, die von jenen P. v. SCHUMACHERS nicht unwesentlich abweichen, lässt sich aus seiner Bemerkung entnehmen, P. v. SCHUMACHER habe in der Clariden-Nordwand «Öhrlischichten und Schrattenkalk verwechselt».

Ob der Schrattenkalk unter dem Orbitolinenschichtenzug der Geisstritt-Schuppe Oberen Schrattenkalk darstellt, bleibt fraglich (cf. S. 163).

Sicherer Oberer Schrattenkalk ist hingegen am Aufbau der Stichplatten-Scholle beteiligt, wo er über der Balmwand, der südlichen Verlängerung der Nussbüel/Stichplatten-Wand, schon von J. OBERHOLZER (1919: 93; 1933: 346) festgestellt worden ist. Der hellgelbgrau anwitternde, massige bis gutgebankte Obere Schrattenkalk erreicht in der Balmwand und in der tieferen Abspaltung der Stichplatten-Scholle eine Mächtigkeit von 8—12 m (Abb. 19). Neben splittrig-muschelig brechenden, inwendig hellbräunlichgrauen, feinkörnigen, leicht spergenitischen bis onkolithischen Kalken, die mancherorts von den Gesteinen des Unteren Schrattenkalkes nicht oder nur anhand der bedeutend häufigeren Milioliden zu unterscheiden sind, finden sich bis gut metermächtige Bänke sehr heller, grobspätiger und schwach feinsandiger, grobkörniger Onkolithe. Diese typischen Gesteine führen in einer Kalkmatrix 2—3 mm grosse, dunkelpigmentierte Onkoide, Milioliden, spitzkonische Präorbitolinen, Orbitolinen, Bryozoen und *Salpingoporella mühlbergi*.

h) Mittlere Kreide

Verglichen mit der in der südlichen Griesstock-Decke recht gut gegliederten Abfolge (W. BRÜCKNER, 1937: 121/134) ist die Mittlere Kreide der höheren Elemente der Claridenkette auffällig geringmächtig und schlecht entwickelt. Mancherorts folgt unmittelbar über den lokal zuoberst rostig infiltrierten Orbitolinenschichten die düsterbraungrau anwitternde Turrilitenschicht. In den Kalksandsteinen der Turrilitenschicht finden sich aber einzelne phosphoritisierte Fragmente eines schwach feinsandigen Orbulinarienkalkes, die aus den Knollenschichten stammen dürften.

In der Tat stellt sich am Gemsfairen gelegentlich im Liegenden der Turrilitenschicht eine düster anwitternde, schwach gebänderte, plattige Abfolge zäher, schwach mergeliger Calcisiltite und Kalksiltsteine ein. In dem wohl den Knollenschichten zu vergleichenden Schichtglied treten auch kaum sandige Orbulinarienkalke auf. An der Basis der 2—2.5 m mächtigen Serie liegt ein wenig ausgeprägter Phosphorithorizont.

Vom Langfirn bis in die Früttlenhörner ist die Turrilitenschicht meist das einzig vertretene Schichtglied der Mittleren Kreide. Nur an den Wissen Chöpf findet sich zwischen Orbitolinenschichten und Turrilitenschicht eine fast metermächtige, feinsandige Glaukonitkalkbank (P. v. SCHUMACHER, 1928: 11), die faziell mit den Aubrigschichten, das heisst der knollenfreien Ausbildung der Knollenschichten, verglichen werden kann. In Aubrigfazies ist auch die 2—3 m mächtige Bank unter der Turrilitenschicht der Kreideserie des Tieralpli entwickelt[58].

Sehr fraglich ist die Einordnung der geringmächtigen Mittleren Kreide nordwestlich unter dem Fulfad und östlich des Steinberg, obwohl die von Glaukonit-

[58] Der tiefere Teil der von P. v. SCHUMACHER (1928: 10) zum «Albien-Gault» gerechneten Serie am Tieralpli, eine auf Orbitolinenonkolithen liegende, düster anwitternde, feinsandige, schiefrige Folge mit «knollig kalkigen Bänken», entspricht weitgehend dem «Bändersiltkalk» der Orbitolinenschichten in der Gemsfairen-Südflanke (S. 161).

fetzchen und phosphoritischen Knöllchen durchsetzten, stellenweise durch eine phosphoritische Matrix zementierten, quarzitischen Gesteine am Steinberg seit langer Zeit bekannt sind[59]. Die in den Quarziten auftretenden helleren Linsen eines feinonkolithischen, mergeligen Siltkalkes sowie die im obersten Abschnitt vermehrt vorhandenen Phosphoritknollen machen es freilich wahrscheinlich, dass es sich um Knollen- und Turrilitenschichten handelt.

Der in der Chamerstock-Scholle mit scharfer Grenze die Orbitolinenschichten überlagernde, düsterbraungrau anwitternde, feingeschichtete, mergelige, kaum glaukonitische Sandkalk mit lagenweise angeordneten, länglich-rundlichen Knollen eines feinkörnigen Kalkes dürfte den Knollenschichten entsprechen. In seinem Dache tritt lokal eine massige Bank eines sandigen Glaukonitkalkes in der Ausbildung der Aubrigschichten auf (Rippe westlich Ober-Bärenboden, J. OBERHOLZER, 1933: 363)[60].

Sicher mit der Geisstritt-Schuppe in Verbindung stehende Mittlere Kreide ist keine festzustellen; das von J. OBERHOLZER (1942 [Karte]) nordwestlich des Geisstritt ausgeschiedene «Gault»-Band entspricht wahrscheinlich dem Orbitolinenschichtenzug (S. 163).

Mit Ausnahme eines geringmächtigen, phosphoritischen Kalksandsteins, der wahrscheinlich der Turrilitenschicht zuzurechnen ist, fehlt Mittlere Kreide in der Stichplatten-Scholle über weite Strecken völlig. Stellenweise sind jedoch über dem Oberen Schrattenkalk geringmächtige Knollenschichten in gleicher Ausbildung wie am Chamerstock erhalten, wobei sich wiederum im Dache des von Kalkknollen durchsetzten Sandkalkes eine massige Bank eines sandigen Glaukonitkalkes in der Fazies der Aubrigschichten vorfindet (J. OBERHOLZER, 1933: 363).

Am Sasberg stellen sich über dem Schrattenkalk 4—5 m mächtige, braunschwarz anwitternde, inwendig graue, siltige Schiefer ein, die in ihrem obersten Abschnitt seewerkalkähnliche Knollen führen (Knollenschichten).

Nur ein Schichtglied der Mittleren Kreide fehlt in den Elementen der östlichen Claridenkette selten: die meist 0.4—0.8 m mächtige, düsterbraungrau anwitternde, vielerorts aber von weissen Flechten überwachsene, phosphoritische Kalksandsteinbank der Turrilitenschicht.

Am Gemsfairen treten aus der löcherig-knolligen Oberfläche des schwach glaukonitischen Kalksandsteins zahlreiche phosphoritisierte Steinkerne heraus; die Fossilreste sind aber so schlecht erhalten, dass sie nur gerade noch als Ammoniten- bzw. Lamellibranchier-Bruchstücke zu erkennen sind. Bei den stellenweise häufigen Einzelkorallen dürfte es sich um eine *Trochocyathus*-Art handeln. Der zähe Kalksandstein führt ausser zahlreichen kleinen phosphoritischen Knollen phosphoriti-

[59] In den unerschöpflichen Tagebüchern ARN. ESCHERS findet sich an der Stelle, wo er seine Beobachtungen am nördlichsten Felskopf der vom Geisstritt herunterziehenden Kante des westlichen Chamerstocks niedergelegt hat, der Vermerk «Aptien?» (TB, *11*: 1172 z).

[60] Die Wechsellagerung flaseriger, feinsandiger Kalke und schwach siltig-mergeliger Onkolithe im Liegenden der Knollenschichten, die P. v. SCHUMACHER (1928: 7) als «Gault» betrachtet und J. OBERHOLZER (1933: 363) als fragliche Twirrenschichten ausgeschieden hat, ist den Orbitolinenschichten zuzurechnen.

sierte Bruchstücke eines schwach feinsandigen Orbulinarienkalkes (S. 165).

Der sich zwischen Orbitolinenschichten und Seewerkalk einschaltende Phosphorithorizont der Früttlenhörner ist glaukonitfrei; quarzitisch ausgebildet ist das möglicherweise der Turrilitenschicht entsprechende Schichtglied am Fulfad und am Steinberg.

Bestimmbare Fossilien hat P. v. SCHUMACHER (1928: 10) in der kaum glaukonitischen Turrilitenschicht der Kreideserie des Tieralpli aufgefunden: *Mantelliceras mantelli* (SOW.), *Turrilites (Ostlingoceras) puzosianus* D'ORB., *Hamites (Stomohamites) virgulatus* BRNGT. und *Cymatoceras montmollini* (PICT. & CAMP.).

In der Chamerstock-Scholle wird die Turrilitenschicht fast 2 m dick. Der schwach mergelige Sandkalk bis Kalksandstein ist oberflächlich meist entkalkt und nur gerade östlich der beiden Chamerstockgipfel etwas glaukonitisch. Unter den nesterweise angehäuften phosphoritischen Steinkernen sind nicht näher bestimmbare Turriliten zu erkennen. Westlich Ober-Bärenboden hat J. OBERHOLZER (1933: 363) *Turrilites (Mariella) bergeri* BRNGT. aufgefunden.

In der Umbiegung der Hauptserie der Stichplatten-Scholle östlich des Hauptarmes der Stoldenrus folgt die knorrige Bank der Turrilitenschicht mit scharfer Grenze auf Oberem Schrattenkalk (Koordinaten 716 470/196 950/1330). Der unglaublich zähe, im Bruche hellblaugraue, zum Teil rostfleckige, glaukonitfreie Kalksandstein führt zahlreiche, bis cm-grosse Phosphoritknollen. Gegen Nordosten zu keilt die massige Kalksandsteinbank aus; zwischen Oberem Schrattenkalk und Seewerkalk finden sich vielfach nur 0.8—1.2 m düster anwitternde, im Bruche braunschwarze, kalkige Siltschiefer mit zahlreichen Tonhäuten.

Über den Knollenschichten der Sasberg-Platte tritt ein 0.5—0.8 m mächtiger, zäher Kalksandstein mit zahlreichen phosphoritisierten Schalentrümmern auf, welcher der Turrilitenschicht entsprechen dürfte.

i) Seewerschichten

Den Abschluss der Kreideschichtreihe der Elemente der östlichen Claridenkette bildet der Seewerkalk, der hellgelbgrau anwitternde, 25—35 m hohe, aalglatte Wandstufen aufbauen kann. Die feinkörnigen, splittrig-muschelig brechenden, inwendig hellbräunlichgrauen bis blauschwarzen Kalke führen stets, aber nur in sehr geringer Menge authigenen Quarz, stellenweise auch Albit (Durchmesser 0.02—0.15 mm). Wie die Farbe ändert auch der Gehalt an Orbulinarien [*Stomiosphaera sphaerica* (KAUFM.)] sehr stark; Globotruncanen treten nur vereinzelt auf.

Lediglich stellenweise ist am Gemsfairen, am Chamerstock, in der Geisstritt-Schuppe, am Südwestende der Stichplatten-Scholle und am Sasberg im Liegenden des Seewerkalkes ein aus der Turrilitenschicht hervorgehender, 0.5 bis 1.3 m mächtiger, von feinsandigen, limonitischen Schlieren durchzogener Kalkhorizont entwickelt, der in seinem tieferen Abschnitt neben einzelnen Glaukonitfetzchen auch kleine Phosphoritknollen führt (Basaler Seewerkalk). Der Sandgehalt nimmt gegen oben ab; die sogenannte «Überturrilitenschicht» geht in den Seewerkalk über.

In der Südflanke und am Ostgrat des Gemsfairen ist der Seewerkalk im Bruche

vorwiegend blauschwarz und lediglich von einzelnen helleren Lagen durchsetzt. Tonhäute sind selten. Nur wenige Horizonte sind reich an Orbulinarien.

Recht hell sind die Seewerschichten des Verkehrtschenkels der Gemsfairen-Falte. Unter dem massigen, stratigraphisch tieferen Abschnitt (22—25 m) folgt ein 3.2 m mächtiges Band vorzüglich laminierter Kalkmergelschiefer mit glänzenden, sericitisierten Schieferungsflächen. Darunter liegen einige wenige Meter blaugrauer, mergeliger Kalke mit zahlreichen Tonhäuten. Dieser höchste Seewerkalk führt etwas organischen Detritus (Echinodermen- und Molluskentrümmer).

In den höheren Elementen am Speichstock tritt Seewerkalk nur in geringmächtigen, selten mehr als 3 m dicken Linsen auf (Speichstock-Nordostgrat). Im Bruche recht hell ist der feingeplattete bis geschieferte Seewerkalk der verscherten Faltenzüge am Langfirn. In der Kreideserie der Wissen Chöpf und der Früttlenhörner hingegen ist der 10—12 m mächtige, feingeplattete bis geschieferte, meist stark kleingefältelte Seewerkalk im Bruche dunkelblau.

Über dem Steinberg und unter dem Fulfad erreicht der Seewerkalk eine Mächtigkeit von 12—18 m. Die zahlreiche Orbulinarien führenden Gesteine sind bedeutend heller als in der Gemsfairen-Südflanke und in den Früttlenhörnern. Meist sind sie gut geplattet. Massig jedoch ist der ausserordentlich helle, kaum von Tonhäuten durchzogene Seewerkalk am Südwestende der liegenden Seewerkalk-Antiklinale oberhalb der Wängi, am Felssporn südöstlich unter dem Rundloch, in der Stirnfalte nordwestlich unter dem Fulfad und in den Schuppen am Grat östlich der Chameralp (S. 238/240).

Wie in der Normalserie unter dem Fulfad wird auch der Seewerkalk der Kreideabfolge des Tieralpli recht dick (P. v. SCHUMACHER, 1928: 10, 18), wenn auch wegen der starken Verfaltung die Mächtigkeit zum Teil sicher nur vorgetäuscht ist und kaum mehr als 30—40 m betragen dürfte.

In der Chamerstock-Südostwand besteht der 25—40 m mächtige Seewerkalk aus vorwiegend gutgeplatteten, im Bruche dunkelblaugrauen Kalken mit wenig Tonhäuten; gegen oben schalten sich einzelne etwas hellere Lagen mit zahlreichen Orbulinarien ein. Der höchste Abschnitt des Seewerkalkes ist wiederum ordentlich dunkel und weist schwache detritische Beimengungen auf. Im Chamerstock-Nordabfall dagegen ist der Seewerkalk recht massig und im Bruche ziemlich hell. Er enthält sehr viele Orbulinarien. Tonhäute sind selten.

Auch der 12—15 m mächtige Seewerkalk der Geisstritt-Schuppe ist im Bruche recht hell; Tonhäute fehlen nie. In den stärker marmorisierten Kalken sind die Tonhäute arg zerfetzt. Im tieferen Teil des Seewerkalkes an der Front der Geisstritt-Schuppe sind schlecht erhaltene Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe mit einer ankeritisch/chamositischen Grundmasse gefüllt, die sich von der Matrix des umgebenden Gesteins unterscheidet (Koordinaten 715 430/194 900/1930).

Die grossen Mächtigkeitsunterschiede des Seewerkalkes in den einzelnen Lamellen der Schuppenzone des Klausenpasses sind tektonisch zu erklären. Die vorwiegend hellen Kalke sind meist gut geplattet, in den kleineren Elementen sogar stark verschiefert. Unter plattigem Seewerkalk stellen sich auf K. 1200 im östlichsten Nebenarm der Stoldenrus feinlaminierte Kalkmergelschiefer ein. Die von zahlreichen Tonhäuten durchzogenen, seifig anzufühlenden Schiefer haben den Habitus von Glo-

bigerinenmergelkalkschiefern; sie sind aber im Bruche recht hell und enthalten neben zahlreichen Orbulinarien *Praeglobotruncana* cf. *helvetica* (BOLLI). Formen der *lapparenti*-Gruppe fehlen. Die Kalkmergelschiefer sind deshalb wahrscheinlich turonen Alters und können nicht als Äquivalente der lithologisch durchaus mit ihnen vergleichbaren mittel- bis südhelvetischen Seewerschiefer betrachtet werden. Zudem zeigt das Auftreten von *Globotruncana lapparenti* cf. *coronata* BOLLI in den massigen Seewerkalken der Schuppe der Stoldenrus, dass noch jüngere Anteile der Seewerschichten als die feingeschieferten Mergelkalke vorhanden sind.

Der auf K. 1275 im Hauptarm der Stoldenrus einsetzende, massige und karrig auswitternde Seewerkalk der tieferen Abspaltung der Stichplatten-Scholle ist nur gerade zuunterst ziemlich dunkel; innert weniger Meter wird er recht hell. Tonhäute sind in den grobgebankten Gesteinen der Balmwand und in den feinplattigen Kalken im Felszirkus der Stoldenrus selten. Neben Orbulinarien sind Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe festzustellen.

Am Sasberg wird der Seewerkalk 10—18 m mächtig; er entspricht in seiner Ausbildung weitgehend jenem der Stichplatten-Scholle.

3. DIE SCHICHTFOLGE DER FISETEN/ORTHALDEN-SCHUPPEN

Abgesehen vom schmächtigen Troskalkspan südlich der Klausenpasshöhe (S. 144) bestehen die verkehrtliegenden Fiseten/Orthalden-Schuppen, der sogenannte «Lochseitenkalk der Axen-Decke», aus kretazischen Sedimenten.

a) Öhrlikalk

Nicht nur am Nordhang des Gemsfairen und am Fisetengrat, sondern auch im Gebiet südlich des Klausenpasses (Chämmerli, Chammlihöreli) werden die Fiseten/Orthalden-Schuppen zum überwiegenden Teil von einem hellanwitternden, massigen Kalk aufgebaut, dessen Hauptmasse zunächst für Malm gehalten worden ist (ALB. HEIM, 1906: 428; W. STAUB, 1911a: 70; P. v. SCHUMACHER, 1928: 44). J. OBERHOLZER (1933: 58) fühlte sich jedoch durch die Gesteine nördlich des Langfirns weit weniger an Quintnerkalk oder an Troskalk als an Öhrlikalk erinnert; W. BRÜCKNER (1943: 7) hat diese Gesteine zu den «Öhrlischichten» gerechnet.

Der meist 15—20 m, stellenweise auch bis gegen 50 m mächtige Öhrlikalk ist im Bruche dunkelbraungrau bis blauschwarz; längs Schicht- und Scherflächen ist er braungrau verfärbt. Das Gestein weist mancherorts eine verwalzte, krümelige bis wolkige Textur auf. Die von einzelnen Tonhäuten durchzogene, kalkige, stellenweise etwas kieselige Matrix ist weitgehend rekristallisiert und umschliesst ausser Quarzkörnern in Silt- und Feinsandfraktion (max. 2%) einzelne ankeritische Echinodermenfragmente. Die stark pigmentierten Onkoide sind mancherorts gestreckt (1 : 5 bis 1 : 10). Bedeutend weniger ausgewalzt als die Öhrlikalke des Fisetengrates und der Ober-Orthalden sind die onkolithischen Gesteine westlich des Geisstritt. In den quarzfreien Onkolithen können neben 0.2—0.6 mm grossen Onkoiden solche mit einem Durchmesser von gegen 3.5 mm auftreten. Ausser Clypeinenresten ist auch *Trocholina alpina* (LEUPOLD) festzustellen (Koordinaten 715 435/195 110/1845).

Charakteristisch für den Öhrlikalk der Fiseten/Orthalden-Schuppen sind stellenweise recht zahlreich vorhandene kieselige Lagen und Knauer (W. BRÜCKNER, 1943: 7; ALB. HEIM, 1906: 409, 428; J. OBERHOLZER, 1933: 58; P. v. SCHUMACHER, 1928: 44; W. STAUB, 1911a: 70). Die rauhflächigen, weissgelb bis braunschwarz anwitternden Lagen sind 2—30 cm, max. 70 cm dick. Meist laufen sie der Schichtung parallel; stellenweise werden sie jedoch von kieseligen Schnüren gekreuzt, welche den Verlauf der späten Scherflächen abbilden. Bei den kieseligen Gesteinen handelt es sich um oberflächlich entkalkte, splittrig-muschelig brechende, inwendig hellblaue bis blauschwarze Silexite, in deren feinstkörnigem Quarzin/Calcit-Gewebe nur einzelne, bis 0.1 mm grosse Calcit- und Quarzkörner auftreten.

b) Spitzernschichten («Valanginianmergel»)

Mit scharfer Grenze folgt unter den steilen, hellen Öhrlikalkflühen der von der Ober-Orthalden gegen das Sulz hin abfallenden Stufe ein bedeutend sanftere Geländeformen bildendes Schichtglied, dessen Gesteine in spitz ausgezogenen Falten stellenweise bis an den Grat reichen. Die gleichen gutgeplatteten und von zahlreichen, in einzelnen Lagen gehäuft auftretenden Tonhäuten durchzogenen feinsandigen Calcarenite bilden auch nördlich der Ober-Orthalden die Unterlage des Öhrlikalkes. Am östlichen Fisetengrat tauchen sie auf der kleinen Kuppe K. 2140, 150 m westlich der Kantonsgrenze, zwischen onkolithischem Öhrlikalk auf.

Die feine Bänderung, die durch das wechselweise Vorhandensein und Fehlen der schwarzen Tonhäute hervorgerufen wird, gibt diesem Schichtglied ein charakteristisches Aussehen (Photo 8). Die Abfolge der feinsandigen, mergeligen, feinkörnigen Calcarenite wird meist 6—8 m mächtig; wo grössere Mächtigkeiten vorliegen, scheint es sich um tektonische Anhäufungen zu handeln.

Am Gemsfairen-Nordabfall hat J. OBERHOLZER (1933: 58) dieses Schichtglied mit Drusbergschichten verglichen. Für Drusbergschichten hat auch W. STAUB (1911a: 70) durchaus entsprechende Gesteine westlich des Klausenpasses gehalten, die W. BRÜCKNER (1943: 7) später zu den Valanginianmergeln gerechnet hat.

Lithologisch entspricht dieses Schichtglied recht gut der von A. BUXTORF (1910: 23) in der Urmiberg-Platte als Spitzernkalk bezeichneten, 20—30 m dicken Abfolge, die aus 20—30 cm mächtigen Bänken eines sandigen, onkolithischen Kalkes und Schieferzwischenlagen besteht. In den Randketten-Elementen leiten die Spitzernkalke gegen oben in die von knolligen Kalklagen durchzogenen Spitzernmergel über, denen die westlich des Sulz zuweilen in geringer Mächtigkeit unter der bänderigen Wechselfolge des Spitzernkalkes erhaltenen mergeligen, feinsandigen Kalkschiefer entsprechen dürften.

c) Valanginiankalk

Die erste, sehr hell anwitternde Bank unter den Spitzernschichten westlich des Sulz ist im Bruche wohl vorwiegend dunkel, in einzelnen Lagen aber durchaus den lagig-flatschig marmorisierten Partien im Schrattenkalk der Langfirn-Elemente (S. 159) zu vergleichen. Als Schrattenkalk hat denn auch W. STAUB (1911a: 70) die

unter den Spitzernschichten der Chäseren liegende, stellenweise marmorisierte Kalkbank betrachtet. Die westlich des Sulz unter dem hellanwitternden Kalk folgenden, feinsandigen, feinkörnigen Calcarenite von krümelig-wolkiger Textur, die einzelne kleine Echinodermenbruchstücke und Onkoide führen, finden sich auch im Gebiete der Ober-Sulzbalm wieder (Koordinaten 712 760/192 050/2485).

d) Kieselkalk (?) und Drusbergschichten (?)

Die Zuordnung der unter den feinsandigen Calcareniten liegenden Gesteine ist fraglich. Die höhere, gut 30 m mächtige, braungrau anwitternde Partie von knolligem Aussehen besteht aus grobgeplatteten, unglaublich zähen Kalksandsteinen und feinkörnigen Sandkalken. Die spärlich darin auftretenden *Toxaster* sind wohl ein Hinweis dafür, dass es sich um Kieselkalk handeln dürfte. Die darunterliegenden, von zahlreichen Tonhäuten durchzogenen, mergelig-siltigen Kalke, die in onkolithische Sandkalke übergehen, könnten Drusbergschichten sein.

4. TERTIÄR

a) Nummulitenschichten

Die Nummulitenschichten der höheren Elemente der Claridenkette lassen sich meist in «Assilinengrünsand» und «Complanatenkalk» unterteilen (P. v. SCHUMACHER, 1928: 12/13, 19/20; G. STYGER, 1961: 66). Darüber hinaus sind zwischen den verschiedenen Nummulitenschichtenprofilen kleine Unterschiede festzustellen, die Anhaltspunkte für die gegenseitige Anordnung der einzelnen Einheiten im ursprünglichen Ablagerungsraum liefern können.

Im Westabschnitt der frontalen Griesstock-Decke, am Windeggentunnel, findet sich im Liegenden kaum kalkiger Sandsteine ein geringmächtiger, feinsandiger Kalk mit zahlreichen Discocyclinen und *Nummulites millecaput*. Nur wenig weiter östlich stellt sich darunter ein sandiger Complanatenkalk ein, der gegen Süden zu an Bedeutung gewinnt, etwas sandärmer wird und von dem in der südlichen Griesstock-Decke am Griesstock selber darunter liegenden Glaukonitkalk mit *Assilina exponens* durch einen gelbgrau anwitternden Sandkalk mit Discocyclinen und einzelnen kleinen Nummuliten getrennt wird (P. v. SCHUMACHER, 1928: 11/12; W. BRÜCKNER, 1937: 140/142). Da es sich bei den von W. BRÜCKNER (1937: 141) im «Assilinengrünsand» und im «Complanatenkalk» aufgefundenen Formen des *perforatus*-Phylums nicht um *Nummulites perforatus* MONTF., sondern um Arten des mittleren Mitteleozän handelt — wie sie auch im Bürgenstock-Profil festzustellen sind —, kann für den «Assilinengrünsand» der südlichen Griesstock-Decke die von F. J. KAUFMANN (1886: 235, 548) eingeführte Bezeichnung Bürgengrünsand übernommen werden; den im Bürgenstock-Profil darüberfolgenden Complanatenkalk (F. J. KAUFMANN, 1877: 173), der ebenfalls ins mittlere Mitteleozän einzuordnen ist, hat W. LEUPOLD (1963: Artikel «Complanatenschichten») Bürgenkalk genannt.

Bevor wir auf die wechselnde Ausbildung der Nummulitenschichten in den einzelnen Schuppen und Lamellen eingehen, sei festgehalten, dass den Bezeichnungen «Assilinengrünsand» beziehungsweise «Bürgengrünsand» lediglich eine stratigraphische und keinesfalls eine lithologische Bedeutung zukommt. Wirkliche Assilinengrünsande sind im helvetischen Faziesgebiet nur an wenigen Stellen zu finden. Im engeren Untersuchungsgebiet liegt lediglich in dem etwas verrutschten Aufschluss auf K. 1220 am Südhang der Stoldenrus unter glaukonitreichem Assilinenkalk ein zäher, nahezu kalkfreier, quarzführender Glaukonitit bis Glaukonitquarzit vor. Das bis zu 70% aus Glaukonit- und Glaukocalcitkörnern bestehende Gestein enthält 15—20% Quarz. Sonst aber treten an der Basis des «Assilinengrünsandes» kaum siltige, zähe, vielerorts grobkörnige und meist sterile Glaukonitite auf. Gegen oben nimmt der Glaukonitgehalt ab, der Kalkgehalt jedoch zu, so dass sich recht bald siltige bis feinsandige Glaukonitkalke und Glaukocalcitkalke einstellen[61].

In den Elementen der östlichen Claridenkette setzt der dunkelanrostende Assilinengrünsand mit scharfer Grenze über der unregelmässig karrigen Oberfläche des Seewerkalkes ein. Stellenweise greift er in Taschen und in tiefen Schloten in den Seewerkalk hinunter; eher selten sind in seinem tiefsten Teil bis faustgrosse Seewerkalkbrocken festzustellen (Chamerstock-Südostwand, Hinter-Orthalden).

Die Nummulitenschichten des Verkehrtschenkels der Gemsfairen-Scholle (Abb. 10: Profil 12) setzen mit einem geringmächtigen, feinsandigen Glaukonitit ein, aus dem ein Glaukonitkalk mit *Assilina exponens*, Discocyclinen und einzelnen *Nummulites millecaput* hervorgeht. Über der glaukonitführenden Abfolge liegt ein 6—7 m mächtiger, vorwiegend hellgelbgrau anwitternder Schichtabschnitt, den wir Discocyclinensandkalk nennen können. Im unteren Teil sind die im Bruche blaugrauen Gesteine etwas mergelig und nur schwach siltig; gegen oben nimmt der Sandgehalt zu: der massige Siltkalk mit sandigen Schlieren und vorragenden Quarzkörnern führt 30—40% Quarz. Zuunterst treten lediglich einzelne Discocyclinen auf; gegen das Hangende hin nimmt ihre Zahl zu. Daneben finden sich *Nummulites* aff. *helveticus* und einzelne Echinodermenfragmente. Über dem hellen, massigen Siltkalk folgen mit scharfer Grenze knorrige, siltige Mergelschiefer (Hergenschiefer).

In den stark zerquetschten Synklinalmulden am Speichstock treten nur einzelne Scherben eines fast kalkfreien Assilinenglaukonitites auf, in dessen Dach sich stellenweise noch hellgelb anwitternder, feinsandiger Discocyclinensandkalk vorfindet.

Im lokal engbegrenzten Tertiärkeil am Nordwestabfall der Früttlenhörner erreicht der stark zerdrückte und verschieferte, schwach feinsandige Glaukonitkalk mit *Assilina exponens* eine Mächtigkeit von gut 5 m (Koordinaten 714 580/192 715/1960).

Die tiefste, schwach mergelige Bank des Bürgengrünsandes der Chamerstock-Scholle enthält einzelne Seewerkalkgerölle. Der darüberfolgende, zähe, massige Glaukonitkalk ist kaum sandig. Seitlich geht der Glaukonitkalk in fast kalkfreie Glaukonitite über (östlicher Chamerstockgipfel, Stirnfalten in der Chamerstock-

[61] Was Arn. Heim (1916: 399) über die Basisbank der Altmannschichten der Mürtschen-Decke am Walensee geschrieben hat — «Die Bezeichnung «Grünsand» sollte für solche fast völlig sandfreie Glaukonitkalke vermieden werden» —, gilt auch für die meisten Gesteine des «Assilinengrünsandes».

Nordwand). In den Glaukonitkalken und Glaukonititen treten *Assilina exponens*, kleine Nummuliten und Discocyclinen nur in einzelnen Lagen, dort aber in grosser Zahl auf.

Im Südwestteil der Chamerstock-Südostwand findet sich im Dach des Glaukonitkalkes eine geringmächtige Lage eines hellanwitternden, stark zerscherten und feingefältelten Kalkes, der gegen Nordosten auskeilt und an beiden Chamerstockgipfeln bereits völlig fehlt. Der leicht sericitisierte, im Bruche blaugraue, etwas glaukonitische, siltig-mergelige Kalk führt zahlreiche zerdrückte Discocyclinen, Assilinen und kleine Nummuliten.

Ähnlich wie in der Chamerstock-Scholle ist der Assilinengrünsand über dem Steinberg, im Antiklinalkeil nördlich der Ober-Orthalden und unter dem Fulfad ausgebildet. Während jedoch im Osten über den 5—6 m mächtigen Glaukonititen und Glaukonitkalken mit meist tektonisch überprägter Grenze knorrige Sandkalke und siltige Kalkschiefer folgen (cf. S. 174/175), haben bereits J. OBERHOLZER (1919: 86; 1933: 401) und H. MEYER (1922: 24/25) in den für parautochthon gehaltenen Nummulitenschichten der Wandstufe zwischen den beiden Wegen, die von der Gemsfairenalp zum Fisetenkreuz führen, festgestellt, dass über einem tieferen, glaukonitischen Abschnitt der Nummulitenschichten recht mächtige, glaukonitfreie Sandkalke mit zahlreichen Discocyclinen und Nummuliten auftreten. Über siltigen Glaukonitkalken und Glaukocalcitkalken stellen sich siltige, glaukonitische Kalke ein, aus welchen mancherorts blaugraue, feinstglimmerige, siltige bis feinsandige, fast glaukonitfreie Kalke mit *Assilina exponens*, kleinen Nummuliten und zahlreichen Discocyclinen hervorgehen (zum Beispiel Quelle gut 200 m nordwestlich des Fisetenkreuzes, Koordinaten 713 780/193 945/1930). *Nummulites millecaput* ist in diesen Gesteinen, die nur das Endglied der sich im «Assilinengrünsand» abzeichnenden lithologischen Entwicklung darstellen, noch nicht vertreten.

Meist mit recht scharfer Grenze folgt über dem «Assilinengrünsand» nördlich der Ober-Orthalden ein «lebhaft gelbbraun anwitternder» Discocyclinensandkalk «mit kleinen vorragenden Quarzkörnern» (J. OBERHOLZER, 1933: 401), der 5—10 m hohe, massige Wandstufen aufbauen kann. Die zähen, im Bruche blaugrauen bis blauschwarzen, feinstglimmerigen Feinsandkalke, Sandkalke und Kalksandsteine sind in ihrem tiefsten Abschnitt meist steril; im oberen Teil enthalten namentlich die sandärmeren, stellenweise leicht mergeligen Lagen zahlreiche, bis 6 mm grosse Discocyclinen sowie Trümmer von Nummuliten, Operculinen, Assilinen und Lithothamnien. Stellenweise sind Discocyclinenfragmente geradezu gesteinsbildend. In den Discocyclinensandkalken der Wasserfallstufe auf K. 1230 in der Stoldenrus finden sich auch einzelne Lamellibranchierreste.

In einzelnen Lamellen der Schuppenzone des Klausenpasses sind die schwach mergeligen Feinsandkalke unregelmässig geplattet. Im östlichsten Seitenarm der Stoldenrus wird die tiefste, auf Assilinengrünsand folgende Partie des Discocyclinensandkalkes von dunklen, glimmerführenden, feinplattigen Feinsandkalken bis Feinsandkalkschiefern gebildet[62]. Arg verschiefert ist am ostwärts vorspringenden

[62] J. OBERHOLZER (1919: 93; 1933: 57) hat offenbar übersehen, dass sich in der Stoldenrus (Staldenrunse) und ihren Seitenarmen zwischen Seewerkalk und Discocyclinensandkalk stets Assi-

Felssporn südöstlich unter dem Rundloch die oberste, kaum metermächtige, dunkel anrostende Bank des Discocyclinensandkalkes (Koordinaten 713 140/192 520/2170). Im partienweise marmorisierten und von schwarz glänzenden Laminationsflächen durchzogenen, schwach mergeligen Kalksandstein treten neben Discocyclinen A-Formen von Nummuliten des *perforatus*-Phylums und *Assilina exponens* auf.

Über der Balmwand und in den Stirnelementen der Stichplatten-Scholle in der Stoldenrus sind Assilinengrünsand und Discocyclinensandkalk durch einen raschen Übergang miteinander verbunden. Der mit einem zähen Glaukonitit einsetzende, 3—5 m mächtige Assilinengrünsand wird gegen oben zusehends glaukonitärmer und kalkreicher. Assilinen treten nur in einzelnen Lagen, dort aber in grosser Zahl, auf. Der grobplattige bis gutgebankte Discocyclinensandkalk ist gleich ausgebildet wie nördlich der Ober-Orthalden und unter dem Fulfad; er wird 6—10 m dick.

Bilden auch die am Chamerstockgrat und am Gemsfairen-Westgrat über dem Assilinengrünsand folgenden Schichten seine stratigraphische Fortsetzung und folgen auch über dem hellgelbgrauen Discocyclinensandkalk der Stichplatten-Scholle, der Schuppe der Stoldenrus und der Wandstufe nördlich der Ober-Orthalden normalstratigraphisch, allerdings mit scharfer Grenze, quarzitische Sandsteine, so ist es doch angezeigt, diese Schichtglieder erst im Zusammenhang mit den Schiefern der Schuppenzone des Klausenpasses zu besprechen, da die zum Teil schwer verscherte Schieferzone vorwiegend gerade aus den abgeschürften höchsten Schichtgliedern der Elemente der östlichen Claridenkette aufgebaut ist.

b) Die Schiefer der Schuppenzone des Klausenpasses

Mannigfaltig ist die lithologische Ausbildung der Gesteine der Schieferzone, welche kleine und kleinste Seewerkalk/Nummulitenschichten-Lamellen, aber auch recht ansehnliche Elemente (Geisstritt-Schuppe, Fulfad-Zug) einschliesst und zwischen die einzelnen höheren Einheiten der östlichen Claridenkette hineingreift.

An keiner Stelle östlich des Klausenpasses stehen diese Schiefer in normalstratigraphischer Verbindung mit der Griesstock-Decke; mit höheren Elementen der Claridenkette hingegen sind sie am Gemsfairen-Westgrat, am Chamerstockgrat, in den Stirnfalten der Chamerstock-Nordwand und am Südwestende der Stichplatten-Scholle verknüpft.

Pectinitenschiefer; Pectinitenschieferquarzite und Hergenquarzite

Am äussersten Vorsprung der beiden signalisierten Gipfel am Chamerstock (P. 2123.6 und P. 2091.4) folgt über dem Assilinengrünsand eine 10—15 m mächtige,

---

linengrünsand einschaltet. Da ihm auch entgangen ist, dass im Hangenden des Assilinengrünsandes der Stichplatten-Scholle wiederum Discocyclinensandkalk folgt, hat er für die Elemente mit Discocyclinensandkalken eine nördlichere Herkunft (südlicher Teil der Griesstock-Decke) als für die Stichplatten-Scholle angenommen.

düster anwitternde Wechsellagerung feinkörniger Mergelsandsteine und siltiger Mergelschiefer. Die glimmerreichen Mergelsandsteine und Mergelsiltsteine werden gegen oben etwas feinkörniger, zugleich aber auch massiger. Sie führen einzelne Globigerinen und spärliche Discocyclinenbruchstücke. Die ebenflächig laminierten, im Bruche aschgrauen, feinsandigen bis siltigen Mergelschiefer werden gegen das Hangende hin durch geschieferte, mergelige Feinsandkalke mit einzelnen Nummuliten und Pectiniden ersetzt. Unter dem Sattel K. 2095 zwischen den beiden Signalen am Chamerstock und in der Chamerstock-Nordwand jedoch liegt über dunkelanrostendem Bürgengrünsand eine düster anwitternde Abfolge glimmerführender, siltiger Kalkschiefer, die von einzelnen, 0.9—1.5 m mächtigen Bänken schwarzer, zäher, feinkörniger, fast kalkfreier quarzitischer Sandsteine durchsetzt ist.

Diese Pectinitenschiefer[63] stehen mit der Schichtfolge der Chamerstock-Scholle in normalstratigraphischem Zusammenhang; die ursprünglich wohl darüberfolgenden Globigerinenschiefer sind am Chamerstockgrat nicht mehr erhalten (P. v. SCHUMACHER, 1928: 13).

Die Muldenkerne zwischen den zerscherten Falten der Nummulitenschichten am Gemsfairen-Westgrat bestehen aus rostigbraunen bis blaugrauen, spröden Schiefern mit einzelnen Globigerinen. Die rauhflächigen, glimmerreichen Gesteine zeigen einen feinen Wechsel kalkig-feinsandiger und mergelig-kieseliger Laminae. Die 0.5—1 cm dicken Lagen sind meist linsig-flatschig zerrissen. Unmittelbar westlich des Gemsfairengipfels sind in diese spröden, feinsandigen Kalkschiefer und siltigen Mergelschiefer bis metermächtige, knorrige Bänke düster anwitternder, kalkarmer bis kalkfreier, glimmerführender Quarzite eingelagert. Pectinitenschiefer bilden auch das Gipfelplateau P. 2972.1 des Gemsfairen. Globigerinenschiefer fehlen am Gemsfairen-Westgrat.

Eine Mächtigkeit von 10—15 m erreicht die Wechsellagerung blauschwarzer Sandkalke, kalkarmer, feinglimmeriger, schwach toniger, gutsortierter Siltsteine und feinkörniger, kalkfreier, quarzitischer Sandsteine im Liegenden des Discocyclinensandkalkes von K. 1230 in der Stoldenrus. Die damit vergleichbare Schichtfolge des im Walde verborgenen Felsbuckels unterhalb des vorderen Stafels von Unter-Friteren ist J. OBERHOLZER (TB, *51*: 36/37) «mehr wildflyschartig als stadschieferartig» erschienen (Koordinaten 716 600/196 500/1300).

Nördlich der Ober-Orthalden, in der Wandstufe zwischen den beiden Wegen, die von der Gemsfairenalp nach dem Fisetenpass führen, in der Schuppe der Stoldenrus und in der Stichplatten-Scholle folgt über dem hellgelbgrauen Discocyclinensandkalk ein 2.5—4 m mächtiger feinkörniger Kalksandstein bis quarzitischer Sandstein. Knorrige, düster anwitternde Gesteine schalten sich auch über dem Hinter-Sulz am Westrande des Talkessels von Fiseten zwischen Discocyclinensandkalk und Hergenschiefer ein. Diese feinstglimmerigen, im Bruche fast schwarzen, meist völlig kalkfreien Sandsteine sind den quarzitischen Lagen der Pectinitenschiefer am Chamerstock und am Gemsfairen-Westgrat zu vergleichen.

---

[63] Da Gesteine in der faziellen Ausbildung der «Pectinitenschiefer» aus ganz verschiedenaltrigen Nummulitenschichten hervorgehen können, kommt dieser Bezeichnung keine chronologische, sondern nur eine fazielle Bedeutung zu (cf. Anm. 20 S. 59).

Noch stärker zerschert als die Pectinitenschieferquarzite am Gemsfairen-Westgrat sind die knorrigen, düster anwitternden Gesteine der Schieferzone zwischen Griesstock- und Clariden-Elementen. An der tiefsten Stelle der Einsattelung zwischen Rotstock und Gemsfairen, am Hergensattel, dem stotzigen Übergang vom Fisetenkessel ins Walenbachtal, ruht eine kleine, mylonitisierte Quintnerkalk-Klippe einem geringmächtigen, kaum kalkigen Quarzit auf. Südwestlich des Hergensattels wird die letzte Steilstufe unter der scharfen Überschiebung des Troskalkes der Gemsfairen-Scholle von einem bis gut 4 m mächtigen, düster anwitternden, grobknorrigen, stark zerscherten und von zahlreichen, feinverfältelten Calcitadern durchfahrenen, quarzitischen Siltstein aufgebaut. Der zähe, feinglimmerige, fahlgrüne bis schwarze Siltstein ist kaum kalkig; nur selten sind darin Discocyclinentrümmer zu erkennen. Nach ihrem Auftreten am Hergensattel mögen diese verwalzten Quarzite Hergenquarzite genannt werden.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass die Hergenquarzite zur Tertiärzone vor und unter der Gemsfairen/Rotstock-Scholle gehören (Taf. 3: Profile 10/13). Mindestens teilweise dürfen sie wohl als von der Stirn der Gemsfairen-Scholle abgesplitterte, überfahrene und ausgewalzte Pectinitenschieferquarzite gedeutet werden. Bei den zähen, knorrigen Gesteinen jedoch, die in der Gemsfairen-Südostflanke unmittelbar unter dem Malm der Gemsfairen-Scholle auftreten, ist es meist nicht mehr zu entscheiden, ob Quarzite der Pectinitenschiefer oder entkalkte Kalksandsteine des Discocyclinensandkalkes vorliegen.

Globigerinenkalke und Globigerinenkalkschiefer

Im Hauptarm der Stoldenrus folgen unter der tiefsten Quarzitbank der Pectinitenschiefer mit scharfer Grenze siltige Globigerinenkalkschiefer; im Liegenden der Seewerkalk/Nummulitenschichten-Linse der Hinter-Orthalden sind jedoch die feinstglimmerigen, siltigen Globigerinenkalkschiefer mit den massigen, blauschwarzen Siltkalken der Pectinitenschiefer durch einen raschen Übergang verbunden.

Gelbbraungrau anwitternde, kaum mergelige Kalkschiefer mit einzelnen Globigerinen finden sich im Wängiswald am Weg zur Hinter-Orthalden. Durchaus vergleichbare, spröde, flaserige, wirr gelagerte Kalkschiefer sind im tieferen Teil der Schwarzen Platten am Chamerstock angehäuft. Gutgeplattete Kalke bilden die Unterlage des Öhrlikalkes der Orthalden-Schuppe westlich des Fisetenkreuzes.

In diesen Globigerinenkalkschiefern lässt sich mancherorts beobachten, dass kaum deformierte Foraminiferentrümmer durch Tonhäute scharf abgeschnitten werden. Die Tonhäute haben als interne Bewegungsflächen gedient, während das dazwischenliegende Gestein nur wenig beansprucht worden ist.

Globigerinenmergelschiefer

Die tiefere Partie der Schieferzone im Hangenden der Griesstock-Decke besteht in der Stoldenrus aus silbergrauen, feingeschieferten, spröden Globigerinenmergelkalkschiefern. Gegen oben werden die Mergelkalkschiefer allmählich durch siltig-merge-

lige Kalkschiefer ersetzt. Globigerinenmergelschiefer bilden die Unterlage der Pectinitenschiefer des Kopfes unterhalb Unter-Friteren.

Silbergraue, kaum siltige Globigerinenmergelschiefer mit seifig anzufühlenden Schieferungsflächen treten in den spärlichen Aufschlüssen in den beiden Bachrinnen östlich des oberen Stafels der Chameralp zutage. Fast siltfreie Globigerinenmergelschiefer finden sich auch im Schieferzug südlich des Fisetengrates. In kleinen Anrissen in den Weideflächen über den «Fuchslöchern», dem obersten Teil der tiefeingeschnittenen Bachrinne östlich von Fiseten, treten «Gesteine» auf, die wegen der stark fortgeschrittenen Verwitterung zum Zerreiben weich sind.

Hergenschiefer

In der Bachrinne östlich von Fiseten ändert sich der Habitus der Wechsellagerung feinschiefriger Globigerinenmergel und Globigerinenmergelkalke gegen die Oberfläche der Griesstock-Decke hin. Es stellen sich schwach siltige, glimmerführende, mehr und mehr knorrige, feingefältelte und von zahlreichen Calcitadern durchzogene, spröde Schiefer ein. Verwalzte, knorrige, zähe Schiefer trennen am Gemsfairenjoch die Langfirn-Elemente von der darüber vorgeschobenen Gemsfairen-Scholle.

Unbestritten ihre grösste Ausdehnung erreichen die knorrigen Schiefer am Hergensattel. In den stark verwalzten, bald parallel, bald quer zur Feinschichtung geschieferten, von unzähligen Kleinfalten verschiedenster Richtung durchsetzten Schiefern lassen sich die einzelnen Gesteinstypen wiederfinden, die wir eben in den Schiefern der Schuppenzone unterschieden haben. Mergelschiefer, Mergelkalke und Kalkschiefer unterschiedlichen Quarzgehaltes sind aber so stark miteinander verschuppt und verfaltet, dass sie ein fast wildflyschartiges Aussehen aufweisen (P. v. SCHUMACHER, 1928: 24). Die von schwarz glänzenden Schieferungsflächen durchzogenen Gesteine sind oberflächlich vielerorts weitgehend entkalkt und bilden knorrig-löcherig auswitternde Partien. Es ist von Vorteil, diese wirrgelagerten, knorrigen Schiefer, die sich aus wechselnden Anteilen verwalzter Pectiniten- und Globigerinenschiefer zusammensetzen, mit einem zusammenfassenden Ausdruck belegen zu können. Nach ihrer grössten Verbreitung am Hergensattel sind diese Gesteine Hergenschiefer genannt worden (F. FREY in W. BRÜCKNER et al., 1965).

Da die tektonische Beanspruchung der Gesteine der Schuppenzone des Klausenpasses starken Wechseln unterworfen ist, kann verschiedenenorts ein allmählicher seitlicher Übergang von Gesteinen in der Tektofazies der Hergenschiefer in kaum deformierte Globigerinen- oder Pectinitenschiefer beobachtet werden. In der stark zerquetschten Schieferzone am Chamerstock-Ostabfall haben die calcitisierten, meist unvollkommen geschieferten Siltkalkschiefer ein recht knorriges Aussehen; wo aber die Schieferzone gegen den Hüttenwald hin an Mächtigkeit gewinnt, verliert sich der knorrige Habitus der Schiefer. Die Silt- und Feinsandkalke unter den Türmen am Grat östlich der Chameralp sind von Gesteinstypen aus den Pectinitenschiefern des Kopfes unterhalb Unter-Friteren oder des Chamerstockgrates nicht zu unterscheiden.

Aus diesen Beobachtungen darf aber keinesfalls geschlossen werden, der Grad der tektonischen Beanspruchung stehe in einem einfachen, reziproken Verhältnis zur

Mächtigkeit der vorhandenen Schieferserie. Die Schiefer des Gemsfairenjoches, die zerquetschten Gesteine der Schwarzen Platten am Chamerstock-Nordabfall, weit deutlicher aber noch die mächtige Schiefermasse des Hergensattels widerlegen eine solche Annahme zur Genüge.

D. Stratigraphische Vergleiche

Im Anschluss an den Überblick über die Ausbildung der einzelnen Schichtglieder in den verschiedenen mechanisch-geometrischen Einheiten der östlichen Claridenkette stellt sich die Frage, ob die Serien dieser Elemente Ähnlichkeiten oder Unterschiede aufweisen, die es gestatten, einzelne Schollen zu grösseren Einheiten zusammenzufassen oder Deckenelemente ungleicher Herkunft einander gegenüberzustellen. Dieser Frage kommt deshalb eine besondere Bedeutung zu, weil bisher stets versucht worden ist, in den subhelvetischen Elementen der Claridenkette die frontalen Abspaltungen der helvetischen Hauptdecke östlich der Linth wiederzuerkennen (cf. S. 129, 196/201).

Ohne schon auf das gegenseitige geometrische Verhältnis der einzelnen Elemente der Claridenkette einzugehen, müssen doch zu Beginn der stratigraphischen Vergleiche, zu welchen auch Beobachtungen in der westlichen Claridenkette herangezogen werden, einige Resultate vorweggenommen werden, die sich erst bei der Beschreibung der lokalen tektonischen Verhältnisse ergeben werden.

Über die Tatsache, dass die höchsten Elemente der Claridenkette, die Fiseten/Orthalden-Schuppen beziehungsweise der sogenannte «Lochseitenkalk der Axen-Decke», sich von den tieferen Einheiten stratigraphisch und tektonisch deutlich unterscheiden, besteht schon seit geraumer Zeit kein Zweifel mehr. Recht widersprüchliche Meinungen sind jedoch über die Abgrenzung der «Kammlistock-Decke» geäussert worden (S. 199/201), so dass es sicher angezeigt ist, die Dogger/Malm-Serie des Chammliberges (LK. = Kammlistock T. A. Blatt 403: Altdorf), auf deren Stellung wir noch zu sprechen kommen werden (S. 249/253), zunächst als Chammlistock-Scholle auszuscheiden.

Ausdrücklich ist darauf hinzuweisen, dass in den verschiedenen Elementen der Claridenkette (cf. S. 129/130) wechselnde Anteile der mesozoisch/tertiären Schichtreihe vertreten sind (Taf. 4):

— die Chammlistock-Scholle besteht nur aus Dogger und Malm;
— Malm, Kreide und Eozän sind in der Gemsfairen- und in der Chamerstock-Scholle zu finden, während in der Rotstock-Scholle, deren Trennung vom Gemsfairen nur erosiv bedingt ist, die Serie lediglich bis in den Kieselkalk reicht;
— die Gipfelelemente der Bocktschingel/Teufelsstock/Speichstock-Kette sowie die Serien am Langfirn, in den Wissen Chöpf und in den Früttlenhörnern, die Langfirn-Elemente, werden von Kreidegesteinen aufgebaut, über denen sich stellenweise transgressive Nummulitenbildungen finden;
— nur jüngere Kreide und Nummulitenschichten sind in den Serien unter dem Fulfad

und über dem Steinberg, aber auch in den Lamellen der Schuppenzone des Klausenpasses festzustellen;
— die Schichtreihe der Geisstritt-Schuppe reicht vom Kieselkalk bis in den Seewerkalk.

Troskalk/Kreide/Eozän-Folgen bauen die häufig mit den Clariden-Elementen in Verbindung gebrachten Einheiten nördlich des Fätschbaches und jenseits des Linthtales, die Stichplatten-Scholle und die Sasberg-Platte, auf.

1. DOGGER

Der Dogger der Chammlistock-Scholle setzt mit einem 12—15 m mächtigen, sandarmen bis sandfreien Crinoidencalcarenit ein, der gegen oben recht grobkörnig wird («Graue Echinodermenbreccie»). Mit scharfer Grenze folgt darüber der an die 2.5 m mächtige, dunkelanrostende, gutgeplattete Blegioolith, dessen 1—5 cm dicke Kalklagen im Wechsel mit dunkelgrauen Kalkschiefern stehen. Die grünlichen, bis gut mm-grossen Ooide der im Bruche hellblaugrauen Kalke sind kaum deformiert. Der lediglich in der Chammlistock-Südflanke auftretende Dogger scheint recht eng an die Schichtfolge der parautochthonen Elemente der Tödigruppe anzuschliessen (S. DOLLFUS, 1965). Entgegen der bisherigen Ansicht (P. v. SCHUMACHER, 1928: 14) ist er nur schwerlich mit dem Dogger der Mürtschen-Decke am Fronalpstock zu vergleichen. Dem deutlichen Unterschied zwischen dem Chammlistock-Dogger und der mächtigen detritischen Dogger-Serie der Unteren Urirotstock-Falte kann keine ausschlaggebende Bedeutung zukommen, weil der helvetische Dogger von Osten gegen Westen erheblichen Faziesveränderungen unterworfen ist.

2. MALM

Über der karrigen Oberfläche des Blegiooliths setzen die Schiltschichten am Südwestsporn (P. 2991) des Chammlistockes mit einer 10—20 cm dicken Breccienlage ein. Die darüberfolgenden, schwach mergeligen Kalkschiefer erreichen eine Mächtigkeit von gut 15 m und sind mit dem hangenden Quintnerkalk durch einen raschen Übergang verbunden. Sie zeigen gegenüber jenen von Obersand keine grossen Unterschiede.

Grosse Teile der Griesstock-Decke und der Chammlistock-Scholle werden von Quintnerkalk aufgebaut; in den höheren Elementen der östlichen Claridenkette ist Quintnerkalk nur noch stellenweise zu finden. Wie im Quintnerkalk der Griesstock-Decke und des Rotstocks treten auch in jenem der Chammlistock-Scholle einzelne, schichtparallel angeordnete Silexitknauer auf, die am Westgrat des Chammlistockes von geringmächtigen, monomikten Feinbreccienlagen begleitet werden. Stellenweise führt der Quintnerkalk des Chammlistockes auch Korallen- und Muscheltrümmer (Westgrat, Nordwestflanke).

In den Clariden-Elementen und am Sasberg ist der Troskalk ausserordentlich typisch ausgebildet; er lässt sich von jenem der Glarner-Decke des Schiltgebietes,

aber auch von jenem der Wageten und der Griesstock-Decke des oberen Schächentales sowie von jenem der Gitschen-Decke kaum unterscheiden. Am Chammlistock ist kein Troskalk mehr erhalten; in der Griesstock-Decke östlich des Klausenpasses finden sich nur geringmächtige Reste von Troskalk (S. 142).

Aus der Ausbildung der Malmkalke in den Elementen der Claridenkette können keine grossen Schlüsse gezogen werden. Festzuhalten ist lediglich, dass der Troskalk der Clariden-Elemente eindeutig für eine nordhelvetische Herkunft spricht. Dass die unter den Clariden-Elementen liegende Griesstock-Decke aus einem noch nördlicher gelegenen Gebiet stammt, steht wohl ausser Zweifel. Da die Schiltschichten der Chammlistock-Scholle ohne weiteres mit jenen der parautochthonen Elemente zu vergleichen sind, ihr Quintnerkalk aber von jenem der Griesstock-Decke nicht zu unterscheiden ist, steht der Annahme nichts entgegen, auch die Chammlistock-Scholle könnte nordhelvetischer Abstammung sein.

3. KREIDE

Die Zementsteinschichten weisen in den Elementen der östlichen Claridenkette eine weit geringere Mächtigkeit auf als am Schilt (J. OBERHOLZER, 1933: 280; R. SCHOOP, 1954). Sie stellen wohl das nördliche, bedeutend kalkiger ausgebildete Äquivalent der untersten Kreideschiefer im Mittelhelvetikum dar (S. 21/22). Eine von einer faziellen Änderung begleitete primäre Mächtigkeitsabnahme der Zementsteinschichten gegen Norden zeichnet sich ja vor allem in der nördlichen Mürtschen-Decke ab; recht auffällig tritt diese Erscheinung in der Wiggis-Basisserie zutage (J. OBERHOLZER, 1919: 84).

Hauptsächlich wegen der ausserordentlichen Mächtigkeit der Zementsteinschichten in der Nordwestflanke des Chammliberges und am Chammligrat ist seit M. LUTHER (1927: 118, 123) und P. v. SCHUMACHER (1928: 4/5, 21) meist angenommen worden, die «Kammlistock-Decke» müsse südlicherer Herkunft als die übrigen Elemente der Claridenkette sein. Der stratigraphische Zusammenhang der Chammlistock-Scholle mit den davor- und darunterliegenden kretazischen Sedimenten ist allerdings nicht gewährleistet (S. 199, 250). Es stellt sich zudem die Frage, ob die mächtigen, jedoch stark verfalteten Kalk- und Kalkschieferabfolgen der Nordwestflanke des Chammliberges in ihrem ganzen Umfang den Zementsteinschichten zuzurechnen oder ob sie in ihrer Ausbildung nicht etwa den Zementstein/Öhrlischichten der Unteren Urirotstock-Falte zu vergleichen sind. Die vielfältige Verschuppung von Kalkschiefern und Öhrlikalk-Onkolithen unter dem Clariden-Eiswändli weist jedenfalls darauf hin, dass die Serien unter dem Malm der Chammlistock-Scholle tektonisch angehäuft sind.

In seinem tieferen Teil ist der Öhrlikalk der Clariden-Elemente vorwiegend feinonkolithisch; er geht jedoch gegen das Hangende hin in eine Wechsellagerung heller, grober Onkolithe und dunkler, feinonkolithischer Kalke über. Nur gerade in der Stichplatten-Scholle tritt an der Basis der Öhrlischichten eine Mikrokonglomeratbank auf, wie sie auch im Liegenden des Öhrlikalkes von Faschas und Zanin festzustellen

ist (S. 22). Es ist reichlich unsicher, ob die tiefsten, schwach mergeligen Gesteine der Stichplatten-Scholle und der Clariden-Elemente den «Unteren Öhrlimergeln» entsprechen. Vor allem die Gesteine der oberen Partie des Öhrlikalkes der Clariden-Elemente sind recht gut mit dem Öhrlikalk der Glarner-Decke am Schilt und der Grundchopf-Scholle zu vergleichen. Eine Zweiteilung des Öhrlikalkes durch ein mergeliges Band, die sogenannten «Oberen Öhrlimergel», wie sie in der Vorab-Decke über der Martinsmad (L. WYSSLING, 1950: 118) und wiederum in der Glarner-Decke des Schiltgebietes (J. OBERHOLZER, 1933: 292/293; R. SCHOOP, 1954) und in der Grundchopf-Scholle erscheint, ist in den Elementen der Claridenkette ebensowenig wie am Sasberg festzustellen. Im durchwegs recht dunklen Öhrlikalk der Sasberg-Platte fehlen die in den Clariden-Elementen und in der Stichplatten-Scholle vertretenen grobkörnigen, hellen Onkolithe.

Der Öhrlikalk der Fiseten/Orthalden-Schuppen unterscheidet sich von jenem der Clariden-Elemente nicht nur in seiner Mächtigkeit, sondern ebensosehr durch den stets vorhandenen, wenn auch meist geringen Quarzgehalt, vor allem aber durch die auffälligen silexitischen Lagen und Knauer.

In den Clariden-Elementen, aber auch am Sasberg sind im Valanginiankalk zwei recht verschiedenartig auswitternde Schichtabschnitte zu unterscheiden. Ob die geringmächtigen siltigen Kalkschiefer und Plattenkalke der tieferen Partie auf Grund ihrer Stellung als «Valanginianmergel» bezeichnet werden können, ist fraglich. Zwar sind die Plattenkalke recht ähnlich den Gesteinen der tiefsten, etwas mergelig-schiefrig ausgebildeten Partie des Valanginiankalkes der Schilt-Decke südlich des Oberen Heuboden (R. SCHOOP, 1954); sie sind jedoch bedeutend kalkiger als die am Grundchopf und im westlichen Schiltgebiet (Hüttenchopf, Rässegg) im Liegenden des Valanginiankalkes auftretenden feinsandigen, grobschiefrigen Mergel (J. OBERHOLZER, 1933: 303, 321: Fig. 68), welche wohl schon den erst in der Axen-Decke der Glärnisch-Nordwand in grösserer Mächtigkeit einsetzenden «Valanginienmergeln der Couloni-Facies» (J. OBERHOLZER, 1933: 304; C. SCHINDLER, 1959: 39) zuzurechnen sind.

Der höhere Abschnitt des Valanginiankalkes der Clariden-Elemente und der Sasberg-Platte ist weit weniger als Crinoidencalcarenit denn als feinkörniger Onkolith ausgebildet. Die grobkörnigen Echinodermenkalke der Einheiten des zentralen Aarmassivs (Limmern-Schuppen, Faschas) lassen sich daher viel eher mit den spätigen Kalken des Schiltgebietes (J. OBERHOLZER, 1933: 303; R. SCHOOP, 1954) als mit dem Valanginiankalk der Clariden-Elemente vergleichen.

In den Fiseten/Orthalden-Schuppen findet sich stratigraphisch über, wegen der verkehrten Lagerung dieser Einheiten aber stets unter dem Öhrlikalk eine zurückwitternde, gebänderte Folge feinsandiger Calcarenite, für die wohl die Bezeichnung Spitzernschichten übernommen werden darf (S. 170). Die stratigraphisch auf die Spitzernschichten folgenden feinkörnigen, feinsandigen Calcarenite sind recht massig.

Die schon innerhalb der einzelnen tektonischen Elemente der östlichen Claridenkette seitlich stark wechselnde lithologische Entwicklung der Bildungen zwischen Valanginian- und Kieselkalk, die stets mit scharfer, zuweilen mit einer Limonitkruste noch deutlicher gemachten Grenze über dem Valanginiankalk folgen, weist wohl auf rasch wechselnde Sedimentationsverhältnisse an der Valanginian/Haute-

rivian-Wende hin; sie zeigt aber auch, dass Parallelisationsversuche mit den von ARN. HEIM (1916: 410/412, 415/427) in den Valanginian/Hauterivian-Grenzschichten unterschiedenen Horizonten reichlich gewagt sind (S. 28; R. HANTKE, 1958: Artikel «Gemsmättlischicht» und «Pygurusschichten»). Lithologisch sind die sandigen Calcarenite den auch im Säntis auf kurze Distanz recht wechselvoll ausgebildeten Pygurusschichten (ALB. HEIM, 1905: 32; ARN. HEIM, 1916: 417) zu vergleichen, so dass die Annahme P. v. SCHUMACHERS (1928: 15), die sandigen Calcarenite am Chamerstock dürften den Pygurusschichten entsprechen, durchaus zu Recht besteht. Als mögliches Äquivalent der Pygurusschichten hat J. OBERHOLZER (1933: 303, 313) auch die von feinsandigen Schlieren durchzogene Echinodermenbreccie im Hangenden des Valanginiankalkes am Schilt betrachtet. Es ist wenig wahrscheinlich, dass der in den Clariden-Elementen nur stellenweise an der Basis der Calcarenite auftretende Phosphorithorizont der Gemsmättlischicht verglichen werden kann, zumal da sich lokal (Gemsfairen-Südflanke) darunter nochmals ein geringmächtiger Calcarenit einstellt.

In den Fiseten/Orthalden-Schuppen sind zwischen Valanginiankalk und fraglichem Kieselkalk keine grobdetritischen Sedimente festzustellen.

Beträchtlichen lithologischen Wechseln ist in den Elementen der Claridenkette der Kieselkalk unterworfen.

Als Unterer Kieselkalk wird eine Abfolge feinspätiger, feinsandiger Kalke und Feinsandkalke bezeichnet, die am Chamerstock und in der Stichplatten-Scholle merklich mächtiger ist als in den übrigen Einheiten. Nur stellenweise folgt im Dache des «Unteren Kieselkalkes» eine schwach mergelige, von einzelnen glaukonitisch/limonitischen Schlieren durchzogene Spatkalkbank.

Das in den Clariden-Elementen über dem «Unteren Kieselkalk» auftretende, auffällige, rostige Band ist als Mittlerer Kieselkalk ausgeschieden worden (cf. Anm. 10 S. 28). Während der bald phosphoritische, bald glaukonitische «Mittlere Kieselkalk» meistenorts von bänderigen, spätigen Sandkalken aufgebaut wird, tritt in der Chamerstock-Scholle ein massiger, zäher Glaukonitit auf.

Im Dache des «Mittleren Kieselkalkes» findet sich stellenweise eine geringmächtige Folge feinsandiger, mitunter etwas mergeliger Kalke und Feinsandkalke, die Oberer Kieselkalk genannt wird.

Nur ganz lokal sind in den Clariden-Elementen Altmannschichten festzustellen.

Während in der Gemsfairen-Südflanke ein tieferes, stellenweise glaukonitisches Phosphoritniveau durch einen phosphorit- und glaukonitfreien «Oberen Kieselkalk» von einem höheren Phosphorithorizont getrennt wird, fehlen die beiden jüngeren Schichtglieder bereits am Ostende des Gemsfairengrates, wo Drusbergschichten mit scharfer Grenze auf dem dunkelrostigen Band des «Mittleren Kieselkalkes» liegen. Wohl sind auch in den übrigen Elementen der Claridenkette vielerorts im Hangenden des «Mittleren Kieselkalkes» noch die geringmächtigen plattigen Feinsandkalke des «Oberen Kieselkalkes» festzustellen; eine Andeutung der Altmannschichten jedoch hat sich — ausser am Chammligrat (W. BRÜCKNER, 1947: 160) — nirgends mehr auffinden lassen. In den gut aufgeschlossenen Flanken des Gemsfairengrates ist eine ra-

sche seitliche Änderung der Ausbildung des «Mittleren Kieselkalkes» zu beobachten. Vor allem hat sich gezeigt, dass der Glaukonitgehalt sehr stark schwankt, während die Zahl der Phosphoritknöllchen in sich entsprechenden Schichthöhen nahezu gleich bleibt. Trotz des seitlichen lithologischen Wechsels des glaukonitisch/phosphoritischen Horizontes am Gemsfairen ist es aber doch nicht völlig sicher, ob es sich bei dem in den verschiedenen Elementen der Claridenkette als «Mittlerer Kieselkalk» ausgeschiedenen Schichtglied stets um dasselbe stratigraphische Niveau handelt. Namentlich die Verhältnisse am Chamerstock scheinen zu berechtigten Zweifeln Anlass zu geben. Während im südwestlichen Teil der Chamerstock-Südostwand im Hangenden der Glaukonitite und Glaukonitkalke das von P. v. SCHUMACHER (1928: 6) dem «Trümmerkalk» verglichene Schichtglied (cf. S. 152) folgt, fehlt dieser Horizont im mittleren Teil der Chamerstockwand. Stattdessen sind die untersten Drusbergschichten schwach glaukonitisch und scheinen durch einen raschen Übergang aus der massigen Glaukonitbank hervorzugehen. Es läge deshalb die Vermutung nahe, die Glaukonitbank am Chamerstock könnte in ihrem vollen Umfang (P. v. SCHUMACHER, 1928; J. OBERHOLZER, 1933) oder doch wenigstens teilweise den Altmannschichten entsprechen. Durch eine Teleskopierung der beiden Zyklengrenzen der Kieselkalk-Gruppe könnten die beiden Grenzniveaux (Lidernen- und Altmannschichten) zu einem einzigen und gerade deshalb so deutlich ausgeprägten Glaukonithorizont verschweisst worden sein. Dieser Annahme steht aber entgegen, dass in der wohl recht mächtigen Glaukonitbank nicht die geringste Andeutung einer Zweiteilung festgestellt werden kann. Da im nordhelvetischen Bereich von den parautochthonen Schuppen des glarnerisch/bündnerischen Grenzkammes bis zum Griesstock und an den Gemsfairen der «Mittlere Kieselkalk» recht deutlich und mächtig entwickelt ist (S. 29/30), die Altmannschichten dagegen in den parautochthonen Elementen (S. 31), vor allem dann aber auch am Griesstock (W. BRÜCKNER, 1933a: 205, Taf. X; 1937: 113/114) und am Gemsfairen nur ganz lokal und in sehr bescheidener Mächtigkeit auftreten, ist es weit wahrscheinlicher, dass die Altmannschichten in den Elementen der östlichen Claridenkette über weite Strecken fehlen und die Glaukonitbank am Chamerstock vollumfänglich dem «Mittleren Kieselkalk» entspricht[64].

Während der «Mittlere Kieselkalk» in den Clariden-Elementen eine beträchtliche Mächtigkeit erreicht, sind am Sasberg die beiden Grenzniveaux der Kieselkalk-Gruppe nur gerade angedeutet (S. 156). Da auch am Schilt die Zyklengrenzhorizonte der Kieselkalk-Gruppe äusserst schwach entwickelt sind (J. OBERHOLZER, 1919: 87; 1933: 320/321; R. SCHOOP, 1954), scheint der Kieselkalk der Sasberg-Platte viel eher an die Abfolge der eigentlichen Glarner-Decke als an jene der Clariden-Elemente oder der Stichplatten-Scholle anzuschliessen, wenn auch die «Echinodermenbreccie des Kie-

[64] Dem «Mittleren Kieselkalk» dürften auch die mächtigen «Grünsandschichten» der Wageten zuzurechnen sein, die H. MEYER (1922: 6) vorbehaltlos den Altmannschichten gleichgesetzt hat. J. OBERHOLZER (1919: 87; 1933: 319) hat die glaukonitführenden Kalke der Wageten nur zögernd als Altmannschichten bezeichnet, hat aber auf die auffallend ähnliche Ausbildung der Glaukonitschichten der Wageten und der Chamerstock-Südostwand hingewiesen. Noch besser als der Glaukonitbank am Chamerstock sind die «Grünsandschichten» der Wageten dem «Mittleren Kieselkalk» der Früttlenhörner, am Langfirn und schliesslich auch der Griesstock-Decke am Griesstock zu vergleichen.

selkalkes», die am Hüttenchopf und am Schlafstein bereits vertreten ist, am Sasberg noch fehlt.

Noch südlicherer Herkunft als der Kieselkalk der Sasberg-Platte dürfte der schwach knollige, kaum gegliederte, fragliche Kieselkalk der Fiseten/Orthalden-Schuppen sein.

Gut zu erkennen ist in den Elementen der östlichen Claridenkette die meist tektonisch überprägte Aufteilung der Drusbergschichten in die tieferen Drusbergschiefer und die höheren Sinuatenschichten.

Die stark wechselnde Mächtigkeit der Schiefer der Drusbergschichten ist wohl vorwiegend tektonisch bedingt.

Die Sinuatenschichten treten in verschiedenen Ausbildungen auf. Noch recht gut vergleichbar mit dem oberen Teil der Drusbergschichten der Griesstock-Decke (W. BRÜCKNER, 1937: 115) sind die mergeligen, feinkörnigen Biocalcarenite der Gemsfairen-Scholle, in denen nur lokal zahlreiche Austernfragmente zu finden sind. Massige, mehr oder minder feinsandige, knorrige Kalke mit zahlreichen verkieselten Schalentrümmern sind in der Stichplatten-Scholle und in den Langfirn-Elementen festzustellen. In den Früttlenhörnern schalten sich in diese knorrigen Kalke einzelne Schieferlagen ein; über den austernführenden Kalken tritt zudem ein dunkler, siltiger Kalk auf. Dem obersten Abschnitt der Sinuatenschichten der Früttlenhörner entsprechen die mergelig-siltigen Kalke mit vereinzelten Schalentrümmern, die in der Chamerstock-Scholle und am Sasberg das Liegende des Schrattenkalkes bilden. Eine fazielle Mittelstellung zwischen den Sinuatenschichten der Langfirn-Elemente und jenen des östlichen Chamerstocks scheinen die siltigen Mergelkalke und Siltkalke der Geisstritt-Schuppe einzunehmen.

Ungleich ist in den verschiedenen Schollen und Schuppen der östlichen Claridenkette die Vollständigkeit der Schichtglieder der Schrattenkalk-Gruppe.

Unterer Schrattenkalk ist — mit Ausnahme jener Einheiten, in denen die Schichtreihe nicht soweit hinaufreicht oder erst mit jüngeren Ablagerungen einsetzt — in allen Clariden-Elementen vertreten. W. BRÜCKNER (1937: 118) hat darauf hingewiesen, dass im nördlichen Helvetikum der Untere Schrattenkalk meist in einen tieferen, spätigen und einen vorwiegend feinkörnigen, oberen Teil zerfalle. Recht deutlich ist diese Zweiteilung in den parautochthonen Schuppen des Kistenpassgebietes zu erkennen (ARN. HEIM, 1910a: 25; R. TRÜMPY, 1944). In den höheren Elementen der Claridenkette treten jedoch nur noch stellenweise (Clariden-Nordwand, Chamerstock-Nordabfall, Stichplattenrus) im Liegenden der vorwiegend feinkörnigen Hauptmasse des Schrattenkalkes detritische Kalke auf, wenn auch die schwach, aber grob spätigen Schrattenkalke am Speichstock-Südostsporn den Echinodermensplitter führenden Kalken im Faschas-Profil durchaus zu vergleichen sind. Für die onkolithischen Kalke am Chamerstock-Nordabfall trifft die von R. TRÜMPY (1944) gegebene Beschreibung des tieferen Schrattenkalkes östlich der Falla Lenn wortwörtlich zu; auffallend ist vor allem die verblüffende Ähnlichkeit dieser Gesteine mit den hellen Onkolithen der Öhrlischichten. Vorwiegend onkolithisch-spergenitische Gesteine finden sich auch im Schrattenkalk der Sasberg-Platte.

Schon über kurze Strecken ändert — wahrscheinlich in erster Linie wegen einer praecenomanen Abtragung — die Mächtigkeit der Orbitolinenschichten. Zähe,

im Bruche eher dunkle, aber schrattenkalkähnlich anwitternde Orbitolinenonkolithe finden sich im Wechsel mit etwas siltigen Orbitolinenmergelkalkschiefern. Stellenweise bildet die «Bändersiltkalk» genannte Wechsellagerung schwach mergeliger Kalksiltschiefer und hellgelb anwitternder Kalksiltsteine den oberen Teil der Orbitolinenschichten. Namentlich in den Langfirn-Elementen und in der Chamerstock-Scholle sind aber meist nur gebankte Orbitolinenonkolithe zu finden.

Schwach spergenitische Kalke und grobkörnige, helle Onkolithe, die unzweifelhaft als Oberer Schrattenkalk ausgeschieden werden können, treten lediglich in der Stichplatten-Scholle auf. Da P. v. SCHUMACHER (1928: 17) die Onkolithe der Orbitolinenschichten verschiedenenorts für «Oberen Schrattenkalk» gehalten hat, war er allerdings der Meinung, aus dem Fehlen oder Vorhandensein von «Oberem Schrattenkalk» schliessen zu können, ob ein bestimmtes Element der «Glarner-» oder der «Kammlistock-Decke» zuzurechnen sei.

In der im helvetischen Faziesbereich als «Mittlere Kreide» beziehungsweise «Gault» zusammengefassten Abteilung, die vom oberen Aptian bis ins mittlere Cenomanian reicht, sind durch die Untersuchungen von C. BURCKHARDT (1896), E. GANZ (1912) und ARN. HEIM (1910b, 1913) eine ganze Reihe von Schichtgliedern unterschieden worden, die im südhelvetischen Abschnitt zum Teil eine ganz ansehnliche Bedeutung erlangen. Die im nordhelvetischen Raum weit geringere Mächtigkeit der Mittleren Kreide ist nicht allein durch das Dünnerwerden einzelner Schichten gegen Norden, sondern vor allem durch eine viel grössere Schichtlücke an der Basis der Mittleren Kreide bedingt.

Im einzelnen scheint das Einsetzen der Sedimentation im nordhelvetischen Bereich recht unregelmässig erfolgt zu sein. Am Kistenpass werden die «Concentricusschichten» (unteres?—mittleres Albian) 12—15 m dick (ARN. HEIM, 1910a: 25, 33); in den 9—10 m mächtigen «Concentricusschichten» der Griesstock-Decke hat W. BRÜCKNER (1937: 124/131) Fossilien des mittleren und oberen Albian aufgefunden und in den darunterliegenden «Basisbildungen des Albien» (W. BRÜCKNER, 1937: 123/124, 131) unteres Albian vermutet.

Bedeutend schlechter entwickelt als in den parautochthonen Schuppen des Kistenpassgebietes oder in der Griesstock-Decke ist die Mittlere Kreide der Clariden-Elemente[65]. An der Basis der etwas glaukonitischen Sandkalke mit länglich-rundlichen, seewerkalkähnlichen Knollen, die den Knollenschichten entsprechen dürften, findet sich in der Gemsfairen-Südflanke ein Phosphorithorizont (Lochwaldschicht?). In den Langfirn-Elementen tritt eine Glaukonitkalkbank in der Ausbildung der Aubrigschichten auf. Ein durchaus vergleichbarer Horizont bildet am Chamerstock und in der Stichplatten-Scholle den Abschluss der Knollenschichten. Nahezu stets vertreten ist in den Clariden-Elementen der geringmächtige, phosphoritische Kalksandstein der Turrilitenschicht.

Aus dem nordhelvetischen Bereich ist bis heute keine Fauna bekannt geworden, die eine Festlegung der Albian/Cenomanian-Grenze erlaubte. Im Faschas-Profil führt die Turrilitenschicht neben cenomanen Formen [*Schloenbachia varians* (SOW.)] auch

[65] So dürftig wie in den Clariden-Elementen ist die Mittlere Kreide im östlichen Helvetikum nur gerade noch im nördlichen Säntisgebiet ausgebildet.

Ammoniten, die für das «Vraconnien», das oberste Albian, leitend sind (ARN. HEIM, 1910a: 34/35). Da die älteren Formen aufgearbeitet sein dürften, ist die Turrilitenschicht wohl ins Cenomanian einzuordnen; für eine Einstufung der darunterliegenden Knollenschichten jedoch fehlen vorderhand die nötigen Anhaltspunkte.

Als jüngstes kretazisches Schichtglied findet sich in den Clariden-Elementen Seewerkalk. Sein tiefster Abschnitt ist stellenweise von feinsandigen, limonitischen Schlieren mit einzelnen Glaukonitfetzchen und Phosphoritknöllchen durchsetzt («Basaler Seewerkalk»). Obschon die verschiedenenorts in den Seewerkalk eingeschalteten Kalkmergelschiefer durchaus den Habitus von «Seewerschiefern» aufweisen, können sie wegen ihrer Globotruncanenfauna altersmässig den mittel- und südhelvetischen Seewerschiefern nicht gleichgesetzt werden (S. 169).

Recht auffällig sind die Farbunterschiede des Seewerkalkes. Während blauschwarze Kalke auf das nördlichste helvetische Faziesgebiet beschränkt zu sein scheinen, zeichnen sich die Seewerkalke der helvetischen Decken schon von der Wageten an durch ihre helle Farbe aus. Gerade in den Stirnabschnitten der Gemsfairen- und der Chamerstock-Scholle treten aber helle, in den Normalschenkeln dieser Einheiten jedoch dunkle Seewerkalke auf, so dass der Farbe keine uneingeschränkte Bedeutung für eine fazielle Einordnung beigemessen werden kann. Jedenfalls lässt sich anhand der Ausbildung des Seewerkalkes die Annahme nicht bestätigen, die Elemente der «Schuppenzone des Klausenpasses» (einschliesslich der Serien unter dem Fulfad, über dem Steinberg und in der Stoldenrus) stammten aus einem Raume, der südlich an jenen der Gemsfairen- oder der Chamerstock-Scholle angeschlossen hätte.

4. TERTIÄR

Innerhalb der Elemente der östlichen Claridenkette zeichnet sich eine Faziesveränderung der Nummulitenschichten ab (Abb. 10). Der am Gemsfairen-Westgrat nur in geringer Mächtigkeit vertretene Bürgengrünsand gewinnt schon in der Gemsfairen-Scholle selber gegen Nordosten zu an Bedeutung; vom hangenden Discocyclinensandkalk jedoch ist bereits in der Gemsfairen-Südflanke nur noch eine dünne Lage zu finden. Der Kern des Tertiärkeils der Früttlenhörner besteht aus feinsandigen, plattigen Schiefern, die wahrscheinlich als «Pectinitenschiefer» zu bezeichnen sind; Discocyclinensandkalk fehlt. Ob der am Chamerstock stellenweise über dem massigen Glaukonitkalk folgende, geringmächtige, schwach glaukonitische Kalk, den P. v. SCHUMACHER (1928: 13) schon als «Complanatakalk» glaubte bezeichnen zu können, als östliches Äquivalent des Discocyclinensandkalkes am Gemsfairen oder einfach — wie der höchste, siltige, glaukonitische Kalk im Gebiet des Fisetenkreuzes (S. 173) — als jüngster, glaukonitarmer Bürgengrünsand angesehen werden darf, lässt sich nicht entscheiden. In den unter dem Fulfad und unter der Ober-Orthalden recht mächtigen Nummulitenschichten scheint der Discocyclinensandkalk gegen Nordosten zu ebenfalls an Bedeutung zu verlieren, wenn auch die Frage offen bleiben muss, ob er nicht möglicherweise in den Köpfen über dem Steinberg aus tektonischen Gründen fehlt. Die Nummulitenschichten der Schuppe der Stol-

denrus und des Südwestendes der Stichplatten-Scholle entsprechen jenen nördlich der Ober-Orthalden.

Die wechselnde Ausbildung der Nummulitenschichten in den einzelnen Elementen der Claridenkette stimmt recht gut mit dem von ARN. HEIM (1908b) und J. BOUSSAC (1912) erkannten schiefen Isopenverlauf des transgressiven Tertiärs überein. Im Alttertiär der Clariden-Elemente lassen sich drei Faziesstreifen unterscheiden:

(a) eine Zone mit vorwiegendem Discocyclinensandkalk und nur schwach angedeutetem Bürgengrünsand: Gemsfairen-Westabfall.

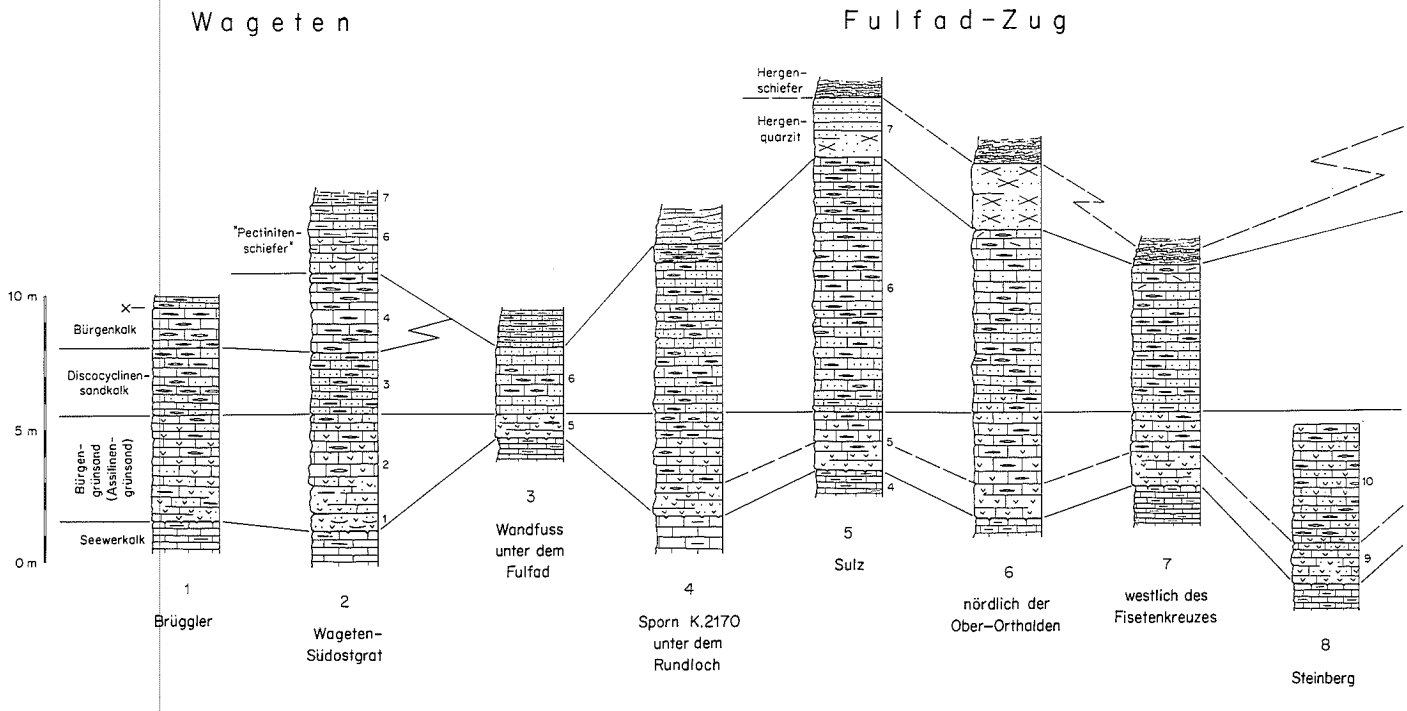
(b) eine Zone mit Discocyclinensandkalk und Bürgengrünsand: Gemsfairengrat, Ober-Orthalden, Stoldenrus, Südwestende der Stichplatten-Scholle.

(c) eine Zone mit weitaus vorherrschendem Bürgengrünsand und nahezu oder völlig fehlendem Discocyclinensandkalk: Früttlenhörner, Chamerstock.

Sind auch im engeren Untersuchungsgebiet im Hangenden des Discocyclinensandkalkes nirgends mehr die schönen Complanatenkalke entwickelt wie etwa am Griesstock, so scheint dennoch am ehesten die Nummulitenschichtenabfolge der Zone (a) an die Nummulitenbildungen der südlichen Griesstock-Decke westlich des Klausenpasses (S. 171) anzuschliessen. Dass die Zonen (b) und (c) ihrerseits interner beziehungsweise südöstlicher als die Zone (a) gelegen haben, darf mit guten Gründen angenommen werden, ist aber noch durch Vergleiche mit Nummulitenschichtenprofilen der mit der helvetischen Hauptschubmasse vorbewegten Abschnitte des helvetischen Faziesraumes zu überprüfen, da die in den Elementen der Claridenkette unterscheidbaren Fazieszonen in den frontalen Partien des helvetischen Deckengebäudes wiederzufinden sein und — unter Berücksichtigung des schiefen Verlaufes der Tertiärisopen — eine Einordnung der Tertiärabfolgen des Claridengebietes erlauben sollten.

Während am Südwestende der Stichplatten-Scholle über dem Bürgengrünsand noch ein mächtiger Discocyclinensandkalk erhalten ist, liegt in der Sasberg-Platte und in der Schilt-Decke fast ausschliesslich Assilinengrünsand vor, der gegen oben in feinsandige Mergelkalkschiefer vom Habitus der «Pectinitenschiefer» übergeht (J. OBERHOLZER, 1919: 86; 1933: 406; R. SCHOOP, 1954). Nur stellenweise schaltet sich am Sasberg zwischen Assilinengrünsand und «Pectinitenschiefer» eine geringmächtige, düster anwitternde Bank eines zähen, quarzitischen Gesteins («Pectinitenschieferquarzit», cf. S. 175) ein. Im nördlichsten Abschnitt der Glarner-Decke des Schiltgebietes jedoch, in der steil abtauchenden Front südlich der Ennetberge, ist im höchsten Teil des «Assilinengrünsandes» eine Ablösung der Glaukonitfazies durch eine Kalkfazies angedeutet.

Die südlich der Schwiirus (Abb. 10: Profil 14) am alten Weg von Ennetbühls nach den Ennetbergen auf Glaukonitite mit zahlreichen Pectiniden und Austern und Glaukonitkalke mit *Assilina exponens*, *Nummulites millecaput* und *N.* aff. *helveticus* folgenden schwach feinsandigen Kalke mit eingestreuten Glaukocalcitkörnern sind lithologisch durchaus dem obersten Abschnitt des Bürgengrünsandes der Gemsfairen-



Koordinaten der Fusspunkte der Profile

1	Brüggler	717 190/219 525/1580
2	Wageten-Südostgrat	718 775/219 900/1680
3	Wandfuss unter dem Fulfad	712 440/192 600/2040
4	Sporn K. 2170 unter dem Rundloch	713 170/192 520/2145
5	Sulz	713 500/192 965/2085
6	nördlich der Ober-Orthalden	713 215/193 360/2005
7	westlich des Fisetenkreuzes	713 740/193 710/1995
8	Steinberg	715 530/195 530/1750
9	Stoldenrus-Ostarm	716 590/196 870/1220
10	Stoldenrus-Nordarm	716 680/196 910/1220
11	Stoldenrus-Hauptarm	716 420/196 970/1360
12	südöstlich des Gemsfairenjoches	712 315/190 880/2770
13	Chamerstock-Südostwand	716 115/194 570/2140
14	Schwiirus	724 380/212 325/ 785
15	Sasberg	721 775/198 250/1970

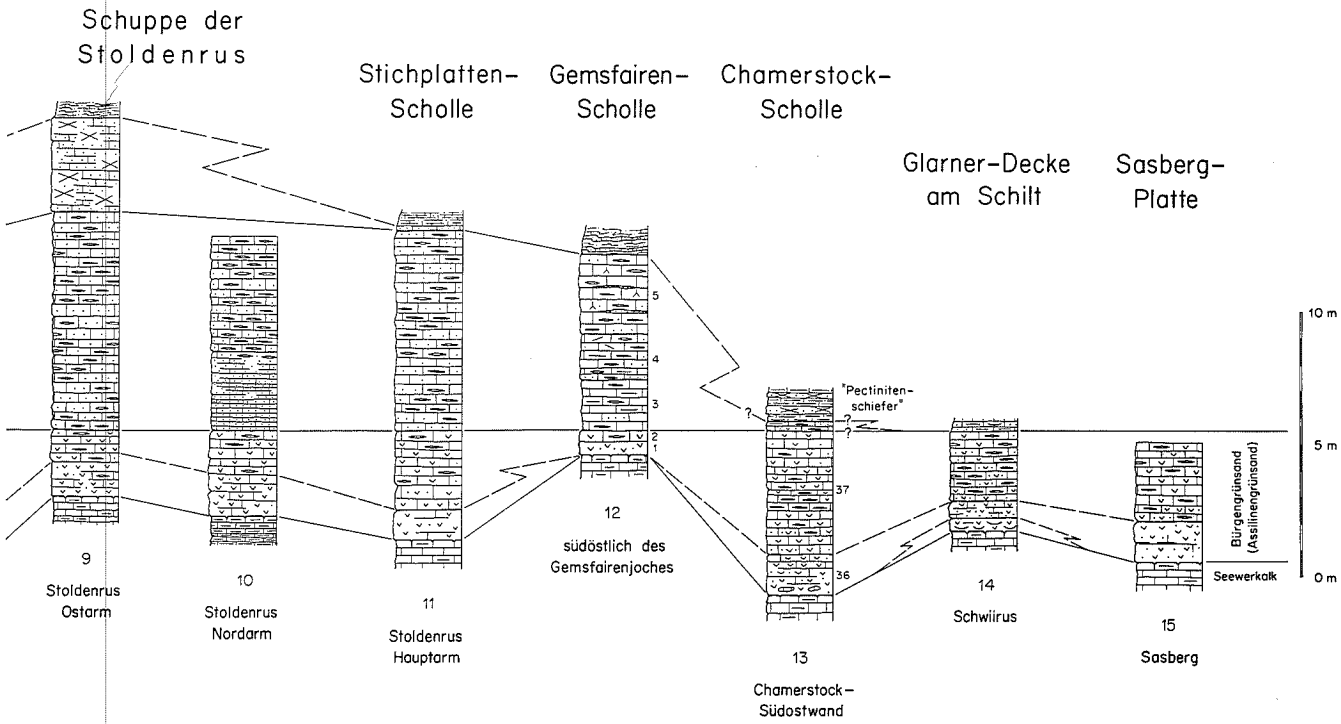


Abb. 10. Stratigraphische Detailprofile durch die Nummulitenschichten der Clariden-Elemente.

Westflanke, der Schuppe der Stoldenrus und der Stichplatten-Scholle zu vergleichen. Da aber ein Discocyclinensandkalk im Dache des Assilinengrünsandes fehlt, ist auch in der nördlichsten Schilt-Decke nur gerade die Zone (c) der Nummulitenbildungen der östlichen Claridenkette wiederzufinden.

In den Nummulitenschichten der Wageten jedoch sind die Schichtglieder im Hangenden des Bürgengrünsandes gut entwickelt. Zwar wäre aus den vorliegenden, miteinander nicht übereinstimmenden Angaben zu schliessen, dass sich über einem tieferen Glaukonithorizont ein Complanatenkalk und ein höheres Glaukonitniveau einstellen (E. BLUMER, 1906: 477: Fig. 2; J. OBERHOLZER in ARN. HEIM, 1908b: 65/67; J. OBERHOLZER, 1933: 403; H. MEYER, 1922: 10/11). Doch sind die Nummulitenschichten am Südhang des Brüggler lokal in sich verschuppt (zum Beispiel nördlich über dem Stattboden, Koordinaten 717 190/219 520/1570), so dass Complanatenkalk nur scheinbar stratigraphisch in Assilinenglaukonitkalk eingeschaltet ist. Lässt sich auch in der durch zahlreiche SSE/NNW-laufende Brüche zerhackten Südflanke der Wageten kaum eine völlig ungestörte Abfolge vom Seewerkalk bis in die Taveyannaz-Serie auffinden, so unterliegt es doch keinem Zweifel, dass lediglich ein Glaukonitniveau vorhanden ist.

Während am Ostende der Wageten (in der unteren Ofenrus und nördlich der Unter-Lochegg) nur ein stark glaukonitischer Kalk bis Glaukonitit festzustellen ist, folgt am Wageten-Südostgrat (S. 141; Abb. 10: Profil 2) über einem geringmächtigen, massigen Glaukonitit mit Pectiniden ein schwach feinsandiger, glaukonitischer Kalk mit Discocyclinen, *Assilina exponens* sowie einzelnen *Nummulites millecaput*, der — wie jener der nördlichen Schilt-Decke (Schwiirus) — vom höchsten Abschnitt des Bürgengrünsandes der Gemsfairen-Westflanke kaum zu unterscheiden ist. Der in der westlichen Wagetenkette über dem Bürgengrünsand folgende Discocyclinensandkalk entspricht lithologisch weitgehend jenem östlich der Gemsfairenalp, erreicht aber nirgends dessen Mächtigkeit[66]. Den Abschluss der Nummulitenschichten der Wageten bildet ein fossilreicher Complanatenkalk (Bürgenkalk), dessen oberster Abschnitt schwach mergelig ist.

Die Nummulitenschichten der westlichen Wagetenkette scheinen unmittelbar an jene der südlichen Griesstock-Decke (S. 171) anzuschliessen. Genau wie in den Elementen der östlichen Claridenkette nimmt auch in der Wageten die Mächtigkeit des Bürgengrünsandes gegen Osten zu; allerdings konnte in der Wageten die Fazieszone (b) der Clariden-Elemente, wo im Dache des Bürgengrünsandes wohl noch der Discocyclinensandkalk, nicht aber der fast quarzfreie Complanatenkalk entwickelt ist, nicht festgestellt werden.

Die Vergleiche mit den Nummulitenschichten der Griesstock-Decke, der Wageten und der Glarner-Decke des Schiltgebietes weisen auf die Möglichkeit hin, dass jene Elemente der Claridenkette, in denen der Discocyclinensandkalk deutlich entwickelt ist (Wandstufe nördlich der Ober-Orthalden, Schuppe der Stoldenrus, Stichplatten-Scholle) einem externer oder — in Anbetracht der schieflaufenden Isopen — nord-

[66] Die bereits von J. OBERHOLZER (1919: 86) festgestellte Ähnlichkeit der Nummulitenschichten der Wageten und der Gemsfairenalp hat H. MEYER (1922: 24/25) eifrig bestritten, da er die tektonische Wiederholung des «Assilinengrünsandes» nördlich des Stattboden nicht erkannt hatte.

westlicher gelegenen Abschnitt des helvetischen Faziesraumes entstammen als etwa die Früttlenhörner oder der Chamerstock, wo nahezu oder ausschliesslich nur Bürgengrünsand vertreten ist.

5. ERGEBNISSE DER STRATIGRAPHISCHEN VERGLEICHE

Dogger und Malm der eigentlichen Chammlistock-Scholle, das heisst die Dogger/Malm-Serie des Chammlistockes, scheinen eine recht nördliche Fazies aufzuweisen. Die sogenannte «Kammlistock-Decke» muss daher keineswegs «einem bedeutend südlicheren Ablagerungsgebiet» (P. v. SCHUMACHER, 1928: 34) als die Griesstock-Decke entstammen. Da berechtigte Zweifel an der Gleichsetzung der «Kammlistock-Decke s. str.» und der «Unteren Urirotstock-Falte» (W. D. BRÜCKNER et al., 1958: 526 Anm. 3) bestehen (S. 196), ist die Stellung der Chammlistock-Scholle zu überprüfen (S. 249/253).

Die bisher übliche Zuordnung der über der tiefsten subhelvetischen Decke der Claridenkette, der Griesstock-Decke, folgenden Elemente zu zwei verschiedenen Einheiten ist vor allem auf Grund scheinbar vorhandener Faziesdifferenzen im kretazischen Schichtabschnitt erfolgt (P. v. SCHUMACHER, 1928; J. OBERHOLZER, 1933; W. BRÜCKNER, 1943). Aus den vorliegenden Untersuchungen geht aber klar hervor, dass mit nur wenigen Ausnahmen die einzelnen Schichtglieder sämtlicher Schollen und Schuppen durchaus miteinander verglichen werden können. Die kreideführenden Elemente der Claridenkette dürften deshalb im ursprünglichen Ablagerungsraum einander unmittelbar benachbart gewesen sein.

Sind auch keine grossen faziellen Unterschiede im Kreideanteil der verschiedenen Clariden-Elemente festzustellen, so weist doch die Entwicklung einzelner Schichtglieder darauf hin, dass zwischen gewissen Einheiten engere Beziehungen anzunehmen sind. In der vom Grat der Teufelsstöcke und des Speichstocks unter dem Langfirn hindurch bis in die Früttlenhörner verfolgbaren Zone der Langfirn-Elemente treten massige, knorrige Sinuatenschichten auf, wie sie auch in der Stichplatten-Scholle wiederzufinden sind. Gleich ausgebildet sind andrerseits Seewerkalk und Tertiär unter dem Fulfad, in der Schuppe der Stoldenrus und am Südwestende der Stichplatten-Scholle. Ungeachtet der heutigen geometrischen Anordnung, wovon noch zu sprechen sein wird (S. 244/248), ist es auf Grund der Ausbildung der Nummulitenschichten nicht abwegig anzunehmen, dass rückwärtige, mächtigere Teilelemente (Gemsfairen/Rotstock-Scholle und Chamerstock-Scholle) der hypothetischen «Clariden-Decke» (cf. Anm. 88 S. 256) ihren frontalen Abschnitten knapp angeschoben worden sind.

Da die Schichtfolge der Stichplatten-Scholle jener der Clariden-Elemente weitgehend entspricht, ist es wenig wahrscheinlich, dass dieser Einheit eine Sonderstellung zukommt. Zwar hat J. OBERHOLZER (1919: 93) aus dem Auftreten von Oberem Schrattenkalk geschlossen, in diesem «südlichen» Element der «Glarner-Decke» sei bereits eine fazielle Annäherung an die Schichtreihe der Mürtschen-Decke zu erkennen. Gegen diese Annahme spricht jedoch die Ausbildung des Kieselkalkes und der Nummulitenschichten.

Im Öhrlikalk, namentlich aber im Kieselkalk und im Schrattenkalk sind deutliche Unterschiede zwischen den Clariden-Elementen und der Sasberg-Platte festzustellen. Weit besser als mit der Schichtfolge der Clariden-Elemente lässt sich die Serie am Sasberg mit jener der Glarner-Decke am Schilt vergleichen. Da zudem die Malm/Kreide/Tertiär-Folge der Sasberg-Platte recht eng mit dem Verrucano der Glarner-Decke verbunden ist (J. OBERHOLZER, 1933; H. SCHIELLY, 1964), kann die Sasberg-Platte als zurückgebliebenes und überfahrenes, einstmals südwestlich an den heute in der Schiltgruppe angehäuften Sedimentstapel anschliessendes Element gedeutet werden.

Die höchsten Elemente der Claridenkette, die Fiseten/Orthalden-Schuppen, werden von einer verkehrtliegenden unterkretazischen Gesteinsabfolge aufgebaut. Die Ausbildung ihrer Gesteine und die tektonische Stellung der Fiseten/Orthalden-Schuppen zeigen, dass sie südlicherer Herkunft als die Clariden-Elemente sind. Ist auch der geometrische Zusammenhang der Fiseten/Orthalden-Schuppen mit der darüber vorgefahrenen Axen-Decke nirgends mehr erhalten, so darf doch mit der — allerdings nicht bewiesenen — Möglichkeit gerechnet werden, dass die Fiseten/Orthalden-Schuppen den abgerissenen und überfahrenen Verkehrtschenkel der östlichen Verlängerung des Axen-Südlappens darstellen (R. HANTKE, 1961: 97; R. STAUB, 1961: 328).

6. ZUR EINORDNUNG DES CLARIDEN-RAUMES IM HELVETISCHEN FAZIESGEBIET

Da wohl alle Clariden-Elemente aus dem gleichen Ablagerungsstreifen stammen dürften, stellt sich die Frage nach der ursprünglichen Lage dieses «Clariden-Raumes». Während auf Grund der grosstektonischen Verhältnisse vermutet werden könnte, die Clariden-Elemente seien gleicher oder doch ähnlicher Herkunft wie die Glarner-Decke des Schiltgebietes, deuten die faziellen Unterschiede zwischen der Schichtfolge der Clariden-Elemente und jener der Glarner-Decke darauf hin, dass der Clariden-Raum kaum unmittelbar seitlich an den Ablagerungsraum der Glarner-Decke angeschlossen haben kann, geschweige denn an jenen der externen Mürtschen- (R. STAUB, 1961: 306) oder gar der nördlichsten Axen-Elemente (C. SCHINDLER, 1959: 52).

Bevor wir auf das gegenseitige Verhältnis von Glarner-Decke und Clariden-Elementen eintreten, ist noch abzuklären, inwieweit die Mächtigkeit der Schichtfolge der Clariden-Elemente zu Diskussionen herangezogen werden darf. Bei der starken Durchbewegung der Clariden-Elemente wäre eigentlich zu erwarten, dass die Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder ein höchst unzuverlässiges Kriterium für Vergleiche mit anderen Serien abgäbe. Namentlich in onkolithischen Gesteinen (Öhrlikalk, Valanginiankalk, stellenweise auch unterster Schrattenkalk) lässt sich aber sehr schön zeigen, dass die Hauptmasse der Gesteine eine weit geringere Streckung erlitten hat, als aus ihrem Habitus und den kleintektonischen Erscheinungen zu schliessen wäre. Wohl können einzelne Schichtglieder stellenweise bis auf wenige Dezimeter ausgewalzt oder gar völlig ausgequetscht sein; an anderen Orten kann — wiederum am eindrücklichsten in den onkolithischen Gesteinen — festgestellt werden, dass nur gewisse Lagen innerhalb eines Schichtkomplexes einer starken Verformung unterworfen

gewesen sind, dass also durch die wirkende Kraft nur ganz bestimmte Schichten ausgewalzt worden sind. Ist es auch wenig wahrscheinlich, irgendwo in den Clariden-Elementen ein völlig ungestörtes, die ursprüngliche Mächtigkeit aufweisendes Profil zu finden, so ist es doch auffällig, dass die Messungen irgendeines lokal gerade ruhig gelagerten Schichtgliedes innerhalb eines bestimmten Elementes stets wieder zu durchaus vergleichbaren Ergebnissen geführt haben. Die heute an verschiedenen Stellen messbare grösste Mächtigkeit eines einzelnen Schichtgliedes dürfte daher kaum viel unter ihrem ursprünglichen Betrag liegen.

Legen wir diese Annahme einem Vergleich der Schichtfolgen der Clariden-Elemente (Taf. 4) und der Glarner-Decke des westlichen Schiltgebietes (J. OBERHOLZER, 1933: insbesondere S. 321: Fig. 68; R. SCHOOP, 1954; cf. auch C. SCHINDLER, 1959: Taf. VIII) zugrunde, so besteht kein Zweifel darüber, dass mit Ausnahme des Valanginiankalkes (einschliesslich der Pygurusschichten), der Sinuatenschichten und des Seewerkalkes jedes einzelne Schichtglied in den Clariden-Elementen weit weniger mächtig ist als am Schilt. Abgesehen von den Zementsteinschichten, die in den Clariden-Elementen einen vorzüglichen Bewegungshorizont abgegeben haben (S. 145) und deswegen für Vergleiche ausser Betracht fallen, ist vor allem der Mächtigkeitsunterschied der Öhrlischichten (70 m am Schilt gegenüber höchstens 24 m in der Gemsfairen-Scholle), des Unteren Schrattenkalkes (50 m am Hüttenchopf gegenüber etwa 30 m in der Chamerstock-Scholle) und der Mittleren Kreide (18 m bei Ennetbühls gegenüber höchstens 6 m unter dem Fulfad) von einiger Bedeutung; gar das Drei- bis Vierfache ihrer Mächtigkeit in den Clariden-Elementen erreichen die Schiefer der Drusbergschichten am Hüttenchopf, wobei es freilich unsicher bleibt, wie stark diese Kalkmergelschiefer in den Elementen der Claridenkette ausgewalzt worden sind (cf. S. 157).

Gegenüber der an die 250 m mächtigen Unterkreide-Serie der westlichen Schilt-Decke nimmt sich die Summe der grössten Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder der Clariden-Elemente (Öhrlischichten bis Orbitolinenschichten höchstens 120 m) recht bescheiden aus; die Schichtfolge der Clariden-Elemente ist nicht nur faziell von jener der eigentlichen Glarner-Decke verschieden, sie erreicht auch bei weitem nicht die am Schilt feststellbaren Mächtigkeiten. Ebenfalls mächtiger als in den Clariden-Elementen wird die Unterkreide (Öhrlischichten bis Orbitolinenschichten) in der südlichen Griesstock-Decke (150 m; W. BRÜCKNER, 1933a: Taf. X; 1937), aber auch in den parautochthonen Elementen des glarnerisch/bündnerischen Grenzkammes (Cavorgia-Schuppe 150—160 m [ARN. HEIM, 1910a: 24/25; R. TRÜMPY, 1944]). An beiden Orten ist auch die Mittlere Kreide bedeutend besser entwickelt (Griesstock 16 m; Faschas 20 m) als in den Clariden-Elementen.

Trotzdem die Unterschiede der Serie der Clariden-Elemente zu jener der Glarner-Decke recht auffällig sind, kann heute lediglich der Versuch unternommen werden, die ursprüngliche Lage des Clariden-Raumes abzuklären. Grundsätzlich sind zwei Möglichkeiten denkbar:

a) Es gibt im Querschnitt der Claridengruppe keinen Glarner-Raum mehr, das heisst der Faziesstreifen, aus welchem die ostglarnerische Schilt-Decke stammt, bleibt im Streichen nicht erhalten, sondern wird seitlich durch eine Zone geringerer Sedi-

mentation abgelöst. In diesem Abschnitt könnte der gesuchte Clariden-Raum liegen. Ob das Gebiet verminderter Sedimentation einer Hochzone oder aber einer aktiven Schwelle entspricht, ist nicht zu entscheiden. Es liegen nur höchst undeutliche Anzeichen einer kretazischen Aktivität einer «nordhelvetischen Schwelle» (C. SCHINDLER, 1959: 38/52) vor (zum Beispiel bessere Entwicklung der quarzführenden Pygurusschichten in den Clariden-Elementen). Da im ganzen nordhelvetischen Bereich, auch nördlich der hypothetischen «nordhelvetischen Schwelle», Aufarbeitungserscheinungen im Mittleren Kieselkalk bekannt sind (S. 29/30), kommt jedenfalls dem Aufarbeitungshorizont im Kieselkalk des Flimsersteins (L. WYSSLING, 1950: 115, 123) nur eine beschränkte Beweiskraft für die Tätigkeit einer «nordhelvetischen Schwelle» zu (cf. C. SCHINDLER, 1959: 45).

b) Der Faziesstreifen, welcher im Osten der Linth durch die eigentliche Glarner-Decke belegt wird, zieht vom Schilt her gegen Südwesten weiter, ist aber im Querschnitt Tödi–Gemsfairen–Silbern nirgends aufzufinden, weil seine Sedimente Elementen angehören, die bei der Vorfahrt der helvetischen Hauptdecke

b_1) entweder bis über den Abschnitt Punteglias/Gliems/Russein gelangt und später der Erosion anheimgefallen sind (cf. S. 197)

b_2) oder aber weiter vorgeschürft worden sind und heute irgendwo unter dem Dekkengebäude des Glärnisch, der Silbern oder der Ortstockgruppe verborgen liegen.

In beiden Fällen wäre der Clariden-Raum nördlich beziehungsweise nordwestlich des Glarner-Raumes anzunehmen.

Es fehlen heute die nötigen Angaben, die eindeutig für eine der angeführten Lösungen sprechen. Die nächstwestlichen Serien, welche Anhaltspunkte zur aufgeworfenen Frage liefern können, finden wir erst jenseits des Reusstales, in den tieferen Elemente der östlichen Urirotstockgruppe, wo gegenwärtig B. SPÖRLI arbeitet. Diese Serien können auf Grund der bisherigen Untersuchungen (H. ANDEREGG, 1940; P. ARBENZ, 1918 [Karte]; A. BUXTORF, 1912a; A. BUXTORF et al., 1916 [Karte]; M. LUTHER, 1927) und der vorläufigen Ergebnisse B. SPÖRLIS (1961) zum Vergleich herangezogen werden.

Die tiefste Einheit der Urirotstockgruppe, die Gitschen-Decke, besteht vorwiegend aus Malmkalken. Die etwas zerquetschten Malmfalten über dem Gitschenberg werden von Quintnerkalk und Troskalk aufgebaut. Für fazielle Vergleiche weit wichtiger als der Malm der Gitschen-Decke, der ebenso gut wie mit dem Griesstock-Malm (A. BUXTORF, 1912a: 165; M. LUTHER, 1927: 131; P. v. SCHUMACHER, 1928: 30) mit dem Malm der Clariden-Elemente oder jenem der eigentlichen Glarner-Decke in Beziehung gebracht werden kann, ist die Unterkreide, die nur im frontalen Abschnitt der Gitschen-Decke erhalten zu sein scheint.

Über die Zugehörigkeit der Unterkreide des Rinderstöckli und der Gigenfluh (H. ANDEREGG, 1940: 7: Fig. 1, Taf. III) zum Gitschen-Malm sind zwar widersprüchliche Meinungen geäussert worden. Während M. LUTHER (1927: 117/118, 123, Taf. II) die über der Stirn des Gitschen-Malm liegende Kreide mit der verfalteten Kreideserie der Gitschenstöcke (= Kleintal-Serie, H. ANDEREGG, 1940: 3; = Gitschenserie,

W. BRÜCKNER, 1943: 35; = Kreide des Verkehrtschenkels der Unteren Urirotstock-Falte) zusammengefasst und als «Gitschenkreide» bezeichnet hat, geht aus den neueren Untersuchungen (H. ANDEREGG, 1940: 4, 34; B. SPÖRLI, 1961) hervor, dass die Unterkreide der Gigenfluh normalstratigraphisch auf dem Troskalk der Gitschen-Decke liegt.

Die Unterkreide der Gitschen-Decke (H. ANDEREGG, 1940: Taf. II: Fig. A; B. SPÖRLI, 1961) zeigt in ihrer Ausbildung gegenüber jener der Clariden-Elemente, aber auch gegenüber jener der Griesstock-Decke nicht unerhebliche Unterschiede. Die recht mächtigen Zementsteinschichten (25—30 m) sind bedeutend mergeliger entwickelt als die Zementsteinschichten der Griesstock-Decke (W. BRÜCKNER, 1937: 96). In der Griesstock-Decke und in den Clariden-Elementen ist die Obergrenze der Zementsteinschichten stets als scharfe Fuge zu erkennen; die Zementsteinschichten der Gitschen-Decke jedoch sind mit den Öhrlischichten «durch einen allmählichen, wenn auch rasch sich vollziehenden Übergang verbunden» (H. ANDEREGG, 1940: 6). Der Valanginiankalk der Gitschen-Decke erreicht nicht ganz die aus der Griesstock-Decke bekannten Mächtigkeiten. Seine oberste Lage mit schlierenartig eingestreuten Quarzkörnern (H. ANDEREGG, 1940: 6) könnte ein Äquivalent der sowohl in der Griesstock-Decke wie auch in den Clariden-Elementen weit besser entwickelten «Bildungen zwischen Valanginian- und Kieselkalk» sein. Im gegen 60 m mächtig werdenden Kieselkalk der Gitschen-Decke kann nur stellenweise Mittlerer Kieselkalk ausgeschieden werden. Die oberste Partie des Kieselkalkes der Gitschen-Decke ist wie am Griesstock und am Hüttenchopf (Schilt-Decke) als ziemlich grobkörniger Crinoidenkalk ausgebildet. Der im Hangenden dieser «Echinodermenbreccie» auftretende glaukonitische Echinodermenkalk ist lithologisch den dürftigen Relikten von Altmannschichten in der Griesstock-Decke (W. BRÜCKNER, 1937: 113/114) und am Gemsfairen (S. 156) zu vergleichen. Die Mergelkalke und Mergelschiefer der Drusbergschichten sind in der Gitschen-Decke stark verwalzt und fallen für einen Vergleich ausser Betracht. Da die von H. ANDEREGG (1940: 8, Taf. II) der Gitschen-Decke zugerechneten Nummulitenbildungen von den darunterliegenden Drusbergschichten durch eine Scherfläche getrennt sind, ist ihre Zuordnung vorderhand fraglich.

Schon rein geometrisch darf die Gitschen-Decke nicht einfach als westliche «Fortsetzung der Griesstock-Decke» (H. ANDEREGG, 1940: 36/37, 59) gedeutet werden. Die mergelige Ausbildung der Zementsteinschichten und die Entwicklung der Kieselkalk-Gruppe zeigen, dass die Gitschen-Decke wahrscheinlich auch kein fazielles Äquivalent der Griesstock-Decke ist. Mindestens so gut wie mit der Kreide der Griesstock-Decke (A. BUXTORF, 1912a: 165; H. ANDEREGG, 1940: 37) kann die Kreide der Gitschen-Decke mit jener der westlichen Schilt-Decke verglichen werden. Da zudem die Malmlinsen am Fuss der Südostflanke der Gitschenkette als mögliche Überreste einer zerrissenen Verbindung der Gitschen-Decke und der Unteren Urirotstock-Falte gedeutet worden sind (H. ANDEREGG, 1940: 34; B. SPÖRLI, 1961) und überdies die Unterkreide der Gitschen-Decke faziell nicht allzu verschieden von jener des nördlichsten Abschnittes des Verkehrtschenkels der Unteren Urirotstock-Falte zu sein scheint (B. SPÖRLI, 1961), ist die Annahme, in der Gitschen-Decke lägen Sedimente aus einer möglichen westlichen Fortsetzung des Glarner-Raumes vor, nicht ganz so abwegig.

In den über der Gitschen-Decke angehäuften Unterkreide-Falten der Gitschen-

stöcke, im Verkehrtschenkel der Unteren Urirotstock-Falte[67], erreichen die einzelnen Schichtglieder Mächtigkeiten (H. ANDEREGG, 1940: Taf. II), die zum Teil erheblich grösser sind als jene der ostglarnerischen Schilt-Decke. Zwar ist der fazielle Zusammenhang der Zementstein/Öhrlischichten der Unteren Urirotstock-Falte, einer bis gegen 100 m dick werdenden Wechsellagerung von Mergelkalken und Mergelschiefern (H. ANDEREGG, 1940: 10), mit den Ablagerungen der tiefsten Kreide im östlichen Helvetikum noch nicht klargestellt; das Auftreten von Valanginianmergeln in Couloni-Fazies sowie die Gliederung des Valanginiankalkes und der Kieselkalk-Gruppe deuten jedoch darauf hin, dass die Kreide der Unteren Urirotstock-Falte einem Faziesstreifen entstammt, der südlicher gelegen haben muss als eine vorderhand nur vermutete westliche Fortsetzung des Glarner-Raumes.

Noch weit weniger als der Schichtfolge der Glarner-Decke des Schiltgebietes entspricht die Kreide der Unteren Urirotstock-Falte der Abfolge der Clariden-Elemente, so dass sich die wiederholt vertretene Meinung, die östliche Fortsetzung der Unteren Urirotstock-Falte sei in der sogenannten «Kammlistock-Decke» zu suchen (H. ANDEREGG, 1940: 61; P. ARBENZ, 1934: 111, 117 Anm. 4; W. BRÜCKNER, 1943: 35; M. LUTHER, 1927: 118, 123; P. v. SCHUMACHER, 1928: 43/44), kaum durch fazielle Befunde stützen lässt.

Auch wenn sich bei den Untersuchungen B. SPÖRLIS noch weitere Hinweise dafür ergeben sollten, dass von den Elementen der Urirotstockgruppe wohl am ehesten die Gitschen-Decke als fazielles Äquivalent der Glarner-Decke betrachtet werden darf, kann dennoch die oben gestellte Frage nach der südwestlichen Fortsetzung des Glarner-Raumes nicht mit völliger Sicherheit beantwortet werden. Wenn der Faziesstreifen, aus welchem die Glarner-Decke des Schiltgebietes stammt, im Glarnerland und am Urnersee festzustellen ist, kann das zwar dahin gedeutet werden, dass sich der Glarner-Raum mindestens vom Schilt bis an den Gitschen erstreckt haben muss, was für die letzte der oben angeführten Möglichkeiten sprechen würde. Freilich liesse es sich auch denken, dass beidseits einer Zone verminderter Sedimentation, welche wenigstens teilweise dem gesuchten Clariden-Raum entspräche, durchaus vergleichbare Serien zum Absatz gekommen wären.

E. Lokale Tektonik der höheren Schubmassen der Claridenkette

1. ZUR FRAGE DER AUFGLIEDERUNG DER ELEMENTE DER ÖSTLICHEN CLARIDENKETTE

Wohl ist die Abgrenzung der Griesstock-Decke westlich des Klausenpasses schon längst klar gestellt (ALB. HEIM, 1906; W. STAUB, 1911a, 1911b [Karte]; P. v. SCHUMACHER, 1928; W. BRÜCKNER, 1943). Es unterliegt auch keinem Zweifel, dass

[67] Da es nicht einzusehen ist, weshalb die westlich des Chlitales noch weitgehend in normalem Zusammenhang mit dem Jurakern der Unteren Urirotstock-Falte stehende, weiter im Osten nur in den Zementstein/Öhrlischichten etwas disharmonisch vorbewegte Unterkreide der Unteren Urirotstock-Falte mit einer besonderen Bezeichnung belegt werden muss, kann auf den von H. ANDEREGG (1940: 3) eingeführten Ausdruck Kleintal-Serie verzichtet werden.

der Felszirkus der Chlus und die gegen Nordwesten absinkende Malmplatte des Wängiswaldes die östliche Fortsetzung der Griesstock-Decke der Balmwand über Äsch bilden. Ob aber die gegen Osten zusehends dünner werdende Malmplatte unter der Nussbüelwand endgültig auskeilt, wird noch zu untersuchen sein (S. 203). Ist auch nicht zu übersehen, dass die Griesstock-Decke westlich des Klausenpasses, am Griesstock selber und vor allem in der Scherhorn-Westflanke wurzelwärts rasch ausdünnt (W. STAUB, 1911a, 1911b [Karte]; W. BRÜCKNER, 1943: Taf. 2: Profile 2/4) und auch östlich des Klausenpasses im Talkessel von Fiseten gegen Süden zu stark an Mächtigkeit verliert, so zeigt doch die von R. STAUB (1961: Abb. 3) vorgenommene Auftrennung der Griesstock-Deckenreste am Malorgrat in Anteile der «Kammlistock»- und solche der Griesstock-Decke, dass die Zuordnung der schmächtigen lochseitenkalkartigen Linsen unter den Elementen der Teufelsstöcke und des Bocktschingel (P. v. SCHUMACHER, 1928: 27/28) noch zu überprüfen sein wird (S. 252).

Schon die voneinander stark abweichenden tektonischen Analysen der östlichen Claridenkette (F. WEBER, 1922b [Karte], 1922c [Karte]; P. v. SCHUMACHER, 1928; J. OBERHOLZER, 1933; W. BRÜCKNER, 1943; R. STAUB, 1954, 1961) lassen auf eine gewisse Unsicherheit in der Zuordnung einzelner Elemente der Claridenkette zu den frontalen Abspaltungen der helvetischen Hauptschubmasse östlich der Linth schliessen, wenn auch stets wieder versucht worden ist, in den geringmächtigen und im grossen gesehen doch recht unbedeutenden subhelvetischen Elementen der Claridenkette Äquivalente der weit mächtigeren Pakete der Glarner- und der Mürtschen-Decke zu erkennen. Stratigraphische Vergleiche haben ergeben, dass die Schichtreihen der einzelnen mechanischen Einheiten der Claridenkette, der Clariden-Elemente, unter sich keine so grossen faziellen Gegensätze aufweisen, dass eine tiefgreifende Aufteilung der höheren Schubmassen der östlichen Claridenkette beziehungsweise eine Zuordnung zu zwei verschiedenen «Decken» angenommen werden müsste (S. 191). Wo der Ablagerungsraum der Clariden-Elemente gelegen hat, lässt sich nicht eindeutig abklären; es besteht aber eine gewisse Wahrscheinlichkeit dafür, dass die Clariden-Elemente etwas externerer Herkunft als die eigentliche Glarner-Decke des Schiltgebietes sind (S. 193/196).

Geometrische Überlegungen führen zum Schluss, dass in der Claridenkette gar keine den tieferen helvetischen Decken des ostglarnerischen Abschnittes grössenmässig vergleichbare tektonische Einheiten vertreten sein können (cf. Tab. 5), da der zur Verfügung stehende Raum zwischen den über den autochthon/parautochthonen Sedimentmantel vorgeglittenen Flysch- und Schieferbildungen und der in der Claridenkette durch die verkehrtliegenden Fiseten/Orthalden-Schuppen, jenseits der Linth aber durch die Lochseitenkalk-Klippen der Hausstockgruppe hinreichend belegten Gleitbahn der helvetischen Hauptschubmasse einfach zu klein ist. Auch wenn wir in Betracht ziehen, dass das tektonische Stockwerk der frühabgeglittenen Schiefer- und Flyschmassen schon im Querschnitt Claridenpass–Gletscherchopf–Walenbachtal südostwärts an Mächtigkeit rasch verlieren dürfte, so erreichen doch die höchsten Elemente des autochthon/parautochthonen Schuppengebäudes am Bifertenstock (3425 m) und am Piz Russein (3620 m) Höhen, die nur wenig unter der mutmasslichen Lage der helvetischen «Hauptüberschiebung» liegen können (Bifertenstock 3650 m, Tödi 3850 m?). Es ist daher wenig wahrscheinlich, dass sich über der Tödi-Scholle,

Tabelle 5. Vergleich der Abwicklungsbreiten der Clariden-Elemente mit jenen der frontalen Abschnitte der helvetischen Hauptdecke im Glarnerland und in der Urirotstockgruppe

	im Niveau des Schrattenkalkes km	Öhrlikalkes km
Clariden-Elemente		
Fulfad–Langfirn–Gemsfairen	2—2.5	
Langfirn–Gemsfairen		0.5—1
Stichplatten–Stoldenrus–Chamerstock	2—2.5	2—2.5
Glarner-Decke (des Schiltgebietes)		
Ennetbühls–Heuboden–Schlafstein	4.5—5	
Ennetbühls–Hüttenchopf–Rässegg		3—3.5
Glarner-Decke (des Schiltgebietes) einschliesslich der Elggis-Scholle	5.5—6	4.5—5
Glarner-Decke (des Freiberges) = Sasberg-Platte	0.8—1.2	1.2—1.5
Mürtschen-Decke		
Britterwald–Nüenchamm	4.3—4.7	
Britterwald–Nüenchamm einschliesslich der Fly-Falte	4.8—5.2	
Gänsestad–Josenwies (Walenstadterberg)	4.8—5	
Ofenegg–Hohmatt–Mürtschenstock		6.5—7
Näfels–Büttenenwand	2.5—3	
Schneisigen–Büttenenwand–Forenstock–Baumgarten		6.5—7
Gitschen-Decke		
Luchsenfalle–Gigenfluh–Rinderstöckli		1.5—1.8
		im Niveau des Kieselkalkes
Verkehrtschenkel der Unteren Urirotstock-Falte		km
Oberberg-Mulde–Gitschen	2.4—2.8	3.2—3.6

deren jüngstes Schichtglied am Tödi selber Troskalk ist, jemals noch subhelvetische Elemente von einiger Bedeutung befunden haben. Da vom Claridenpass an gegen Südwesten die helvetischen Sandsteinflyschmassen wiederum mächtiger werden (Claridenhörner, Chammlihörner, Südgräte der beiden Scherhörner), die meist etwas über 3000 m hohen Berge südwestlich des Catscharauls überdies — mit Ausnahme des Piz Cambrialas — ihrer mesozoischen und tertiären Bedeckung vollständig entblösst sind, dürfte die Annahme P. v. SCHUMACHERS (1928: 43), nur die Stirnregion der «Kammlistock-Decke» sei «erhalten geblieben, während die südlichen Teile der Decke, die die älteren Ablagerungen enthielten, von der Abtragung weggeräumt worden» seien, nicht nur nicht zu beweisen, sondern geradezu unhaltbar sein.

Die lange Jahre hindurch vertretene Ansicht, die sogenannten helvetischen Decken seien im Streichen über grosse Distanzen aushaltende geometrische Körper, hat stets wieder zu neuen Versuchen angeregt, die Elemente der Claridenkette in Anteile der Glarner- und solche der Mürtschen-Decke aufzuteilen. Es kann kaum in Frage gestellt werden, dass die Clariden-Elemente Teile einer alten, überfahrenen und zurückgebliebenen Stirnanlage der helvetischen Hauptmasse sind; der Nachweis jedoch, dass

die helvetische Hauptdecke schon zu dem Zeitpunkt, als sie ein erstes Mal am aufsteigenden Aarmassiv abgebremst worden ist, in einzelne Teildecken aufgegliedert war, lässt sich nicht erbringen[68]. Es ist durchaus denkbar, dass die Abspaltung der frontalen Elemente der helvetischen Hauptschubmasse längs inkompetenter Horizonte und an schief durch die Schichtreihe schneidenden listrischen Flächen (S. 257/258) und das Abdrehen der tieferen Teilelemente in eine ostalpine Streichrichtung erst eine Folge des Bremswiderstandes sind.

Geometrische und deckenmechanische Gründe weisen darauf hin, dass es verfehlt wäre, in der Claridenkette mechanische Äquivalente von Glarner- und Mürtschen-Decke suchen zu wollen; die Ausbildung der Schichtreihe lehrt ferner, dass die Clariden-Elemente auch nicht als fazielle Äquivalente der Glarner-Decke betrachtet werden können. Falls die Vermutung zutrifft, dass sich der Faziesraum, welchem die Glarner-Decke entstammt, mindestens bis an den Gitschen jenseits des Urnersees erstreckt hat (S. 195/196), dürften die Clariden-Elemente eine Mittelstellung zwischen Griesstock-Serien (Griesstock, Wageten) und Schilt-Elementen der eigentlichen Glarner-Decke der östlichen Glarneralpen einnehmen; die Schilt-Fazies hätte sich dann erst südöstlich des recht schmalen Ablagerungsstreifens der Chamerstock- bzw. der Gemsfairen-Scholle eingestellt.

Unsicher und umstritten sind von allem Anfang an Abgrenzung und Einordnung der «Kammlistock-Decke» geblieben. Zur zunächst als «Kammlistock-Decke» ausgeschiedenen Dogger/Malm-Serie des Chammliberges hat W. STAUB (1911a: 64/67) auch die sich in der Nordwestflanke des Chammliberges darunter einstellende verkehrtliegende Kreideabfolge gezählt. Die verfaltete Serie des Chammligrates hat P. v. SCHUMACHER (1928) bei der ersten und bisher einzigen eingehenden Aufnahme der Claridenkette weit nach Osten verfolgen können und dabei eine ganze Reihe von Elementen mit der «Chammlistock-Scholle» des Chammliberges und des Clariden-Westgrates zur «Kammlistock-Decke» vereinigt. Die geometrische Uneinheitlichkeit der sogenannten Kammlistock-Elemente hat W. BRÜCKNER (1943) bewogen, einen Grossteil davon wieder von der «Kammlistock-Decke s. s.» abzutrennen und als «Verschürfte Kreide-Eocaen-Massen (der Claridenkette)» zu bezeichnen. Den Zusammenhang der Kreideserie des Chammligrates und der Chammliberg-Nordwestflanke mit der Dogger/Malm-Antiklinale des Chammlistock-Gipfelaufbaues hat W. BRÜCKNER jedoch nicht in Frage gestellt, obschon er auf den sicher nicht einwandfrei normalstratigraphischen Kontakt am Chammlistock-Westabfall hingewiesen hat.

[68] Vor dem Vorstoss der helvetischen Hauptschubmasse haben sich in dem hier allein in Betracht gezogenen glarnerischen Abschnitt des helvetischen Gebietes freilich die jüngsten Sedimente abgelöst und sind — wohl vorwiegend unter dem Einfluss der Schwerkraft — nordwärts vorgeglitten (S. 76/78). Zwischen der ursprünglich darunterliegenden helvetischen Hauptmasse und dem nördlich anschliessenden autochthon/parautochthonen Schuppengebäude scheint sich nur ein einziges «Zwischenelement» schon früh herausgebildet zu haben, eine unter den Vorschub der helvetischen Hauptmasse schwer verscherte «Einheit» (S. 263/65), deren Anteile heute am Süd- und am Nordrand des Erstfelder/Aarmassivs in subhelvetischer Stellung zu finden sind (d'Artgias-Schuppen, Griesstock-Decke), deren Stirnabschnitte aber teilweise durch die helvetische Hauptschubmasse abgeschürft und bis an den Alpenrand vorgebracht worden sind (Wageten, Chapfenberg).

Bei der ersten Beschreibung der Kammlistock-Decke hat W. STAUB (1911a: 67) die Ansicht geäussert, die Kreide der Kammlistock-Decke sei von jener der Griesstock-Decke nur «unmerklich verschieden, so dass ein enger Anschluss dieser beiden Decken wahrscheinlich» sei. Da zudem im Westabschnitt der Claridengruppe sogenannte «Kammlistock-Elemente» mehr oder weniger unmittelbar dem Rücken der Griesstock-Decke aufliegen, schien die Vermutung berechtigt, die «Kammlistock-Decke» sei aus einem Abschnitt gerade südlich (P. ARBENZ, 1913: 29; R. STAUB, 1954: 89/90) oder gar nördlich (W. STAUB, 1912b: 318; W. STAUB in A. BUXTORF, 1912b: 190) der Griesstock-Decke herzuleiten.

Nachdem aber A. BUXTORF (1912a: 164/165) die mit dem Gitschenmalm normalstratigraphisch verbundene Unterkreide mit der Abfolge der Griesstock-Decke verglichen und deswegen erwogen hatte, ob nicht die Gitschen-Decke der Griesstock-Decke entspreche (cf. S. 194/195), ist auch P. ARBENZ von seiner ursprünglichen Ansicht abgekommen und hat — in der Annahme, in der Unteren Urirotstock-Falte liege ein Äquivalent der «Kammlistock-Decke» vor — eine Überprüfung der Zusammenhänge quer über das Reusstal angeregt. M. LUTHER (1927: 118/119) hat die enge Verbindung der «Gitschenkreide», das heisst der verfalteten Kreideserie der Gitschenstöcke einschliesslich der Kreide der Gitschen-Decke (cf. S. 194), mit der Unteren Urirotstock-Falte nachgewiesen; er hat zugleich eine fazielle Ähnlichkeit, nicht aber eine Übereinstimmung der Kreideabfolge der Chammliberg-Nordwestflanke und der Gitschenstöcke festgestellt, jedoch die Ansicht geäussert, «Gitschenkreide» und «Kammlistock-Decke» befänden sich in einer nahezu entsprechenden tektonischen Stellung, zumal die ebenfalls verkehrtliegende und in sich verfaltete Kammlistock-Kreide unmittelbar an ihre Unterlage, die dem Gitschenmalm gleichzusetzende Griesstock-Decke, anschliesse (M. LUTHER, 1927: 120, 132). Während M. LUTHER (1927: 118, 123) nicht gezögert hat, die sogenannte «Kammlistock-Decke» in einen Jura- und einen Kreide/Tertiär-Anteil aufzulösen, hat sich der vorsichtige J. OBERHOLZER (1933: 59) darauf beschränkt, auf die Schwierigkeiten hinzuweisen, die einem Versuch entgegenstehen, die Kreideserie unter dem Chammlistock-Malm als Kreide des Dogger/Malm-Kerns des Chammlistockes zu deuten.

Für eine engere Beziehung der sogenannten «Kammlistock-Decke» zur Mürtschen-Decke der östlichen Glarneralpen und der mit dem Axen-Südlappen in Verbindung gebrachten tieferen Abspaltung der Urirotstock-Decken westlich der Reuss schienen Fazies und Struktur der «Kammlistock-Elemente» zu sprechen (H. ANDEREGG, 1940: 61; P. ARBENZ, 1934: 111, 117 Anm. 4; W. BRÜCKNER, 1943: 35; W. BRÜCKNER in W. D. BRÜCKNER et al., 1958: 526 Anm. 3; P. v. SCHUMACHER, 1928: 43/44), so namentlich die «Einwicklung» von «Kammlistock-Elementen» (Früttlenhörner) unter den als Ausleger der Glarner-Decke östlich der Linth betrachteten Rotstock (P. v. SCHUMACHER, 1928: 39/40) und die Ausbildung der Malmkalke und «Zementsteinschichten» am Chammlistock (S. 179/180). Es war deshalb naheliegend, die «Kammlistock-Serie» als «ein beim Vormarsch der Axen-Decke zurückgebliebenes und überfahrenes, östliches Äquivalent der Kleintal-Serie» (= Kreide des Verkehrtschenkels der Unteren Urirotstock-Falte, cf. Anm. 67 S. 196) zu deuten (R. HANTKE, 1961: 97).

Die verschiedenen, voneinander in Einzelheiten abweichenden Vergleiche der

«Kammlistock-Kreide» mit den Kreideserien der tieferen Einheiten der Urirotstockgruppe sowie die sich keineswegs entsprechenden tektonischen Analysen der Claridenkette gaben jedoch einen Hinweis darauf, dass die Frage der Abgrenzung und der Herkunft der als «Kammlistock-Decke» zusammengefassten Elemente noch keineswegs als gelöst betrachtet werden durfte. Durch die vorliegenden Untersuchungen sollte versucht werden, ein klareres Bild der tektonischen Zusammenhänge in den Gipfelpartien der Claridengruppe zu entwerfen.

2. DIE GRIESSTOCK-DECKE ÖSTLICH DES KLAUSENPASSES

Während die Griesstock-Decke westlich des Klausenpasses eine vom Quintnerkalk bis in die Taveyannaz-Serie reichende Schichtreihe aufweist (ALB. HEIM, 1906; W. STAUB, 1911a, 1911b [Karte]; P. v. SCHUMACHER, 1928; W. BRÜCKNER, 1937, 1943), besteht sie östlich des Klausenpasses fast nur noch aus Quintnerkalk.

Von der Chlus bis über den Wängiswald hinaus wird die Südostflanke des Urner Bodens von der gegen Nordwesten eintauchenden Griesstock-Decke gebildet. Da nirgends im Wängiswald die Unterlage der Malmkalke zutage tritt, die Griesstock-Decke im Gebiet des Wängiswaldes und der Auplanggen zudem noch von Scherflächen durchsetzt wird (S. 143), ist ihre Mächtigkeit kaum abzuschätzen.

Wo die Griesstock-Decke im Talkessel von Fiseten wieder zum Vorschein kommt, taucht sie von den Alphütten der Fiseten gegen Osten zu rasch ab. Da in der aus den Fuchslöchern gegen das Rütiport hinunterziehenden Bachrinne die Malmoberfläche aber auch südwärts recht steil (65°) absinkt, schliessen südlich an den Griesstockmalm nochmals Globigerinenschiefer der Schuppenzone des Klausenpasses an. Obschon der Zusammenhang mit dem nur wenig tiefer aufgefundenen Altenoren-Flysch (Tab. 2 S. 104) nicht aufgeschlossen ist, darf doch angenommen werden, die Griesstock-Decke verliere gegen den Flöschboden hin rasch an Mächtigkeit.

Von der Gemsfairenalp her taucht die Griesstock-Decke nicht gleichmässig gegen das Linthtal ab; sie wird an quer zum Streichen verlaufenden flexurartigen Verbiegungen stufenweise tiefer gesetzt. Auf einen ersten Abschnitt verstärkten Axialgefälles westlich des Fisetenkreuzes folgt ein flacher Anstieg gegen die Vorder-Orthalden hin. Über der Wängi setzt neuerdings ein stärkeres Achsenfallen ein, das in der Bachrinne südlich der Wängi einen Betrag von gegen 40° erreicht. Die grösseren, querstreichenden Strukturen werden von kleineren, WSW/ENE-laufenden Falten durchsetzt. Erst die Vergitterung beider Strukturelemente ergibt bei der Intersektion mit der Geländeoberfläche die scheinbar recht eigenartig verlaufenden geologischen Grenzen im Gebiet der Hinter-Orthalden und der Wängi.

Da zwischen der Gemsfairenalp und dem Fisetenpass Seewerkalk und Nummulitenschichten mancherorts dem Griesstockmalm aufzuruhen scheinen, stellenweise sogar als Linsen in den verschratteten Quintnerkalk eingequetscht sind, haben lange Zeit keine Zweifel darüber bestanden, dass die über den Malmkalken der Griesstock-Decke liegenden Schiefer die normale Sedimentbedeckung dieser Einheit seien (ALB.

HEIM, 1906: 424, Taf. IV: Fig. 3; P. v. SCHUMACHER, 1928; J. OBERHOLZER, 1933: 46; R. STAUB, 1954, 1961). Nirgends aber lässt sich vom Klausenpass bis in die Gängliwand ob Linthal eine transgressive Auflagerung der Schiefer beobachten. Im Gegenteil, die feststellbare Anordnung der einzelnen lithologischen Horizonte innerhalb der Schieferzone (S. 228), die Ausbildung der darin auftretenden Oberkreide/Eozän-Lamellen, vor allem aber der stets vorhandene, scharfe tektonische Kontakt zwischen den blankgescheuerten Kalken der Griesstock-Decke und den darüberliegenden Schiefern zeigen mit Gewissheit, dass die Schiefer auf die ihrer normalstratigraphischen Hangendserie entblössten Malmkalke überschoben und nachträglich damit verfaltet worden sein müssen.

Östlich der Auplanggen verschwindet die Griesstock-Decke fast vollständig unter der grossen Sackungsmasse der Chameralp; sie tritt nur noch in den tiefsten Gehängen beidseits des Fätschbaches und im Fätschbach selber zutage. Südlich der Fruttberge stürzt der Berglistüber über eine letzte, tiefste Griesstockmalmstufe. In den ausgewaschenen Kalken über dem Berglistüber sind Nord/Süd-streichende Querfalten zu sehen. Am Berglistüber fällt der scharfe Schnitt an der Basis der Griesstock-Decke nicht etwa mit der Grenze zwischen Tertiärschiefern des Blattengrat-Komplexes und Malmkalk zusammen, sondern liegt im Kalk selber (F. FREY, 1958; F. FREY in W. BRÜCKNER et al., 1965: Fig. 6). In die unter dem scharfen Schnitt liegenden, zerscherten Malmkalke sind gegen Norden ansteigende Schieferfetzen eingewalzt. Während die basalen Kalke der Griesstock-Decke in einer ersten Vorschubphase zu Kalkmyloniten (cf. Anm. 47 S. 130) mit schlierig-fluidaler Textur verformt worden sind (S. 142), muss die späte Überschiebung unter solchen Bedingungen stattgefunden haben, dass der rupturellen Deformation keine Rekristallisation mehr folgen konnte.

Am Berglistüber treten somit die gleichen mechanischen Erscheinungen auf wie an der Basis der Chrummlaui-Schuppe im nördlichsten Abschnitt des autochthonen Sedimentmantels (S. 68) und an der Überschiebung der helvetischen Hauptmasse im eigentlichen «Lochseitenkalk» der östlichen Glarneralpen. An all diesen Orten ist die Frage nach dem Zeitpunkt der Zerbrechung der Kalkmylonite und den damals herrschenden Druckverhältnissen noch nicht geklärt. Fest steht einzig, dass die Bewegungen jünger sind als der Vorschub der höheren auf die jeweils tiefere Einheit. Es kann sich um Bewegungen unter geringer Überlast handeln; die Bewegungen können aber auch bei hohem allseitigem Druck so rasch erfolgt sein, dass die Kalke nicht nur mikroskopisch zerbrochen worden sind, sondern auch ihren makroskopischen Zusammenhang verloren haben und daher als Kakirite vorliegen.

Durch die aus den Grashalden der Fruttberge hervortretenden Quintnerkalk-Aufschlüsse setzt sich die Griesstock-Decke, ständig an Bedeutung verlierend, in die oberste Stufe der Gängliwand (J. OBERHOLZER, 1933: 46: Fig. 8) und in die kaum 20 m mächtigen, verwalzten Kalke der Gräblirus fort und scheint 500 m weiter nördlich unter der Terrasse des Nussbüel endgültig auszukeilen. Östlich unter dem Nussbüel treten Schiefer der Schuppenzone des Klausenpasses mit Schiefern des Blattengrat-Komplexes in unmittelbaren Kontakt. Schlechte Aufschlussverhältnisse erschweren es ungemein, dieser Grenze weiter gegen Norden zu folgen. Vom Nussbüel an ist auch die Stichplatten-Scholle stark zerquetscht, so dass ihr Zusammenhang mit

den «Lochseitenkalk»-Stufen im Zillibach[69] und im Brummbach keineswegs sichergestellt ist. Da Quintnerkalke in der eigentlichen Stichplatten-Scholle offensichtlich fehlen, könnten die Quintnerkalke im Zillibach (J. OBERHOLZER, 1933: 60) zur Griesstock-Decke gehören. Jedenfalls bedürfen die Beziehungen zwischen den mylonitisierten Kalken an der Basis der Axen-Decke (S. 255/256), der nördlichen Fortsetzung der Stichplatten-Scholle und möglichen Schürflingen der Griesstock-Decke im Schleimenwald und am Südrand der Terrasse von Braunwald noch weiterer Abklärung. Eine unmittelbare Fortsetzung der Stichplatten-Scholle in die weiter im Norden gelegenen Serien des Luchsingertobels und der Wandstufe über Nidfurn ist wenig wahrscheinlich. Nicht von ungefähr hat R. STAUB (1954: 54) die Frage aufgeworfen, ob nicht mindestens ein Teil der Elemente der Glärnisch-Basis von der Griesstock-Decke abgeschert worden sei. Dementsprechend hat denn auch C. SCHINDLER (1959: 102) die tiefste Lamelle, den sogenannten «unteren» Lochseitenkalk, als verschürftes Griesstock-Element gedeutet[70].

*

In den von Gehängeschutt, auf den sanfter geböschten Weideflächen des Alpberg von verschwemmtem Moränenmaterial bedeckten Hängen südlich des Berglistübers muss die Griesstock-Decke rasch ansteigen, liegt doch ihre Unterfläche an der Wasserfassung des Alpberg (Koordinaten 717 070/195 810/1190) nahezu 300 m höher als am Berglistüber. Unter der mit gut 35° gegen NNW abtauchenden Malmplatte findet sich dort allerdings nicht «unzweifelhafter Wildflysch mit exotischen Blöcken» (P. v. SCHUMACHER, 1928: 29; J. OBERHOLZER, TB, *53*: 52), sondern Ahornenschichten und Malorschichten (S. 96). Die von der Wasserfassung des Alpberg gegen Süden ziehende, 60—80 m hohe, hellanwitternde Wandstufe der Griesstock-Decke wird durch eine schmale Schieferfahne unterteilt (J. OBERHOLZER, 1933: Taf. 20: Fig. 1). Das untere Malmband endet gegen Süden in einem zerdrückten Synklinalscharnier; die obere Malmserie jedoch setzt sich in die geringmächtige Kalkstufe in der oberen Chilchenrus fort. Recht gut lässt sich die Auftrennung der Griesstock-Decke im Hüttenwald, östlich des mittleren Stafels der Chameralp, erkennen. Von der Alpbergrus her greifen Schiefer der Blattengrat-Serie gegen Osten zurück und ziehen nordwestlich des Turmes P. 1276 über dem Alpberg unter den ostwärts anschliessenden, an einer scharf gegen Nordwesten ansteigenden Scherfläche vorbewegten Quintnerkalk. Wenig höher schwenkt diese Aufschiebung wieder westwärts vor und flacht rasch aus; knapp vor der Alpbergrus biegt der Quintnerkalk erneut um und steigt

[69] Der südliche Ast des Brummbaches, im oberen Teil «Zillibach» geheissen, ist auf der LK. (Blatt 1173: Linthal, Ausgabe 1961) mit «Brummbach» beschriftet, während in den älteren Karten der nördliche Ast die Bezeichnung «Brummbach» trägt.

[70] Die Stellung des tiefsten Elementes der Glärnisch-Basis ist allerdings neu zu überprüfen. Ist auch die von ALB. HEIM (1895: 61, Fig. 1/3) vertretene Ansicht, es gebe im Luchsingertobel «kein Stück typischen Malmkalk oder Malm-Lochseitenkalk», schon längst widerlegt, so sind die basalen Scherben beidseits des Bächibaches dennoch nicht ausschliesslich aus Malmkalken (C. SCHINDLER, 1959: 57/58) aufgebaut. Südlich des Baches hat J. OBERHOLZER (1933: 62, Taf. 19: Fig. 6) eine bis in den Assilinengrünsand reichende Serie festgestellt; auch die nördlich der Schwefelquelle über stark zerbrochenem Troskalk folgende Unterkreide-Serie dürfte kaum vom basalen «Lochseitenkalk» abzutrennen sein.

sanft gegen Süden an. Unter der zusammenhängenden Malmstufe und in ihrer südlichen Fortsetzung finden sich verwalzte Quintnerkalk-Linsen.

Die nur wenige Meter hohe Wandstufe der Griesstock-Decke in der oberen Chilchenrus lässt sich, südwärts leicht ansteigend, noch bis an den Grat zwischen Chilchenrus und Hufenrus verfolgen. Weiter im Süden finden sich am Chamerstock-Südostabfall lediglich einzelne, geringmächtige, stark verwalzte Linsen, die von der höher folgenden Malmwand der Chamerstock-Scholle stets durch ein schmales Hergenschieferband getrennt bleiben. Erst die von steil gegen NNW ansteigenden Scherflächen durchsetzten Quintnerkalk-Linsen in den Grashalden über der Mäderen erreichen eine wieder etwas grössere Mächtigkeit. Noch vor dem südlichen Ast der Mäderenrus keilt der südlichste Überrest der Griesstock-Decke am Chamerstock-Südostabfall aus; die westlich der Hütte von Ober-Bärenboden in der Flöschrus zutage tretenden Gesteine gehören bereits zur Chamerstock-Scholle (S. 234). Eine unmittelbare Verbindung der Griesstock-Schürflinge der Chamerstock-Südostwand mit dem unter den Fuchslöchern ostwärts und südwärts abtauchenden Griesstockmalm der Fiseten unter den schuttbedeckten Hängen des Flöschwaldes und des Flöschbodens hindurch ist wenig wahrscheinlich.

Die unter den Alphütten von Fiseten gut 100 m mächtige Griesstockmalmstufe verliert gegen Südwesten zu rasch an Höhe und findet unter dem Vorder-Sulz am Fisetenbach ihr südliches Ende. Allerdings besteht die 80 m höher aus der Moränen- und Gehängeschuttdecke hervortretende Wasserfallstufe (Koordinaten 713 890/192 610/1930) wiederum aus Quintnerkalk der Griesstock-Decke (J. OBERHOLZER, 1942 [Karte]). Noch weiter südlich, an den tiefsten Köpfen des Nordabfalls des Gemsfairengrates, ist die 10—15 m dicke Griesstockmalm-Platte stark mit dem darunterliegenden Sandstein-Flysch und den darüberfolgenden Hergenschiefern verfaltet[71]. Östlich P. 2240 verschwindet der Griesstockmalm am Gemsfairen-Nordfuss unter Schutt.

Am Nordabfall der Früttlenhörner setzt genau nördlich P. 1987 wieder eine 4—5 m mächtige Kalkbank ein, die sich gegen Osten bis über die Früttlenrus hinaus verfolgen lässt. In den darüberliegenden, trosbestandenen Hängen sind nur spärliche Aufschlüsse zu finden, deren Deutung aber keinem Zweifel unterliegt: das stellenweise mit Flysch- und Schieferbildungen verschuppte Band der Griesstock-Decke steigt südwärts an. Auf K. 1910 ist es in eine durchscherte Antiklinale gelegt und verschwindet südostwärts unter Schutt und Vegetation. Erst gut 100 m höher führt der neue Malorweg wieder um eine etwa 40 m hohe Wandstufe von Quintnerkalk der Griesstock-Decke herum, die weiter im Westen von den grossen Schutthalden am Rotstock-Nordabfall bedeckt wird, gegen Südosten jedoch, an Mächtigkeit verlierend, rasch hochsteigt und gerade östlich P. 2138.6 den Rotstock-Nordostgrat erreicht.

Etwas merkwürdig scheint sich die von J. OBERHOLZER (J. OBERHOLZER & ALB.

---

[71] Die durch ein Hergenschieferband von den Langfirn-Elementen im Gemsfairen-Nordabfall getrennten beiden Köpfe hat J. OBERHOLZER zunächst als «Globigerinenschiefer» bzw. «Eocaen (Flysch)» (J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910 [Karte]), später als «Kreide von unsicherm Alter» (J. OBERHOLZER, 1933: Taf. 20: Fig. 2) ausgeschieden. Erst auf der Glarnerkarte (J. OBERHOLZER, 1942) sind diese Köpfe als «Seewerkalk» der vom Langfirn gegen die Wissen Chöpf herabziehenden Verkehrtserie gedeutet worden.

HEIM, 1910 [Karte]) schon längst bemerkte, von P. v. SCHUMACHER (1928: Taf. III) jedoch geflissentlich übergangene Malmklippe am Chässtöckli auszunehmen. Nordöstlich des Chässtöckli, P. 2035, ist eine hellanwitternde, N 60° E streichende Quintnerkalk-Rippe durch eine kleine Mulde mit etlichen Dolinen von den Schiefer- und Sandsteinbildungen über dem Anriss der Ahornenrus getrennt. An den geringmächtigen, steilstehenden Quintnerkalk schliessen flach gegen Nordwesten absteigende Quintnerkalke an, die mit der Geländeoberfläche nur in schwach schleifenden Verschnitt kommen, so dass sich nordwestlich der Quintnerkalk-Rippe nur einzelne, etwas verrutschte Malmblöcke finden. Die Aufschlüsse auf K. 1900 deuten eine tiefer gelegene Synklinalmulde des Malmkalkes an (S. 144). Die Malmkalke am Nordhang des Chässtöckli stellen ohne Zweifel eine östliche, nur durch die Erosion vom Malmband des Rotstock-Nordostgrates abgetrennte Verlängerung der Griesstock-Decke dar.

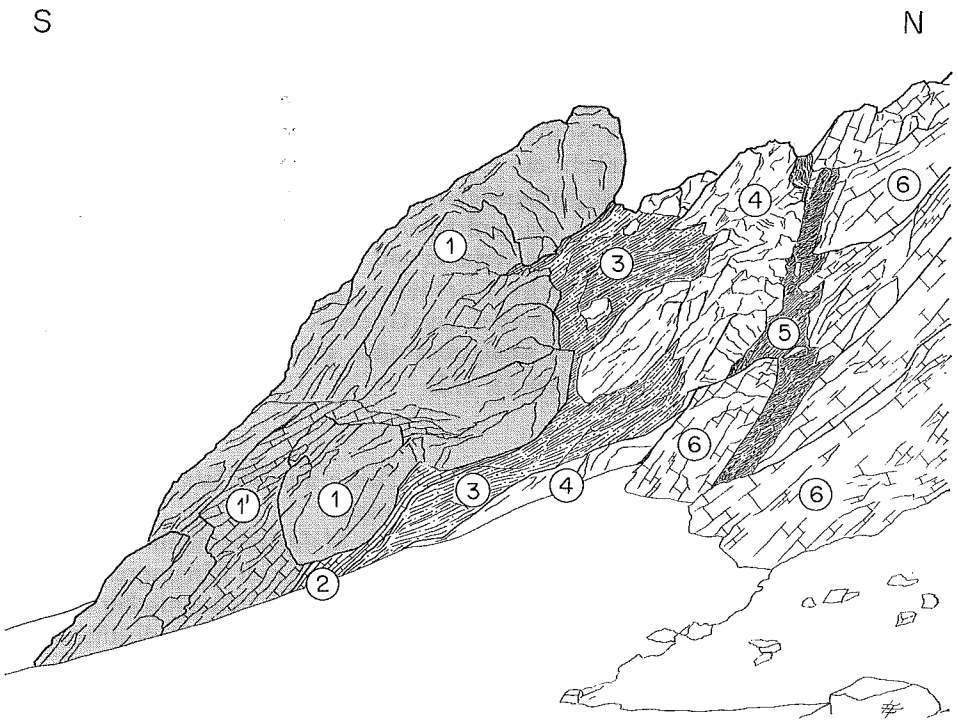


Abb. 11. Kontakt der Gemsfairen-Scholle mit ihrer Unterlage am Kopf P. 2610 (Koordinaten 713 320/190 955) östlich des Gemsfairengipfels.

6 Troskalk der Gemsfairen-Scholle
5 Hergenschiefer
4 Quintnerkalk der Griesstock-Decke
3 «Wildflysch» mit geringmächtigen, zerrissenen Quarzitbänken und grobkörnigen Glimmerkalksandsteinlagen

Blattengrat-Komplex:

2 Globigerinenkalkschiefer mit geringmächtigen Feinsandkalkbänklein
1' Zerscherter, mergeliger Nummulitenkalk
1 Nummulitenschichten

Vom Rotstock-Nordostgrat aus lässt sich das dünne Malmband der Griesstock-Decke noch gut 200 m weit in der Rotstock-Südostflanke verfolgen; es verschwindet dann streckenweise unter Schutt, ist aber überall, wo die Unterlage der Rotstock-Scholle zutage tritt, wiederum festzustellen und bleibt stets durch ein geringmächtiges Hergenschieferband vom Malm der Rotstock-Scholle getrennt. Westlich der grossen Risi, die aus der Störungsfläche zwischen Rotstock-Hauptgipfel und Rotstock-Ostgipfel herunterzieht, ist die Kalkbank der Griesstock-Decke wieder zusammenhängend aufgeschlossen. Die stark zerscherte Bank lochseitenkalkartig verfältelten Kalkes, der bald aus Troskalk, bald aus Quintnerkalk hervorgegangen zu sein scheint, steigt westwärts ständig leicht an. Geringmächtige, steilgestellte und durch knorrige Schiefer des Altenoren-Flysches getrennte Malmkalkplatten täuschen südöstlich des Hergensattels eine lokale Mächtigkeitszunahme vor (P. v. SCHUMACHER, 1928: 29/30, Taf. VII: Fig. 1).

Am Gemsfairen-Südostabfall verschwindet die Griesstock-Malmbank schon westlich der steilen Steinschlagrinne am äussersten Gemsfairengrat unter Gehängeschutt, taucht jedoch weiter im Westen, wo die Unterlage der Gemsfairen-Scholle wiederum sichtbar wird, abermals auf (Abb. 11). Südlich des Gemsfairengipfels scheint die Griesstock-Decke erheblich an Mächtigkeit zu gewinnen; der stark beanspruchte Malmkalk — von P. v. SCHUMACHER (1928: 29) grossenteils als «Lochseitenkalk» und «Kreidemittelschenkel» der Gemsfairen-Scholle gedeutet — ist aber mit den darüberliegenden, meist nur geringmächtigen Hergenschiefern und den darunterliegenden schwarzen Siltschiefern, die zerdrückte helle Kalksandstein- und Quarzitbrocken führen, ausserordentlich stark verfaltet und verschuppt (Photo 7).

Die Frage, ob noch eine westliche Fortsetzung der unter den Schuttgrat der Gemsfairen-Südflanke ziehenden Scherben der Griesstock-Decke vorhanden sei, ist bisher meistens verneint oder doch wenigstens offen gelassen worden. Wir werden aber nochmals darauf zurückkommen (S. 252).

*

Auf einige Erscheinungen in der Griesstock-Decke am Südostabfall der Gemsfairen/Rotstock-Kette ist noch besonders hinzuweisen.

Die Mylonitisierung (cf. Anm. 47 S. 130) der Malmkalke nimmt mit schwindender Mächtigkeit der Kalkbank zu. Stellenweise finden sich feingesprenkelte Gesteine, die meist nur mm-grosse Fragmente dunkler, schwach dolomitischer Kalke in einer schlierig verfalteten Calcit-Grundmasse führen (Früttlenrus, Südostflanke des Hergensattels).

Weder Unterfläche noch Oberfläche der Kalkbank sind plan. Weit stärker aber als mit den darüberliegenden Hergenschiefern ist der Griesstock-Deckenspan mit den darunterliegenden Schiefern verfaltet. Die scheinbaren Mächtigkeitszunahmen der Griesstock-Decke unter dem Westteil der Rotstock-Scholle und unter dem Gemsfairengipfel sind durch Verfaltung und Verschuppung mit den darunterliegenden Schiefern vorgetäuscht. An beiden Orten richten sich die Einzelschuppen der Griesstock-Decke NNW-wärts rasch auf und stirnen in steiler oder gar überkippter Stellung.

Südlich unter dem Hergensattel und wiederum am äussersten Rotstock-Nordost-

grat durchsetzt ein messerscharfer, bald flacher, bald steiler gegen Nordwesten eintauchender Schnitt die Griesstock-Malmbank. Über und unter dem Schnitt findet sich verfältelter Quintnerkalk, der im Gegensatz zu den Verhältnissen am Berglistüber keinen wesentlichen Unterschied im Rekristallisationsgrad zeigt.

Die Streichrichtung der Schieferung ändert vom Flysch zum Griesstockkalk und wiederum vom Kalk zu den Hergenschiefern kaum. Auffälligen Wechseln ist jedoch der Fallbetrag der Schieferung unterworfen.

All diese Erscheinungen zeigen deutlich, dass sich die kärglichen Überreste der Griesstock-Decke nicht mehr als tektonische «Einheit», sondern weitgehend nur noch als «Schichtglied» der mit tektonischem, stellenweise sogar eindeutig diskordantem Kontakt daran angrenzenden Serien verhalten haben.

*

Noch P. v. SCHUMACHER (1928: 25) und J. OBERHOLZER (1933: 46/47; 1942 [Karte]) waren der Ansicht, überall bilde «Wildflysch» die Unterlage der Griesstock-Decke (cf. S. 102, 111, Tab. 2 S. 104). Am Westende des Urner Bodens hat jedoch W. BRÜCKNER (1946a: 318) beim Waldhüttli im Liegenden des Griesstockmalm eine Reihe kleiner Kreide/Eozän-Aufschlüsse gefunden, die er als von der Stirn des Rückenteils der Griesstock-Decke überfahrene, verkehrtliegende Elemente gedeutet hat. Ihre Schichtfolge soll vom Kieselkalk bis in die Taveyannaz-Serie reichen (W. D. BRÜCKNER et al., 1958: 525). Da aber die «grünlichen Sandsteine» der Chlus mit grosser Wahrscheinlichkeit mit den darunterliegenden Malorschichten des Blattengrat-Komplexes normalstratigraphisch verbunden sind (S. 100), ist die Möglichkeit nicht auszuschliessen, dass auch die durch feinkonglomeratische Globigerinenschiefer von den Kreide/Eozän-Lamellen getrennten grünlichen Sandsteine östlich des Waldhüttli mit der Blattengrat-Serie in Beziehung zu bringen sind.

Die Kreide/Nummulitenschichten-Lamellen östlich des Waldhüttli bleiben stets durch ein schmales Band schwach siltiger Globigerinenschiefer vom darüberliegenden, stellenweise dolomitisierten Griesstockmalm getrennt. Unter einem normalliegenden Schürfling von Orbitolinenkalk und Schrattenkalk (Koordinaten 710 360/193 050/1425) folgt ein splittrig brechender Feinsandkalk mit Discocyclinen und kleinen Nummuliten. Assilinengrünsand und Complanatenkalk scheinen zu fehlen.

Der Aufschluss beim Waldhüttli dürfte vom Nordrand der Griesstock-Decke kaum sehr weit entfernt sein. Da Orbitolinenschichten und Discocyclinensandkalk von den entsprechenden Schichtgliedern der Schuppenzone des Klausenpasses beziehungsweise des Fulfad-Zuges (S. 173, 230) nicht zu unterscheiden sind, könnten die zerquetschten Lamellen beim Waldhüttli als um die Stirn der hier nur noch aus Malm bestehenden Griesstock-Decke eingewickelte Scherben der Schuppenzone des Klausenpasses gedeutet werden. Die Schuppenzone kann ja erst nach der Entfernung der ursprünglich über den Malmkalken des Wängiswaldes folgenden Troskalk/Kreide/Eozän-Serie auf die Griesstock-Decke gelangt sein. Aus dem Fehlen der jüngeren Gesteine der Griesstock-Decke östlich des Klausenpasses hat zwar W. BRÜCKNER (1937: 165/167; in W. D. BRÜCKNER et al., 1958: 525) auf eine tiefgreifende Abtragung nach der Ablagerung der Taveyannaz-Serie geschlossen. Von der Chlus bis zur Gängliwand ob Linthal lassen sich aber nirgends im Dache der Griesstock-Decke Anzeichen einer

alten Erosion erkennen. Da vielmehr die Wageten die unverkennbare östliche Verlängerung der Schichtfolge des Griesstockes darstellt (W. D. BRÜCKNER et al., 1958: 511, 527) und die unmittelbare stratigraphische Fortsetzung der Malmplatte südlich des Urner Bodens bilden kann, ist es recht wahrscheinlich, dass die Wageten beim Vorschub der helvetischen Hauptmasse vom Ostteil der in eine subhelvetische Stellung gedrängten Griesstock-Decke abgeschert und an den Alpenrand vorgeschürft worden ist.

3. DIE GEMSFAIREN-SCHOLLE UND IHRE FORTSETZUNG AM ROTSTOCK

Südflanke und Ostgrat des Gemsfairen werden von der Gemsfairen-Scholle aufgebaut, einem antiklinal stirnenden, aus Malm, Kreide und Nummulitenschichten bestehenden Element, das vom Gemsfairenjoch gegen Osten zu wegen des stetigen Anwachsens des Troskalkes stark an Mächtigkeit gewinnt (cf. S. 144, Taf. 2/3).

In der Stirnfalte am Gemsfairen-Südwestabfall (Abb. 12) zeigen die einzelnen Schichtglieder ein recht unterschiedliches Verhalten. Sinuatenschichten und Schrattenkalk sind durch flach gegen NNW ansteigende Scherflächen in einzelne Pakete aufgegliedert, zwischen die von unten her Drusbergschiefer, von oben her aber Orbitolinenschichten eingedrungen sind[72]. In weit zahlreichere, verschuppte Kleinfalten sind an der Gratkante vom Gemsfairenjoch bis über den Gemsfairengipfel hinaus Seewerschichten und Nummulitenschichten gelegt. Eine vorgeschürfte Seewerkalk/Nummulitenschichten-Falte baut auch die höchste Erhebung des Gemsfairen auf.

Aus dem Habitus der zerscherten Schrattenkalk-Antiklinale am Gemsfairen-Südwestabfall darf nicht auf ein rein rupturelles Verhalten des Schrattenkalkes und damit auf eine Faltung unter geringer Überlast geschlossen werden, zeigen doch die bänderig marmorisierten Kalke mancherorts geradezu lochseitenkalkartige Knetstrukturen. Es ist wohl anzunehmen, dass die Gemsfairen-Falte erst nachträglich von den schief gegen NNW ansteigenden Scherflächen durchfahren worden ist. Spät sind jedenfalls auch die scharfen, teils vertikalen, teils sehr steil gegen Südwesten einfallenden Querbrüche entstanden, welche die Gemsfairen-Südwestflanke durchsetzen und durch welche die beiden Türme P. 2816 und P. 2794 von der Wand abgelöst worden sind. Namentlich der südöstliche, freistehende Felszahn P. 2794 ist gegenüber den Strukturen der Gemsfairen-Südwestflanke deutlich tiefer gesetzt und durch Schuttbildungen von der Wand abgetrennt (Abb. 13). Da die SE/NW-streichenden Brüche am Gemsfairen-Westgrat keine oder nur eine geringe Verstellung bewirkt haben, sind die beiden Türme — trotzdem ihre Schichtfolge überhaupt nicht gelokkert ist — als im Verbande abgesackte Massen zu betrachten. Über die ursprüngliche Lage des Turmes P. 2794 kann kein Zweifel bestehen; sein Bau schliesst bis in die kleinsten Strukturen an die Südwestecke der Gemsfairen-Südflanke an. Die an einer sehr steil gegen Südosten eintauchenden Fläche dem Öhrlikalk am Fusse des Turmes P. 2794 angeklebten Reste einer rötlichen, schlecht verkitteten Marmorbreccie stellen

[72] Aus dem rückwärtigen Teil des frontalen Schrattenkalk-Scharniers ist im Frühsommer 1960 ein Felssturz ausgebrochen, dessen bis 50 m³ grosse Blöcke langsam im Eis des Claridenfirns versinken.

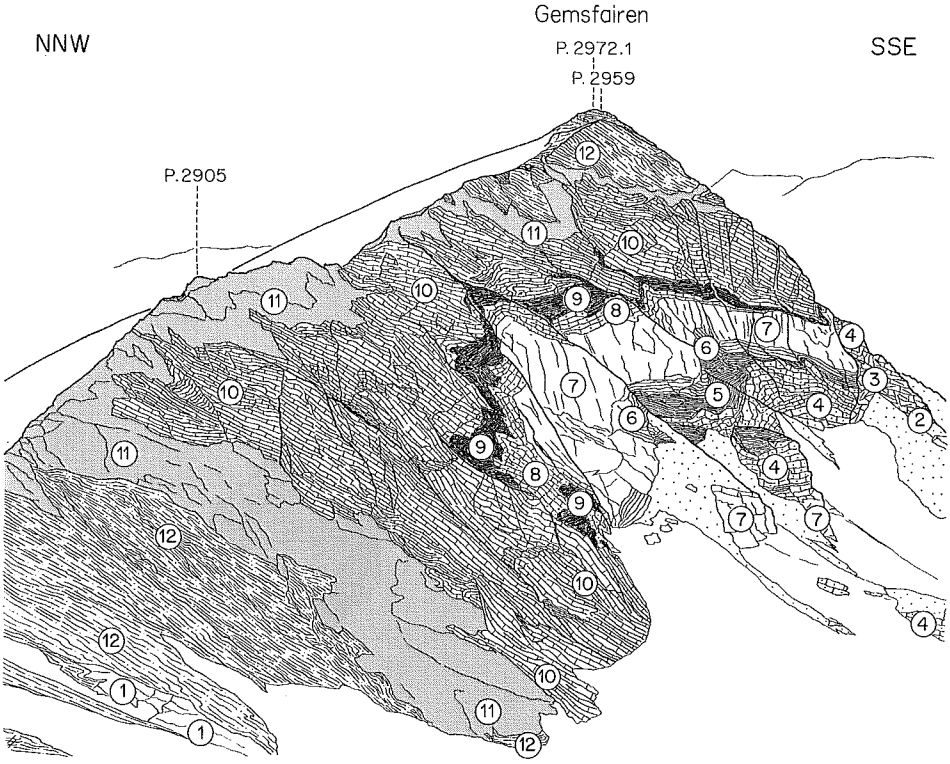


Abb. 12. Die Gemsfairen-Stirn (gesehen vom Speichstock-Nordostgrat aus).

Flach gegen Nordwesten ansteigende Scherflächen haben die Stirnfalte der Gemsfairen-Scholle durchfahren. Die steilstehende Aufschiebung, die den tieferen Teil der Gemsfairen-Südflanke hochbringt (rechts im Bild), ist nachträglich noch verfaltet worden.

Gemsfairen-Scholle

12 Hergenschiefer
11 Nummulitenschichten
10 Seewerkalk
9 Mittlere Kreide
8 Orbitolinenschichten
7 Schrattenkalk
6 Sinuatenschichten
5 Schiefer der Drusbergschichten
4 Kieselkalk
3 Valanginiankalk
2 Öhrlikalk

Langfirn-Elemente

1 Schrattenkalk

die westliche Fortsetzung der an der Südwestecke der Gemsfairen-Südflanke sich zwischen steil angefalteten, marmorisierten Troskalk (S. 143) und Öhrlikalk einschaltenden Breccienlage der Zementsteinschichten dar. Im Nordwesten wird der Turm P. 2794 durch die gleiche verbogene Scherfläche begrenzt, welche den tieferen Teil der Gemsfairen-Südflanke durchsetzt. Am Westabfall schneidet diese Aufschiebung Kieselkalk und Drusbergschichten des Nordwestflügels scharf ab; der steil hochgefaltete Schrattenkalk ist stark zerquetscht. Im Westteil der Gemsfairen-Südflanke verläuft die Scherfläche an der Basis des zu einem dünnen, bänderigen Marmor ausge-

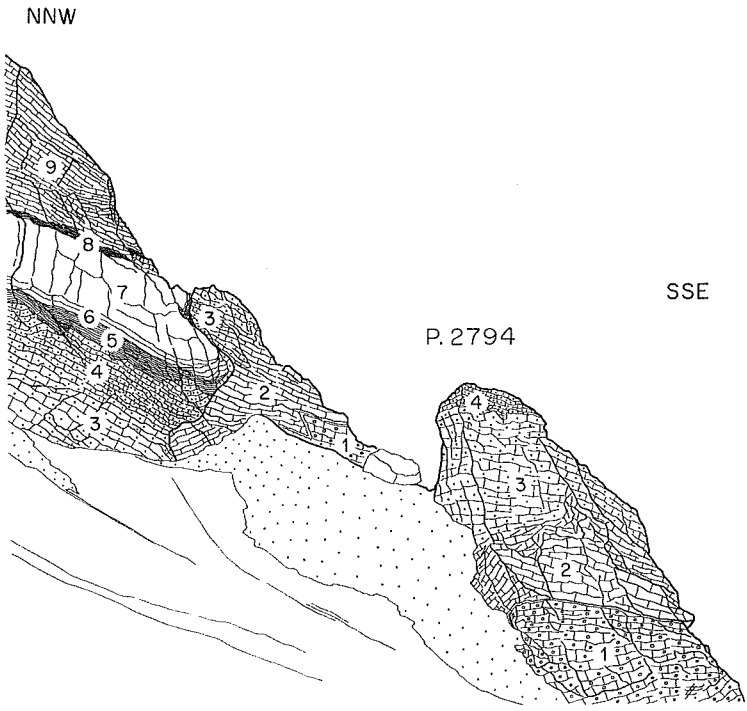


Abb. 13. Der von der Gemsfairen-Südwestflanke abgesetzte Turm P. 2794.

9 Seewerkalk	5 Drusbergschiefer
8 Mittlere Kreide und Orbitolinenschichten	4 Oberer und Mittlerer Kieselkalk
7 Schrattenkalk	3 Unterer Kieselkalk
6 Sinuatenschichten	2 Valanginiankalk
	1 Öhrlikalk

walzten Schrattenkalkes, an den die tiefsten Drusbergschichten der hochgeschobenen tieferen Wandpartie unmittelbar anschliessen (Anm. 48 S. 132).

Schon wenig südöstlich des Gemsfairenjoches verschwinden Nummulitenschichten, Seewerschichten und Mittlere Kreide des Verkehrtschenkels der Gemsfairen-Falte unter dem Eis des Claridenfirns; der Schrattenkalk zieht noch in den abgerutschten Felskopf K. 2790 und in den Unterbau des ebenfalls etwas abgesackten Klotzes P. 2816 zurück. Weiter gegen Süden ist kein Aufschluss des Verkehrtschenkels mehr zu finden[73].

Kaum mehr in geometrischem Zusammenhang mit dem Verkehrtschenkel der Gemsfairen-Falte steht der aus dem Eis herausschauende, zur Hauptsache aus fein-

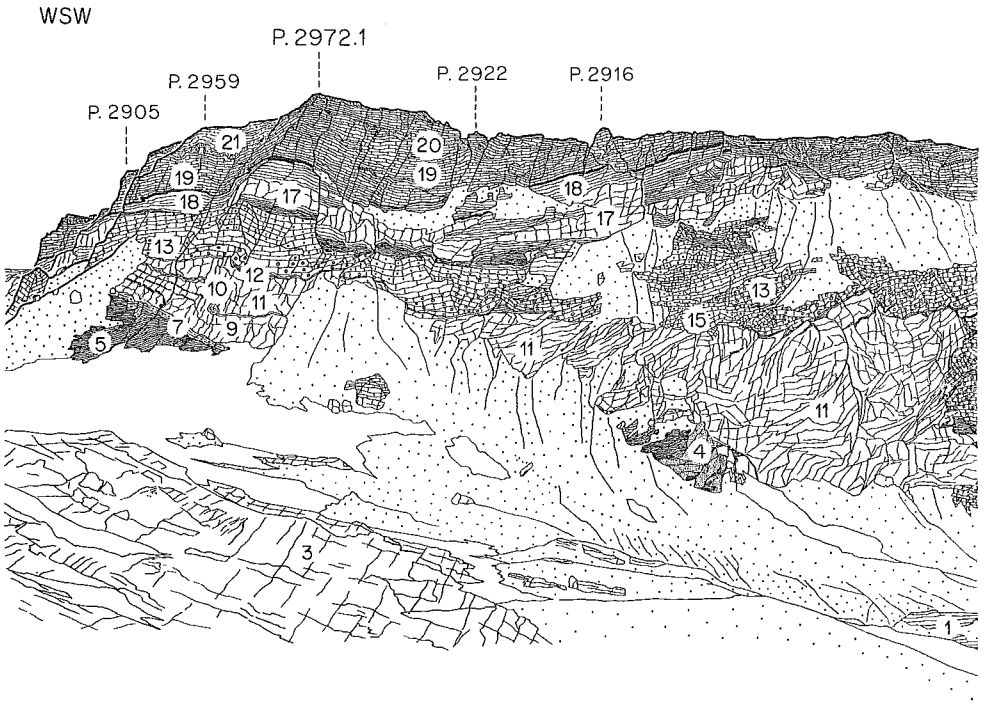
[73] Wo P. v. SCHUMACHER (1928: 32) in der Gemsfairen-Südflanke unter dem aufrechtliegenden Troskalk einen «ausgewalzten Mittelschenkel» aufgefunden zu haben glaubt, liegt eine mehrfache Verschuppung der stark mylonitisierten Griesstock-Malmbank mit Hergenschiefern und Flyschschiefern vor (S. 206, Photo 7).

knauerigem Sandkalk bestehende Felskopf K. 2740 westlich des aufragenden Zahnes P. 2794. Eine normalliegende, nordwestwärts ansteigende Kieselkalk-Serie, die nur gerade am Ostende des Kopfes von Pygurusschichten und Valanginiankalk unterlagert wird, folgt mit scharfer Grenze auf einem ebenfalls aufrechtliegenden Paket von Kieselkalk und mylonitisiertem, kaum 25 cm mächtigem Schrattenkalk. Die tiefere, nordwestwärts rasch auskeilende und die höhere, sich gegen Westen aushebende Serie sind einem spitz verfalteten Hergenschieferband aufgeschoben, unter dem sich am Westende des Kopfes eine wiederum normalliegende Abfolge von Seewerkalk, geringmächtigem, grobglaukonitischem Assilinengrünsand und stark verschiefertem, feinsandigem Discocyclinenkalk vorfindet. Die kleinen Lamellen des Kopfes K. 2740 sind wohl am ehesten als von der Gemsfairen-Falte überfahrene Schubspäne zu deuten.

Am Südostfuss des Turmes P. 2794 und an der Südwestecke der Gemsfairen-Südflanke ist Troskalk steil an Zementsteinschichten und Öhrlikalk aufgefaltet; östlich des Schuttgrates, wo der Troskalk bereits etwas dicker ist, liegt er in steiler bis überkippter Stellung dem lokal bis 10 m breiten Absatz, andernorts wiederum fast völlig ausgequetschten Band der Zementsteinschichten an. Seitlich wechselt die Steilheit der Lagerung des West/Ost-streichenden Troskalkes ausserordentlich rasch. An der Felsnase K. 2785 (Koordinaten 712 850/190 830) südlich des Gemsfairengipfels steht die Troskalk-Front senkrecht; nur wenig weiter im Osten fällt der auf Zementsteinschichten liegende Troskalk mit 55° ungefähr gegen Süden ein.

Vom Gemsfairen-Südgrat her lässt sich das Zementsteinschichtenband in das vom Gemsfairengipfel gegen Südosten hinunterziehende Couloir verfolgen, wo der Troskalk nicht mehr den Zementsteinschichten angefaltet ist, sondern flach darunter zieht. Die steile Rinne südöstlich des Gemsfairengipfels folgt einer kaum verheilten Störungszone, aus welcher auch der zerrüttete Felskopf P. 2663 über dem Altenoren-Firnlappen ausgebrochen ist. Jenseits des Couloirs ist Troskalk wiederum über Öhrlikalk hochgeschoben. Die gleiche Aufschiebung bringt am Gemsfairen-Südgrat Öhrlikalk und Valanginiankalk über Kieselkalk, streicht, schief durch die Schichtfolge schneidend, in das Couloir westlich des Gemsfairen-Südgrates zurück, wo unmittelbar unter stark verwalztem Schrattenkalk Valanginiankalk liegt (Koordinaten 712 770/190 880/2845), und folgt dann bis an den Westabfall dem zerquetschten Schrattenkalkband (S. 209).

Durch die ganze Südflanke des Gemsfairengipfels ist somit eine recht steil stehende Aufschiebung des südlichsten Abschnittes der Gemsfairen-Scholle zu erkennen; eine weit flachere Störung finden wir im Westteil der Gemsfairen-Südostflanke (Abb. 14). Über den steilen Moränenhalden nördlich des Altenoren-Firnlappens steigen stotzige Troskalkflühe auf. An der oberen Kante der Wandstufe ist der Troskalk kleingefältelt (Koordinaten 713 185/191 005/2700). Seine westwärts schwach ansteigende Oberfläche ist mit einer rostigen, kaum 2 mm dicken Kruste bedeckt. Knapp östlich des Troskalkvorsprungs K. 2700 folgt über dieser Kruste hellgelbgrau anwitternder Oberer Kieselkalk; weiter gegen Osten stellen sich über der Troskalk-Oberkante Mittlerer Kieselkalk und bald darauf auch Unterer Kieselkalk ein. Wo nördlich des gelb anwitternden Felskopfes P. 2610 Troskalk nochmals in einer spitzen, das Neocom nur um wenige Meter überfahrenden Falte vorgreift, finden sich unter dem Unteren Kie-



Subhelvetische Deckenelemente

Gemsfairen-Scholle

21 Pectinitenschiefer und Discocyclinensandkalk
20 Assilinengrünsand
19 Seewerkalk
18 Mittlere Kreide und Orbitolinenschichten
17 Schrattenkalk
16 Drusbergschichten
15 Kieselkalk
14 Valanginiankalk
13 Öhrlikalk
12 Zementsteinschichten
11 Troskalk

Schiefer der Schuppenzone des Klausenpasses

10 Hergenschiefer

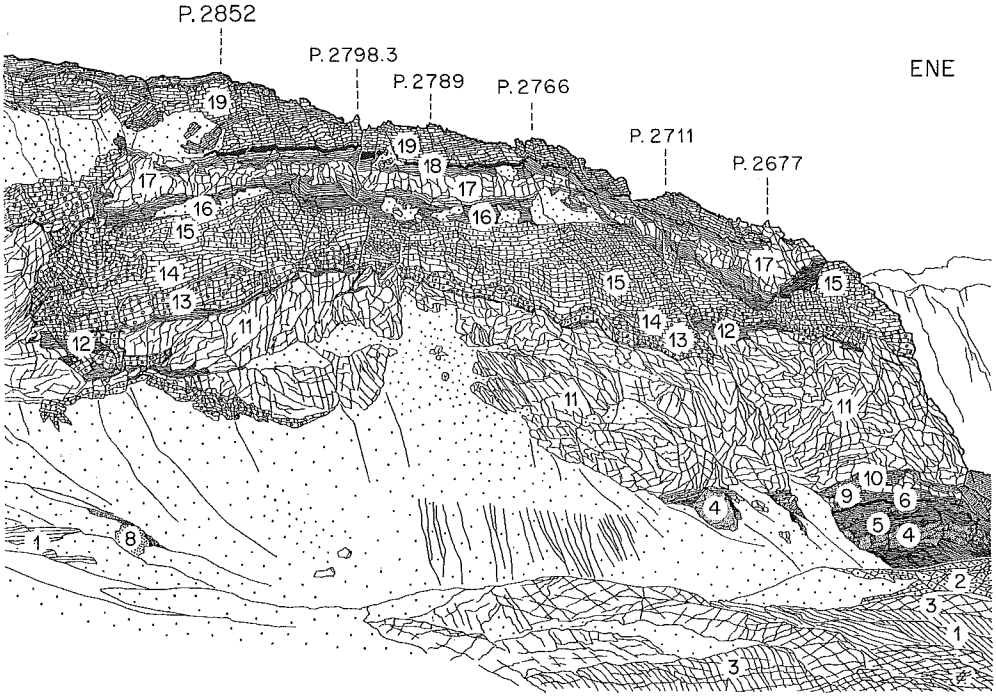
Griesstock-Decke

9 Malm

selkalk rauhe, sandig-spätige Kalke der Pygurusschichten sowie ein kleiner Rest von Valanginiankalk. Schwach gegen SSE einfallende Zementsteinschichten, über denen grob gebankter Öhrlikalk folgt, schneiden die Kieselkalk-Serie oben schief ab.

Durchaus ähnliche Verhältnisse wie im westlichen Teil der Gemsfairen-Südostflanke liegen am Ostende des Gemsfairengrates vor (Abb. 14). Steigen wir von der tief eingeschnittenen Steinschlagrinne gegenüber der Claridenhütte gegen den verfallenen Steinmann auf der kleinen Verflachung K. 2635 (Koordinaten 714 020/ 191 520) am Ostabfall des Gemsfairengrates an, so queren wir auf halber Strecke eine scharfe, mit etwa 40° gegen Westen ansteigende Scherfläche. Öhrlikalk und Valanginiankalk werden gegen diese Störung hin rasch dünner. Südlich des östlichsten

Abb. 14. Der Gemsfairengrat, gesehen vom nördlichen Vorgipfel (P. 2609) des Hinteren Zuetribistockes aus.



Frühabgeglittene Schiefer- und Flyschbildungen

8 Taveyannaz-Serie
7 Ahornenschichten
6 Altenoren-Flysch
5 Malorschichten und Schiefer der Blattengrat-Serie
4 Nummulitenschichten

Parautochthone Elemente (Spitzalpeli/Altenorenstock-Schuppe)

3 Nummulitenschichten
2 Kieselkalk
1 Öhrlikalk

Gratturmes P. 2677 folgen über Zementsteinschichten nur noch wenige Dezimeter stark calcitisierten Öhrlikalkes; ein sich hell abhebendes, 10—40 cm mächtiges, von braunen Schlieren durchzogenes Marmorband stellt den letzten Rest von Valanginiankalk dar. Mit scharfer Grenze folgt über den verwalzten Resten der untersten Kreide, wenig weiter östlich sogar unmittelbar auf Troskalk, die Kieselkalk-Gruppe, deren einzelne Schichtglieder westwärts auskeilen, so dass nacheinander Unterer, Mittlerer und Oberer Kieselkalk, schliesslich sogar Drusbergschichten an die Störungsfläche treten. Durch drei spitze, N 85° E streichende, in die Drusbergschichten vorgescherte Falten gewinnt der Mittlere Kieselkalk rasch an Höhe und zieht mit einer leichten Wölbung gegen die kleine Verflachung K. 2635 hinüber. Während im höheren der

beiden mit tektonischem Kontakt aufeinander liegenden Pakete die einzelnen Schichtglieder nordwestwärts auskeilen, vervollständigt sich die Öhrlikalk/Valanginiankalk-Abfolge in der gleichen Richtung; kurz vor der Steinschlagrinne stellt sich im Dache des Valanginiankalkes Kieselkalk ein. Aus der Verbreitung der Schichtglieder über und unter der Störungsfläche kann auf die relative Bewegungsrichtung geschlossen werden: das höhere Paket muss im Verhältnis zur darunterliegenden Serie gegen Südosten beziehungsweise die tiefere Serie gegenüber der höheren gegen Nordwesten bewegt worden sein. Ein gleichlaufender Bewegungshorizont findet sich knapp darüber, an der Basis des Schrattenkalkes südlich P. 2677. Eine weitere Bewegungsfläche folgt der Schrattenkalk-Oberkante, wo sich zwischen Schrattenkalk und der steilaufragenden Seewerkalkplatte P. 2711 nur schmächtige, verschürfte Linsen von Orbitolinenschichten und Mittlerer Kreide finden.

*

Bevor wir auf die Frage nach der Bewegungsrichtung längs dieser Flächen eingehen, ist noch auf einige Beobachtungen in der Gemsfairen-Südostflanke hinzuweisen. Die Verkehrtserie der Gemsfairen-Falte keilt schon am Ostrand der Firnmulde unter dem Gemsfairenjoch aus (S. 210). Östlich des Schuttgrates der Gemsfairen-Südflanke, wo erstmals seit den Hergenschiefern des Gemsfairenjoches wieder die unmittelbare Unterlage der Gemsfairen-Scholle zu beobachten ist, setzt die Schichtfolge mit Troskalk ein. Vom Schuttgrat an gegen Osten bildet vorerst Troskalk das tiefste Schichtglied der Gemsfairen-Scholle. Doch unter dem mit Zementsteinschichten stark verfalteten Troskalk der tieferen Wandpartie genau südlich des Gratpunktes P. 2852 stellt sich eine zerquetschte Öhrlikalk/Kieselkalk-Abfolge ein, die H. WIDMER (1949: 84) der Griesstock-Decke zugeordnet hat. Jenseits der gegen Südosten absteigenden Bachkehle am Wandfuss folgt unter dem tiefsten, gegen WNW stirnenden Troskalk-Scharnier eine geringmächtige Kieselkalk-Serie (Koordinaten 713 515/191 105/2560), die — wie der darunterliegende Valanginiankalk — gegen Osten zu rasch auskeilt (Abb. 14). Die aufrechtliegende, zerscherte und nur ganz lokal mit Zementsteinschichten oder gar Troskalk (Koordinaten 713 560/191 165/2530) einsetzende Öhrlikalk/Kieselkalk-Serie entspricht faziell durchaus der Schichtfolge der Gemsfairen-Scholle; sie ist — wie schon H. WIDMER festgestellt hat — nicht durch Hergenschiefer vom Troskalk der Gemsfairen-Scholle getrennt. Da die axial mit 15° gegen SSW abtauchenden Troskalkstirnen der Gemsfairen-Scholle in der Bachkehle südlich P. 2852 nur gerade noch in schwach streichenden Verschnitt mit der Wand kommen, darf die Öhrlikalk/Kieselkalk-Abfolge wohl als eine nur wenig überfahrene, tiefere Abspaltung der Gemsfairen-Scholle gedeutet werden.

Die gegenüber den WSW/ENE-laufenden Strukturen der höheren Partie des Gemsfairen-Südostabfalls deutlich abgedrehten Troskalk/Unterkreide-Falten des Wandfusses südlich P. 2852 werden durch die 150 m südwestlich der Bachkehle den Wandfuss erreichende Scherfläche scharf abgeschnitten. Die Serie westlich der steil gegen NNE ansteigenden, von einer kaum verkitteten Kakiritzone begleiteten Scherfläche ist gegenüber dem östlich anschliessenden Wandabschnitt deutlich höher gesetzt (Abb. 14). Die Scherfläche durchschlägt die Seewerkalkfluh knapp unter dem Grat

sehr steil, quert gut 50 m südwestlich P. 2852 den Grat in nordwestlicher Richtung und steigt in einer tief eingeschnittenen Rinne in der Gemsfairen-Nordflanke gegen den Langfirn hin ab. Eine gleichsinnige, von einer bis 50 cm breiten Kakiritzone begleitete Scherfläche setzt westlich der zerrütteten Troskalktürme am Westrand der grossen Risi gegenüber der Claridenhütte ein, schneidet ebenfalls schief durch die darüberliegende Kreide, quert den Gemsfairengrat in der Lücke unter dem spitzen Seewerkalkzahn P. 2798.3 (Abb. 14) und zieht in nordwestlicher Richtung gegen die Gletscherzunge des Langfirns hinunter.

Der weitaus auffälligsten Störung am Gemsfairen-Ostgrat folgt die tiefeingeschnittene Steinschlagrinne gegenüber der Claridenhütte. Die leicht verbogene, mit 40—50° gegen Süden bis SSE fallende Scherfläche ist stellenweise nur als messerscharfer Schnitt zu erkennen, andernorts wiederum schaltet sich zwischen zwei oder mehr einander fast parallel laufende Flächen eine 0.6—1.1 m mächtige, schwach verkittete Kakiritzone ein. Die Striemung läuft der Fallrichtung parallel. Die Schichtflächen des westlichen, höhergebrachten Paketes stossen meist schief an der Scherfläche ab; nur gerade um die höchste vorprellende Troskalkstirn sind Zementsteinschichten gefaltet.

Die scharfen Scherflächen teilen die Gemsfairen-Scholle in Teilschollen auf. Die Bewegungsrichtung längs der ungefähr nordwärts ansteigenden Scherflächen ist nicht überall die gleiche: an den beiden westlichen Flächen ist jeweils die südliche Teilscholle gegenüber der darunterliegenden Serie um gut 30 m höher gesetzt worden; an der Scherfläche der steilen Steinschlagrinne jedoch ist die höher gelegene Teilscholle mit den Erhebungen P. 2789 und P. 2766 gegenüber der Teilscholle des Gratendes um 30—40 m zurückgeblieben. Diese Erscheinung stellt keinen Einzelfall dar: die Beobachtungen an den gegen Nordwesten ansteigenden, von den scharfen Scherflächen abgeschnittenen Bewegungsflächen führen zum gleichen Schluss. Eine Vorbewegung der tieferen, östlichen Elemente ist aber auch bei den Teilschollen des Rotstocks sehr wahrscheinlich (S. 217, 219).

Die von nur schlecht verkitteten Kakiriten begleiteten Scherflächen am Gemsfairen, auf deren Deutung wir noch zurückkommen werden (S. 245/246), sind den trennenden Tertiärschiefer-Mulden am Speichstock (S. 220) keineswegs gleichwertig. Die von R. STAUB (1961: Abb. 3, Erläuterungsskizzen 4', VII') versuchte Aufgliederung des Gemsfairen in Anteile der «Gemsfayren/Bocktschingel-Schollen» und solche der «Teufelstock-Schollen» ist aber nicht nur wegen des völlig verschiedenen Charakters der trennenden Flächen und Mulden unhaltbar; sie lässt sich auch geometrisch kaum vertreten, da die Gemsfairen-Scholle als Ganzes vom Gemsfairenjoch bis zum Hergensattel unzweifelhaft durch ein Hergenschieferband von den darunterliegenden Elementen des Bocktschingel und des Speichstocks beziehungsweise den Langfirn-Elementen getrennt bleibt.

Während am Westende der Gemsfairen-Scholle nur eine, etwas verschürfte Stirnfalte vorliegt (S. 208), sind Malm, Kreide und Tertiär in der Nordflanke des Gemsfairen-Ostgrates in etliche Falten gelegt (P. v. SCHUMACHER, 1928: 32/33; J. OBERHOLZER, 1933: 49/50, Taf. 20: Fig. 2). Recht gut ist das durch die schiefrigen Horizonte der Zementsteinschichten und der Drusbergschichten begünstigte dishar-

monische Verhalten von Troskalk und Neocom und wiederum von Neocom und Schrattenkalk zu erkennen. Deutlich tritt auch die Verstellung des Ostabschnittes des Gemsfairengrates an der unter dem Seewerkalkzahn P. 2798.3 durchziehenden Scherfläche (S. 215) in Erscheinung (R. STAUB, 1961: Erläuterungsskizze 4'). An der gegen Nordwesten ansteigenden Störungsfläche am Ostende des Gemsfairengrates schliesslich ist das Neocom zwischen Troskalk und Schrattenkalk bis auf wenige Meter ausgequetscht.

Am Hergenschieferband, das von der Gletscherzunge des Langfirns zum Hergensattel hinüberzieht, keilt Schichtglied um Schichtglied der Gemsfairen-Scholle aus; selbst Öhrlikalk und Zementsteinschichten erreichen den Hergensattel nicht mehr. Unter älteren Horizonten zurückgebliebene Schürflinge von Schrattenkalk und Assilinengrünsand zeigen allerdings, dass das Auskeilen des Verkehrtschenkels nicht völlig regelmässig erfolgt ist.

Mit wenigen Ausnahmen (Quintnerkalk südwestlich des Hergensattels, Unterkreide-Abfolge südlich P. 2852) ist vom Hergensattel bis fast an das Westende der Gemsfairen-Südostflanke Troskalk das tiefste Schichtglied der Gemsfairen-Scholle. Nur gerade die untersten Dezimeter des Troskalkes über dem scharfen, aber verfalteten Schnitt an der Basis der Gemsfairen-Scholle zeigen lochseitenkalkartige Knetstrukturen. Südlich des Gemsfairengipfels ist der westwärts an Mächtigkeit verlierende Troskalk mit den darunterliegenden, meist ein schuttbedecktes Band bildenden Hergenschiefern kurz und spitz verfaltet. Scharenweise auftretende, senkrechte, NW/SE-streichende Scherflächen durchsetzen die allgemein flach gegen SSW einfallende, stellenweise allerdings auch steil hochgepresste Troskalk-Unterfläche, haben aber keine Verstellung zur Folge.

*

Nur durch die gut 200 m breite Erosionslücke des Hergensattels ist die Rotstock-Scholle vom Troskalk des Gemsfairen-Ostgrates getrennt. Am Hergensattel selber liegen über verwalzten Hergenschiefern kleinste Relikte eines Kalkmylonites, die wohl die ursprüngliche Verbindung Gemsfairen/Rotstock andeuten. In der Nordwestflanke des Hergensattels sind Malmblöcke zu finden, die mit gutem Recht als Sturzblöcke einer abgewitterten Malmschneide über dem Hergensattel angesehen werden können.

Der mächtige, nur stellenweise von Quintnerkalk unterlagerte Troskalk des Rotstocks trägt aus Unterkreide bestehende Gipfelkappen (P. v. SCHUMACHER, 1928: 31). Allein schon die gegenseitige Anordnung der synklinal gelagerten Kieselkalkserien der beiden Rotstockgipfel (P. v. SCHUMACHER, 1928: Taf. VII: Fig. 1) weist darauf hin, dass der Rotstock nicht nur von einem Element aufgebaut wird. Die auffälligen Schuttströme in den Flysch- und Schieferhängen unter den Malmwänden der Rotstock-Südostflanke nehmen ihren Anfang in scharf begrenzten, scheinbar von Südwesten gegen Nordosten ansteigenden, tektonisch vorgezeichneten Rinnen im Malmunterbau des Rotstocks. Die im Troskalk meist mit etwa 40° gegen Süden eintauchenden Scherflächen sind — wie jene am Gemsfairen-Ostgrat — von 0.2—3.5 m mächti-

gen Kakiritzonen begleitet. Im einzelnen verlaufen die Flächen nicht völlig plan: vielfach sind sie leicht verbogen, stellenweise spaltet sich eine Fläche in zwei oder mehr Bewegungshorizonte auf, von denen bald der eine, bald der andere den scharfen, von weitem erkennbaren Schnitt bildet.

Eine ganze Anzahl solcher Scherflächen gliedert den Rotstock in einzelne Teilschollen auf. Die südwestlichste Teilscholle, deren bizarre Gipfeltürme P. 2466 vom rostig anwitternden, spätigen Onkolith im Hangenden des Valanginiankalkes aufgebaut werden, ist gegenüber der Teilscholle des Rotstock-Hauptgipfels P. 2471 um etwa 20 m zurückgeblieben. Die schärfste Störung des ganzen Rotstocks trennt die Teilscholle des Rotstock-Hauptgipfels von der östlich anschliessenden Hauptmasse des Rotstocks ab. Die gegen oben zusehends steiler werdende Scherfläche fällt in der Lücke K. 2415 unmittelbar östlich unter dem Gipfelaufbau des Rotstock-Hauptgipfels mit fast 60° gegen Süden ein. Am Grat wird die Basis der westlichen Scholle nur gerade noch von einem geringmächtigen Span verwalzten Troskalkes gebildet. Gegen Süden jedoch wird der Troskalk der Teilscholle des Rotstock-Hauptgipfels dicker. Die Hauptstörung des Rotstocks schneidet aber nicht nur die Schichtfolge der westlichen Teilscholle schief ab; sie scheint auch das darunterliegende Element schief zu begrenzen.

Steiler als die übrigen Scherflächen am Rotstock verläuft die Störungszone, die 75 m östlich der Hauptscherfläche des Rotstocks in der Lücke K. 2405 als 4 m breites, N 140° E streichendes Kakiritband den Grat quert. Die in scharf eingeschnittenen Couloirs gegen Nordwesten und Südosten absteigende Scherfläche biegt erst nahezu 150 m tiefer in eine mit etwa 60° gegen Süden eintauchende Kakiritzone um, aus welcher wenig über dem südlichen Wandfuss geräumige Balmen ausgewittert sind.

Mit diesen Scherflächen, welche den ganzen Rotstock in einzelne Teilelemente zerlegt haben, ist wahrscheinlich auch der auffällig asymmetrische Bau der Kreidegipfelkappen in Beziehung zu bringen.

In den mit 30—40° gegen SSE abtauchenden Kreideserien des Rotstock-Südwestgrates, des Rotstock-Hauptgipfels (Abb. 15) und des Rotstock-Ostgipfels lässt sich eine schief zu den West/Ost- bis WSW/ENE-streichenden Faltenachsen laufende, scharfe Auffaltung des Südwestflügels beobachten; es scheint, als hätten die Kreideserien noch nachträglich in gegen Nordosten geöffnete Synklinalen gezwungen werden sollen.

An die Kreidekalke des Rotstock-Ostgipfels sind Zementsteinschichten hochgefaltet, die gegen Osten scheinbar ziemlich flach gegen den jäh abfallenden Gratvorsprung K. 2340 hinausziehen. Mit 10—15° axial ostwärts abtauchende und sich seitlich ablösende Troskalk-Scharniere und synklinal gelagerte, axial gegen ENE abtauchende Öhrlikalk-Klippen zeigen aber, dass die flache Lagerung der Zementsteinschichten nur vorgetäuscht ist.

An den Gratvorsprung K. 2340 schliessen die prächtigen Türme des Rotstock-Nordostgrates an, die von zahlreichen, SE/NW-streichenden und sehr steil (75—90°) gegen Südwesten eintauchenden Brüchen durchsetzt sind. Eine scharfe, wiederum mit ungefähr 40° gegen Süden absteigende Scherfläche trennt die tiefste Teilscholle des Nordostgrates von jener des Ostgipfels ab; sie bildet einen gut begehbaren Quergang in den unfreundlichen Troskalkflühen des Nordabfalls.

Die klippenartig den Hergenschiefern aufgesetzten, vorwiegend aus Quintnerkalk bestehenden Türme am äussersten Ende des Nordostgrates werden von axial mit 15—20° gegen Osten abtauchenden, sich einander seitlich ablösenden und gegen Osten stets tiefer liegenden Synklinalscharnieren aufgebaut.

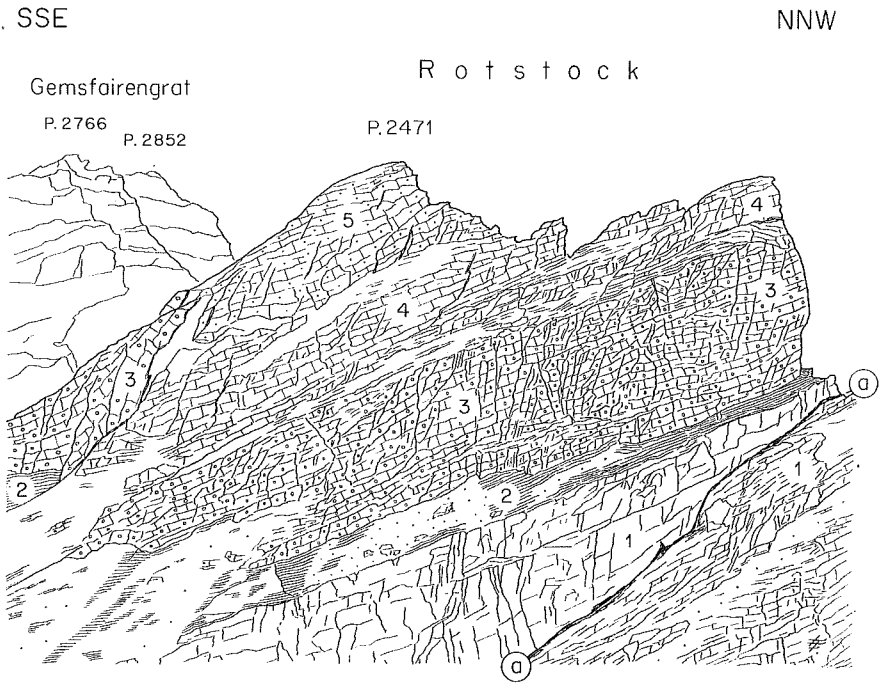


Abb. 15. Die zerquetschte Synklinale des Rotstock-Hauptgipfels (gesehen von K. 2385 südlich P. 2414.8).

5 Kieselkalk 3 Öhrlikalk 1 Troskalk
4 Valanginiankalk 2 Zementsteinschichten

a—a Trennfläche zwischen der Teilscholle des Rotstock-Hauptgipfels und jener des Ostgipfels

Während in der Südostflanke des Rotstocks die unter einem scheinbar aus Süden bis Südwesten wirkenden Schub entstandene Hochfaltung der Kreidegipfelkappen neben den gegen Süden eintauchenden scharfen Scherflächen das einzige Strukturelement zu sein scheint, ist im Rotstock-Nordabfall ein weit feinerer Bau zu erkennen. Die vom Nordostgrat her in die Nordflanke ziehende Scherfläche trennt zwei tiefere, vorwiegend aus Troskalk bestehende Teilschollen, in die stark zerdrückte Synklinalmulden von Zementsteinschichten und Öhrlikalk eingefaltet sind. Um das Öhrlikalkscharnier nördlich des mächtigen Turmes K. 2350 in der Rotstock-Nordflanke windet sich ein geringmächtiges Zementsteinschichtenband steil empor, legt sich ostwärts zurück und zieht als nur schmales, aber von weitem erkennbares, schwar-

zes Gesimse (P. v. SCHUMACHER, 1928: 31) auf K. 2280 horizontal gegen das Couloir westlich des Turmes, wird dort rasch mächtiger und biegt in breiter, S-förmiger Falte in das Couloir ab. Jenseits der Kehle steigt es gegen Westen hin zunächst flach an und gewinnt dann, in enggequetschte Kaskadenfalten gelegt, nördlich der Lücke K. 2415 unter dem Gipfelbau des Rotstock-Hauptgipfels rasch an Höhe. Es lässt sich ungefähr 60 m unter dem Verbindungsgrat der beiden Rotstockgipfel nahezu horizontal gegen Osten verfolgen und taucht, wiederholt mit Troskalk verfaltet, in die Rinne östlich des Turmes K. 2350 ab. Nur durch ein schmales Band, das von dieser Rinne gegen den Nordgrat des signalisierten Gipfels P. 2414.8 ansteigt, steht die scheinbar flach gegen Süden einfallende Unterkreide-Serie des Turmes K. 2350 mit der Gipfelkappe des Rotstock-Ostgipfels in Verbindung. Die Troskalk-Stirnfalten beidseits des Turmes K. 2350 streichen West/Ost und tauchen axial flach gegen Osten ab.

Mit einer scharfen, stellenweise völlig gleichmässig gegen Südosten eintauchenden, andernorts in kurze, spitze Falten gelegten Unterfläche sitzt die in synklinal gebaute Schuppen gegliederte Rotstock-Scholle den Hergenschiefern auf.

Die meist recht genau West/Ost-streichenden, axial gegen Osten abtauchenden Strukturen der einzelnen Teilelemente werden von den nordwärts ansteigenden Scherflächen durchsetzt. Da die Scherflächen meist ausschliesslich im Troskalk verlaufen, ist ihr Bewegungssinn nicht festzulegen. Die Relativbewegung längs der tieferen Scherflächen am Gemsfairen-Ostgrat und der höchsten Scherfläche am Rotstock zeigt aber, dass die tieferen Teilschollen weiter vorbewegt worden sind als die Rückenelemente, was durch ein seitliches Abreissen der östlichen Fortsetzung der Teilscholle, welche den Rotstock-Nordostgrat und den tiefsten Fuss des Nordabfalls aufbaut, zustande gekommen sein könnte. Welche Verbindung aber zwischen der nächstgelegenen Einheit mit einer vergleichbaren Malm/Unterkreide-Serie, der Chamerstock-Scholle, und der Rotstock-Scholle anzunehmen ist, bleibt noch zu untersuchen (S. 245/246).

4. DIE LANGFIRN-ELEMENTE DER ÖSTLICHEN CLARIDENKETTE

Die Serien am Grat der Teufelsstöcke und des Speichstocks setzen sich gegen Nordosten in die stark verschuppten Abfolgen am Nordrand des Langfirns fort; die Wandstufe unter dem Langfirn steht über die Wissen Chöpf mit der synklinal gelagerten Serie der Früttlenhörner in der Nordwestflanke des Rotstocks in Verbindung (cf. S. 223, 225; Taf. 2/3). Die verschiedenen Scherben und Schuppen vom Speichstock bis in die Früttlenhörner können wir Langfirn-Elemente nennen.

Die hellen Gipfelpartien des Bocktschingel, der Teufelsstöcke und des Speichstocks, zunächst für Lochseitenkalk-Klippen über tertiären Schiefern (ALB. HEIM, 1906: 429, Taf. III; J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910 [Karte]), später für auf Öhrlikalk beziehungsweise Taveyannazsandstein ruhenden Seewerkalk (W. STAUB, 1911a: 69; J. OBERHOLZER in F. WEBER, 1924a [Karte]; J. OBERHOLZER, 1933: 52: Fig. 9, Taf. 20: Fig. 3) gehalten, sind schliesslich als mit der darunterliegenden, vom Valan-

giniankalk bis in die Drusbergschichten reichenden Unterkreide-Serie normalstratigraphisch verbundener Schrattenkalk der «Kammlistock-Decke» gedeutet worden (P. v. SCHUMACHER, 1928: 38: Fig. 4; J. OBERHOLZER, 1942 [Karte]).

Bereits vom Claridenfirn aus ist zu erkennen, dass die Speichstock-Südostflanke von etlichen, ziemlich steil gegen Süden abtauchenden tektonischen Flächen durchsetzt ist. Schmale, meist in Linsen aufgelöste Züge schwarzer Schiefer zwischen hellanwitternden Schrattenkalkflühen zeigen, dass der Speichstock nicht von einer einfachen, normalliegenden Schichtfolge aufgebaut ist. Wie durchschert und verfaltet der bisher als einheitliches Element betrachtete Gipfelbau des Speichstocks aber ist, zeigt erst eine Begehung seines Südostsporns oder seines Nordostgrates. Schmale Muldenkeile von Hergenschiefern, vielfach von geringmächtigen Nummulitenschichten- und Seewerkalk-Linsen begleitet, gliedern die ganze Schrattenkalkmasse in wenig mächtige, gegen Süden einfallende Platten auf.

Lassen sich auch im einzelnen tiefere und höhere Einheiten unterscheiden, so erheben sich doch Bedenken gegen die von R. STAUB (1961: Abb. 3, Erläuterungsskizze 4') versuchte Aufgliederung in die tieferen «Teufelstock-Schollen» und die darüberliegenden «Gemsfayren/Bocktschingel-Schollen». Ohne Zweifel stellt der Bocktschingel-Gipfelaufbau die südwestliche Verlängerung der Teufelsstöcke und des Speichstockgipfels dar. Die Trennung von den darunterliegenden Elementen der Speichstock-Nordwestwand dürfte aber kaum einer der Scherflächen des Gemsfairengrates entsprechen (S. 215). Als «Teufelsstock-Schollen» können daher die durch spitz ausgezogene und zerquetschte Synklinalkeile von Hergenschiefern getrennten Scherben der Speichstock-Südostflanke und die darüberfolgenden Elemente der Gipfelpartien der Bocktschingel/Speichstock-Kette, nicht aber die Serien am Gemsfairen-Ostgrat bezeichnet werden.

Weitaus die Hauptmasse der einzelnen Scherben der Speichstock-Südostflanke besteht aus schwach, aber grob spätigem, stellenweise marmorisiertem Schrattenkalk; von untergeordneter Bedeutung sind Onkolithe, Bändersiltkalke und zu «Tonfetzenmarmoren» veränderte mergelige Kalke der Orbitolinenschichten (S. 162). Erst 150 m westlich des tiefsten Punktes des Speichstock-Südostsporns tritt — zunächst nur im tiefen Bergschrund, dann auch in der Felsstufe über dem Firn — die Unterlage des Schrattenkalkes (Drusbergschichten und Kieselkalk) zutage. Der scharfe Schnitt zwischen der Kieselkalk/Drusbergschichten-Serie und dem an der Basis mylonitisierten Schrattenkalk sowie das lokale Auftreten von Glaukonitit-Schürflingen des Mittleren Kieselkalkes zwischen Drusbergschichten und Schrattenkalk in der Südflanke des Speichstock-Südostsporns zeigen deutlich, dass kein normalstratigraphischer Kontakt vorliegt (Koordinaten 711 970/190 580/2725). Auch in der grossen Wandnische K. 2740 östlich unter dem Speichstockgipfel ist die Schichtfolge offensichtlich gestört; erst im Bergschrund unter dem fast 120 m hohen Überhang östlich des Speichstockgipfels und südwestlich davon liegen Sinuatenschichten, Drusbergschiefer und Kieselkalk ungestört unter dem Schrattenkalk der Speichstock-Südwand.

Im einzelnen verlaufen in der Gipfelpartie und am Südostsporn des Speichstocks die in ihrer Mächtigkeit stark wechselnden und in sich verschuppten Synklinalkeile zwischen den Orbitolinenschichten/Schrattenkalk-Paketen recht unregelmässig, neh-

men aber stets gegen Süden an Mächtigkeit ab und an Steilheit zu. Der Kontakt von Orbitolinenschichten oder Schrattenkalk zu Tertiärschiefern ist messerscharf, jedoch meist verfaltet. In den marmorisierten Kalken lassen sich mancherorts lochseitenkalkartige Knetstrukturen erkennen. Gegen die Tiefe zu keilen die trennenden Tertiärmulden zwischen den Schrattenkalk-Platten aus.

Die vielfältige Verschuppung von Schrattenkalk und Hergenschiefern am Speichstock-Nordostgrat, wo selbst noch im Sattel K. 2955 östlich des Hauptgipfels (P. 2967) und wiederum zwischen Hauptgipfel und Westgipfel (P. 2964) schmale Tertiärtrennungen festzustellen sind, ist wohl ein Musterbeispiel für die ausserordentlich komplizierte, im Kartenbild nur grob vereinfacht wiederzugebende Kleintektonik der sogenannten «Verschürften Massen der Claridenkette»; ein weit aufschlussreicheres Bild bietet jedoch der jähe, an die 400 m hohe Absturz nordwestlich des Gemsfairenjoches (S. 223).

*

Am Gemsfairenjoch (P. 2848) finden sich knorrige Globigerinenschiefer vom Typus Hergensattel. In der Kehle südlich des Joches tritt aus diesen Schiefern ein heller, stark verwalzter und schlierig marmorisierter, mit 40—45° gegen SSE einfallender Schrattenkalk hervor. Auf die gegen oben etwas feiner laminierten Hergenschiefer folgen östlich des Joches mit den Schiefern verfaltete und verschuppte Nummulitenschichten der Gemsfairen-Falte. Nördlich des Gemsfairenjoches zieht eine Firnzunge vom Langfirn gegen den Speichstock-Nordostgrat hinüber, die jeweils im Spätsommer auf der Nordseite noch einige Meter Hergenschiefer freigibt. Die Hergenschiefer ruhen mit verfalteter Trennfläche dem hellanwitternden Kalkmarmor der Nase K. 2835 auf. An einem scharfen, N 115° E streichenden Bruch setzt der gut 15 m mächtige Kalkmarmor gegen Südwesten aus. Ein zunächst lediglich wenige Dezimeter mächtiges, schliesslich nur noch durch einzelne Linsen angedeutetes und einige Meter höher gesetztes Marmorband bildet über die nächsten 15 m seine Fortsetzung. Ein zweiter Bruch bringt die Serie der obersten Wandstufe nochmals 5 m höher; der unter dem Firn hervortretende geringmächtige Kalkmarmor gewinnt gegen Südwesten zu an Mächtigkeit und bildet die Gratkante westlich des Gemsfairenjoches. Im Sattel P. 2859, am Anfang des Speichstock-Nordostgrates, zieht die südlich an diesen Schrattenkalk anschliessende und mit ihm verscherte Hergenschiefer/Seewerkalk-Mulde über den Grat. Über der nach kurzer Distanz in der Speichstock-Nordwestwand auskeilenden Mulde folgen die Schrattenkalk-Platten des Speichstock-Nordostgrates.

Unter der Schrattenkalk-Rippe nördlich des Gemsfairenjoches folgt in der Speichstock-Nordwestwand eine fast 30 m mächtige Unterkreide-Serie (Kieselkalk bis Öhrlikalk), die auf K. 2795 einem schmalen Band feinlaminierter, blauschwarzer, schwach siltig-mergeliger Kalkschiefer aufruht. Das vom Rotnossenfirn her in der Nordwestwand des nördlichen Teufelsstocks und des Speichstocks bis in die tiefeingeschnittene Kehle nördlich des Gemsfairenjoches verfolgbare Band hat P. v. SCHUMACHER (1928: 38) als nordöstliche Fortsetzung der Taveyannaz-Antiklinale der Bocktschingel-Nordwestwand gedeutet. Da es aber keine Dachschiefer, sondern

Schiefer vom Typus Hergensattel sind, zeigt dieses Band wohl eine den Hergenschiefermulden am Speichstock-Südostabfall vergleichbare, aber etwas tiefer greifende Auftrennung der Teufelsstock-Schollen an[74].

Am Rotnossenfirn folgt unter dem Tertiärband eine verkehrtliegende Unterkreide-Serie. Die hohe Schrattenkalkstufe östlich der oberen Abbrüche des Rotnossenfirns bildet ein Synklinalscharnier. Darunter liegt die von P. v. SCHUMACHER (1928: 39, Taf. II: Profil V) als Antiklinale gedeutete Abfolge von Drusbergschichten, Kieselkalk

Abb. 16. Wandabfall nördlich des Gemsfairenjoches (gesehen vom Schrattenkalkvorsprung K. 2740 aus).

7 Orbitolinenschichten
6 Schrattenkalk
5 Sinuatenschichten
4 Schiefer der Drusbergschichten
3 Mittlerer Kieselkalk
2 Unterer Kieselkalk
1 Valanginiankalk

[74] R. STAUB (1961: Erläuterungsskizze VI') hat entlang diesem Band eine «obere» von einer «unteren» Teufelsstock-Scholle abgetrennt.

und Valanginiankalk, in deren Verkehrtschenkel («Verkehrte Kreideserie$_1$ der Kammlistock-Decke», R. STAUB, 1961: Abb. 3) wiederum Schrattenkalk, Mittlere Kreide, Seewerkalk und Nummulitenschichten auftreten. Im Ostteil der Speichstock-Nordwestwand liegen nicht mehr ganz so einfache Verhältnisse vor. Vom hellanwitternden, gegen Nordwesten vorkragenden Schrattenkalkvorsprung K. 2740 (Koordinaten 712 285/191 335) am Nordwestrande des Langfirns aus sehen wir ein prächtiges Beispiel des tektonischen Stils subhelvetischer Elemente (Abb. 16): eine in spitze Falten gelegte, stark zerscherte Serie. Am Aufbau der Wandstufe nördlich des Gemsfairenjoches sind die tiefsten Kreideschichtglieder in geringerem Masse beteiligt als weiter im Westen; die oberste Öhrlikalk/Valanginiankalk-Fluh keilt schon unter dem Sattel K. 2859 am Anfang des Speichstock-Nordostgrates aus. Kieselkalk- und Schrattenkalk-Serie jedoch sind unverhältnismässig viel stärker miteinander verfaltet als im Westteil der Wand. Der Schrattenkalkvorsprung K. 2740 bildet nordwestlich des Langfirns das vierte Schrattenkalkband unter dem Tertiärkeil der Speichstock-Nordwestwand; verfolgen wir diesen Schrattenkalk aber gegen Südwesten, so gelangen wir am Rotnossenfirn drüben zur ersten, synklinal gelagerten Schrattenkalkstufe unter dem Tertiärschieferband[75].

Sind auch in der Speichstock-Nordwestwand und ihrer östlichen Verlängerung die Grenzen zwischen den einzelnen Schichtpaketen meist tektonisch überprägt, einzelne Schichtglieder — vorab die Drusbergschiefer — gar stellenweise völlig ausgequetscht, so ist es doch nicht zu verkennen, dass es sich um nur eine, in spitze Kaskadenfalten gelegte Serie handelt. Die sich bereits vom Rotnossenfirn bis zum Gemsfairenjoch abzeichnende Durchbewegung der Teufelsstock-Elemente nimmt gegen Nordosten noch weiter zu. Die Felsrippen am Nordende des Langfirns bestehen aus nur noch geringmächtigen Paketen von Kieselkalk, Sinuatenschichten, Schrattenkalk und Orbitolinenschichten (Abb. 17).

Die Langfirn-Elemente am Langfirn bilden ohne jeden Zweifel die nordöstliche Verlängerung der mittleren Partie der Speichstock-Nordwestwand. Eine vorwiegend aus Kieselkalk bestehende Zone lässt sich von der Kehle K. 2770 über dem Schrattenkalkvorsprung K. 2740 nordöstlich des Gemsfairenjoches unmittelbar am Rande des Langfirns gegen Nordosten verfolgen. Am Absturz gegen den Kessel von Fiseten liegt die in mehrere in sich verschuppte Falten gelegte Kieselkalk-Serie muldenartig im Schrattenkalk. Weit mächtiger als der nördliche, stark zerscherte Schrattenkalkzug, der östlich P. 2595 die gegen Fiseten abfallende Wandstufe erreicht, ist der Schrattenkalk am Kopf K. 2710 nördlich der gegen Osten hinunterziehenden Gletscherzunge des Langfirns (Taf. 3: Profil 12)[76]. Die steil gegen SSE

[75] Den Verkehrtschenkel der Schrattenkalksynklinale am Rotnossenfirn und den Schrattenkalkvorsprung K. 2740 nördlich des Gemsfairenjoches hat R. STAUB (1961: Abb. 3, Erläuterungsskizze VI') zu Malm umgedeutet, um damit eine Verbindung des «Troskalkes» der Roten Nossen (S. 250) mit dem ebenfalls für Malm der Kammlistock-Decke gehaltenen Kopf K. 2710 nördlich der gegen Osten hinunterziehenden Firnzunge des Langfirns zu erhalten (cf. Anm. 76).

[76] Der massige Kopf am Langfirn ist lange Zeit für Malm (der Kammlistock-Decke) oder «Lochseitenkalk der Axen-Decke» gehalten worden (J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910 [Karte]; J. OBERHOLZER in F. WEBER, 1924a [Karte]; J. OBERHOLZER, 1933: Taf. 20: Fig. 2; R. STAUB, 1961: Erläuterungsskizze 4'). P. v. SCHUMACHER (1928: 39) konnte jedoch zeigen, dass es sich um einen höheren Schrattenkalk-Keil handelt.

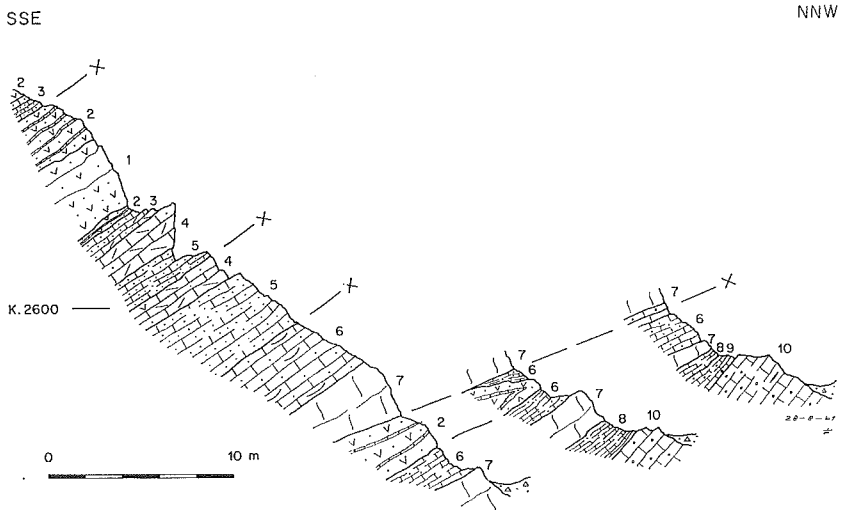


Abb. 17. Profilausschnitt aus den Langfirn-Elementen in der Wandstufe südlich P. 2595 unter dem Langfirn.

[Koordinaten: 712 910/191 900/2590 — 712 930/191 875/2610]

Orbitolinenschichten:

(10) Hellgelbgrau anwitternder, plattiger, von limonitischen Schieferlaminae durchzogener, im Bruche blaugrauer, onkolithischer Kalk.

(9) Braungrau anwitternder, verschieferter, inwendig blaugrauer, feinspätiger, onkolithischer Kalk mit feinsandigen Schlieren.

(8) Kalk wie (10), schlierig marmorisiert; verfaltete Tonhäute.

(7) Schrattenkalk: hellanwitternde Bank eines streifig-schlierig marmorisierten, hellbraungrauen Kalkes («Streifenmarmor»).

(6) Sinuatenschichten: hellanwitternder, von feinknollig herauswitternden, gelblich-rostigen Schlieren durchzogener, zäher, im Bruche blaugrauer, feinsandiger Kalk mit *Aetostreon*.

(5) Oberer Kieselkalk: grobgebankter, zäher, im Bruche hellbraungrauer, feingeschichteter Feinsandkalk mit einzelnen Tonhäuten.

Mittlerer Kieselkalk:

(4) Braungrau anwitternder, rauhflächiger, von anrostenden, spätigen Schlieren durchzogener, zäher, sandiger, glaukonitischer Crinoidencalcarenit.

(3) Hellbraungrau anwitternder, im Bruche dunkelblaugrauer, feinspätiger, feinsandiger Kalk.

(2) Dunkelanrostender Glaukonitit mit hellbraungrau anwitternden, fingerdicken Feinsandkalkbänklein.

(1) Dunkelanrostende, massige Bank eines zähen, grünschwarzen, schwach feinsandigen, kalkigen Glaukonitits.

eintauchenden, grobgebankten, lagenweise marmorisierten Kalke sind ohne weiteres mit dem Schrattenkalk der Speichstock-Südostflanke zu vergleichen. An der Südflanke des Kopfes sind sie gerade über der Gletscherzunge von rauhflächigem Orbitolinenonkolith überlagert. Über Orbitolinenschichten und Schrattenkalk folgt an der Gletscherzunge ein schmales Hergenschieferband, das sich durch die ganze Gemsfairen-Nordwand bis zum Hergensattel verfolgen lässt.

*

Die Verschuppung und Verfaltung der Elemente der Speichstock-Nordwestwand erreicht in der Wand nördlich des Gemsfairenjoches und in den Rippen am Nordrand des Langfirns ihren Höhepunkt. Der Kopf K. 2710 am Langfirn stellt gegen Osten zu ein letztes Auftreten von Schrattenkalk im Rücken der Teufelsstock/Langfirn-Elemente dar. Seine Unterlage, die zerquetschte Abfolge am Nordrande des Langfirns, steigt ostwärts ab, ist zusehends weniger verfaltet und verschuppt und nimmt an Mächtigkeit und Vollständigkeit zu. Die Wissen Chöpf nordwestlich unter dem Hergensattel bestehen aus einer verkehrtliegenden, mit Öhrlikalk einsetzenden Kreideserie (P. v. SCHUMACHER, 1928: 11). Nur der höchste Abschnitt der verhältnismässig ruhig gelagerten Abfolge ist mit den knorrigen Schiefern des Hergensattels verfaltet (J. OBERHOLZER, 1933: 54, Taf. 20: Fig. 2). Am Ostende der Wissen Chöpf liegt eine sechsfache Verschuppung von 1.5—3 m dicken, zerrissenen Kalkmarmorbänken und Hergenschiefern vor (Koordinaten 714 370/192 330/2100).

Während in den Wissen Chöpf nur eine Verkehrtserie festzustellen ist, findet sich in ihrer nordöstlichen Verlängerung, an den Früttlenhörnern, unter der Verkehrtserie ein stark zerquetschter Normalschenkel vor. Doch werden auch die von der Erosion wild zerklüfteten Früttlenhörner hauptsächlich von einer verkehrtliegenden, meist mit Kieselkalk einsetzenden Kreideserie aufgebaut (S. 134/135). Nur stellenweise sind über dem Kieselkalk des Verkehrtschenkels noch ältere Schichten erhalten. Dem Valanginiankalk unter dem Gipfel des westlichsten Früttlenhorns (S. 149) dürfte der wenige Meter mächtige, marmorisierte Kalk entsprechen, der sich beidseits des breiten Buckels P. 1987 am Ostabfall der Früttlenhörner zwischen Kieselkalk und Hergenschiefer einschaltet. Dieser Kalkmarmor taucht in die tiefeingeschnittene Kehle westlich P. 1987 ab. Er keilt dort bald aus, findet sich aber weiter im Südwesten wiederum im Hangenden des Kieselkalkes. Nur durch eine dünne Hergenschieferzone vom Kalkmarmor getrennt, setzt gerade östlich der Kehle ein 6—7 m dickes Band eines marmorisierten Seewerkalkes mit einem kaum 2 m mächtigen Synklinalkeil von Assilinenglaukonitkalk ein (Koordinaten 714 705/192 745/1955). Weiter im Südwesten bildet stellenweise marmorisierter Schrattenkalk das Liegende und das Hangende des Seewerkalkes. Die von Hergenschiefern umschlossene, synklinal gelagerte Lamelle ist in ihrer Stellung durchaus der Gipfelschuppe des westlichsten Früttlenhorns (S. 134) zu vergleichen. Das stark zerquetschte, mit kurzen Unterbrüchen längs des ganzen Synklinalkeils der Früttlenhörner feststellbare Element steht nirgends mehr in sichtbarem Zusammenhang mit der Kreideserie der Früttlenhörner; es kann als eine bei der Zerreissung der «Zone der Langfirn-Elemente» entstandene, von der Früttlenhörner-Serie überfahrene und beim Vorschub internerer Elemente dem Rük-

ken der Früttlenhörner-Synklinale aufgeschobene Scherbe gedeutet werden (S. 227, 244).

Der die bizarren Zähne der Früttlenhörner bildende Kieselkalk streicht etwa N 30° E, ist aber namentlich im Ostteil der Früttlenhörner von zahlreichen, N 165° E laufenden, fast vertikalen Scherflächen durchsetzt, die eine flach gegen SSW eintauchende Striemung aufweisen. An den Scherflächen sind die östlichen Pakete gegenüber den westlichen um weniges vorgeschoben worden.

Der geringmächtige, am Westabfall der Früttlenhörner feststellbare Normalschenkel (S. 136) der Synklinale der Früttlenhörner zieht am Fuss der steil gegen Nordwesten abstürzenden Wände durch. Über kurze Strecken ist die trennende Seewerkalkmulde kaum mehr einige Dezimeter mächtig; in der rechten Flanke der westlichsten, tief in die Hergenschiefer unter den Früttlenhörnern eingeschnittenen Rinne schaltet sich jedoch ein bis 5.5 m mächtiger, dunkelbraun anrostender Tertiärkeil in den Seewerkalk ein. Im Kern der vorwiegend aus stark verschiefertem Assilinenglaukonitkalk bestehenden Tertiärsynklinale finden sich stellenweise einige Dezimeter eines splittrigen, feinstglimmerigen, siltigen Glanzschiefers (Koordinaten 714 610/192 725/1945).

Die unter dem Tertiärkeil liegende Normalserie ist stark zerquetscht. Am Wandfuss nordwestlich P. 1987 keilt der Schrattenkalk des Normalschenkels aus, so dass über eine kurze Strecke Seewerkalk unter dem Schrattenkalk des Verkehrtschenkels liegt[77]. 200 m weiter im Nordosten verschwindet auch der Schrattenkalk des Verkehrtschenkels (Koordinaten 714 800/192 930/1825), und schwach feinsandige Kalke mit einzelnen verkieselten Schalenfragmenten (Sinuatenschichten) überlagern an scharfer Grenze Hergenschiefer.

Der Normalschenkel der Früttlenhörner weist ohne Zweifel den Habitus einer Verkehrtserie auf: die erhaltenen Schichtglieder sind ausserordentlich stark beansprucht; einzelne Horizonte fehlen völlig. Demgegenüber wirken die Gesteine der Verkehrtserie bedeutend frischer. Die Schichtreihe des Verkehrtschenkels ist vollständiger und mächtiger als jene des Normalschenkels; Seewerkalk und Schrattenkalk erreichen im Verkehrtschenkel ein Mehrfaches ihrer Mächtigkeit im Normalschenkel. Trotz allem scheint es sich beim Synklinalkeil der Früttlenhörner nicht um eine verfaltete Verkehrtserie zu handeln, deren «Verkehrtschenkel» nun wiederum aufrecht läge; dieser Annahme widerspricht der Zusammenhang mit den Elementen am Nordrande des Langfirns und den verfalteten Serien der Speichstock-Nordwestwand.

Der Keil der Früttlenhörner ist im Süden und im Norden durch schieflaufende listrische Flächen begrenzt. An der gegen Nordosten absteigenden Basisfläche keilt nicht nur die Normalserie Glied für Glied aus; im Ostteil der Früttlenhörner stossen an dieser Fläche auch die Schichtglieder der Verkehrtserie schief ab. Eine unmittelbar an den Normalschenkel der Früttlenhörner anschliessende Fortsetzung, wie sie P. v. SCHUMACHER (1928: Taf. II: Profil II) annehmen möchte, ist kaum zu erwarten (S. 228).

*

[77] Schon J. OBERHOLZER (1933: 54, Taf. 20: Fig. 2) hat an dieser Stelle Seewerkalk unter Schrattenkalk festgestellt und deshalb die Synklinalstruktur der Früttlenhörner in Zweifel gezogen.

Die sich vom Bocktschingel bis in die Früttlenhörner erstreckende Zone mag wohl ursprünglich von einem einheitlichen tektonischen Element gebildet worden sein, das durch wechselnde mechanische Beanspruchung jedoch völlig zerrissen worden ist. All diese Scherben und Schuppen, die wir als Langfirn-Elemente bezeichnen, sind von P. v. SCHUMACHER (1928) und J. OBERHOLZER (1933) der sogenannten «Kammlistock-Decke» zugeordnet worden. R. STAUB (1954: 58, Tab. zu S. 182/183) hat die Schuppen am Langfirn als «Langfirn-Scholle» von der damals von ihm als parautochthon betrachteten Kammlistock-Decke abgetrennt und zusammen mit dem Westteil des Chamerstockes (Geisstritt-Schuppe, F. FREY, 1958; Geisstritt-Platte, R. STAUB, 1961: 311) als Äquivalente der Forrenstock-Scholle am Glärnisch betrachtet. Später hat R. STAUB (1961: Abb. 3) versucht, die Schuppen am Langfirn in Anteile der «Kammlistock-Decke» und solche einer tieferen Digitation der «Glarner-Decke» («Clariden-Nordwand-Schollen») aufzutrennen. Die «Clariden-Nordwand-Schollen» sind aber nichts anderes als die östliche Verlängerung der Neocom-Falten des Chammligrates (S. 249). Eine grundsätzliche Zweiteilung der Langfirn-Elemente am Langfirn selber ist wenig wahrscheinlich. Da andrerseits das Verhältnis der Kreideserie des Chammligrates zur Dogger/Malm-Antiklinale des Chammlistockes noch keineswegs klargestellt ist, dürfte dem Ausdruck «Kammlistock-Decke» für die Zone der Langfirn-Elemente zu entraten sein.

Am Speichstock ist im Dache der Langfirn-Elemente eine Abspaltung einzelner, geringmächtiger, nur aus Schrattenkalk bestehender Lamellen zu beobachten. Zwischen Rotnossenfirn und Langfirn finden wir an der Basis der Langfirn-Elemente eine durchaus vergleichbare Erscheinung, wobei sich allerdings nicht Schrattenkalk-, sondern Seewerkalk-Pakete aus dem Verband der Langfirn-Elemente losgelöst haben. Unter dem tiefsten Schrattenkalkband am Rotnossenfirn hat P. v. SCHUMACHER (1928: 39) eine einfache Serie von Mittlerer Kreide, Seewerkalk und Nummulitenschichten festgestellt. Der Absatz über der von Hergenschiefern gebildeten Verflachung der Ober-Sulzbalm jedoch wird von einer mehrfach verschuppten Abfolge von Seewerkalk und Hergenschiefern aufgebaut. Erst über dem Couloir, das die tiefste Wandstufe in nordöstlicher Richtung durchsetzt, folgen im Dache der Seewerkalk-Schuppen einzelne Linsen von Hergenquarzit.

Nördlich des Langfirns erfolgt somit ein Abreissen einzelner Lamellen aus dem Verbande der Langfirn-Elemente. Dieser Erscheinung kommt deswegen etwelche Bedeutung zu, weil sich in der Schuppenzone des Klausenpasses zahlreiche kleinere und grössere Oberkreide/Eozän-Lamellen vorfinden (S. 228/229).

Vom Gemsfairenjoch bis zum Ostende der Früttlenhörner liegen die Langfirn-Elemente deutlich vor und unter der Gemsfairen/Rotstock-Scholle (Taf. 3: Profile 9/13; J. OBERHOLZER, 1933: Taf. 6: Profile 16/17; P. v. SCHUMACHER, 1928: Taf. II: Profile II/IV). Die Synklinalstruktur der Früttlenhörner hat P. v. SCHUMACHER (1928: 39/40) allerdings dahin gedeutet, dass die Langfirn-Elemente keine tiefere Einheit als die Gemsfairen/Rotstock-Scholle, sondern Reste einer eingewickelten höheren «Decke» seien. Die von ihm als Fortsetzung des völlig zerquetschten Normalschenkels der Früttlenhörner angesehene normalliegende und be-

deutend mächtigere Kreideabfolge an der Westflanke des Talkessels von Fiseten ist jedoch durch eine breite Hergenschieferzone von den Langfirn-Elementen getrennt (J. OBERHOLZER, 1933: 54). Auch wo die Kreideserie der Unter-Sulzbalm jenseits des Ober-Orthaldengrates, unter dem Fulfad, wieder zutage tritt, findet sich in ihrem Dach ein Hergenschieferband. Weder im Kessel von Fiseten noch im Speichstock-Nordwestabfall scheinen daher die davor- bzw. darunterliegenden Serien die unmittelbare geometrische Fortsetzung der Langfirn-Elemente zu bilden. Auf die ringsum von Tertiärschiefern umschlossenen Abfolgen unter dem Fulfad und über der Unter-Sulzbalm werden wir bei der Besprechung der Schuppenzone des Klausenpasses zurückkommen (S. 229/230).

5. DIE SCHUPPENZONE DES KLAUSENPASSES UND DER FULFAD-ZUG

Zwischen die aus mesozoischen und alttertiären Gesteinen aufgebauten Elemente der Claridenkette schaltet sich eine Schieferzone stark wechselnder Mächtigkeit ein. Wohl sind die eozänen Schiefer westlich des Klausenpasses mit der Stirn der Griesstock-Decke, in der östlichen Claridenkette hinwiederum mit der Gemsfairen- und der Chamerstock-Scholle, nördlich des Fätschbaches jedoch mit der Stichplatten-Scholle normalstratigraphisch verbunden; weitaus der Hauptteil der stellenweise recht wirr gelagerten und Spuren wiederholter tektonischer Beanspruchung tragenden Schieferzone kann aber keinem bestimmten tektonischen Element mehr zugeordnet werden.

In die Schieferzone sind schwarmweise angeordnete Seewerkalk/Nummulitenschichten-Lamellen eingeschlossen. Die nach den zahlreichen Lamellen in den Bändern südlich des Klausenpasses Schuppenzone des Klausenpasses benannte Zone (R. STAUB & W. LEUPOLD, 1945) kann von jenen Anteilen der Tertiärschiefermassen, die noch in sicherem Verbande mit einzelnen tektonischen Elementen stehen, nicht sauber abgetrennt werden; unzweifelhaft aber liegt sie östlich des Klausenpasses mit tektonischem Kontakt auf den Kalken der Griesstock-Decke (S. 174, 201).

Aus der Tatsache, dass am Südostabfall des Gemsfairen, am Hergensattel, über den Wissen Chöpf und über den Früttlenhörnern, aber auch über den Wänden der Griesstock-Decke von Fiseten und wiederum nördlich des Fätschbaches (Stoldenrus) Hergenquarzite und pectinitenschieferartige Gesteine die höchste Partie der Schieferzone aufbauen, darf wohl geschlossen werden, dass die Zone der Hergenschiefer in der Gemsfairen/Rotstock-Kette und unter der Stichplatten-Scholle mindestens stellenweise verkehrt liegt. Die Pectinitenschiefer des Gemsfairen-Westgrates dürften sich in jene der Synklinalscharniere der Gemsfairen-Nordwand fortsetzen. Da das Schieferband, das vom Firnlappen des Langfirns gegen den Hergensattel zieht, die Verbindung mit den Schiefern des Hergensattels herstellt, kann ein Teil der am Hergensattel mächtig angeschwollenen Schieferzone als verschürfter und überfahrener Liegendschenkel der Gemsfairen-Scholle gedeutet werden (H. WIDMER, 1949: 84).

Beidseits des Hergensattels liegen Gemsfairen- bzw. Rotstock-Scholle mit scharfer Grenze auf Hergenschiefern. Allerdings ist die Basisfläche der Malmkalke kein glatter,

ebener Schnitt: zahlreiche kleine, zerquetschte und gegen Norden ansteigende Falten zeigen, dass auch noch nach der Überschiebung der höheren Clariden-Elemente auf die Schieferzone Bewegungen stattgefunden haben müssen.

Die Schiefer des Hergensattels stehen mit dem geringmächtigen Schieferband zwischen Griesstockmalm und Rotstock-Scholle in Verbindung; sie lassen sich aber auch um den Synklinalkeil der Früttlenhörner herum bis in den Absatz der Ober-Sulzbalm verfolgen, wo sie die Verflachung zwischen der Orthalden-Schuppe und den Seewerkalk-Lamellen an der Front der Langfirn-Elemente bilden.

Die in die Schiefer eingeschalteten Lamellen liegen südlich des Klausenpasses (Niemerstafler Bänder, Gutschegg) und zu beiden Seiten des Fisetengrates sozusagen ausnahmslos aufrecht (W. BRÜCKNER, 1943: 18, Taf. 2: Profil 1; P. v. SCHUMACHER, 1928: 41). Die festgestellten Verkehrtserien (Fulfad, Hinter-Orthalden, Wängi/Steinberg, Stoldenrus) können überall als kurze Stirneinrollungen normalliegender Elemente gedeutet werden[78]. Die unzähligen kleinen und meist geringmächtigen Lamellen bestehen fast ausschliesslich aus Seewerkalk und Nummulitenschichten. Nur gerade unter der im Kern einer gegen Westen geöffneten Seewerkalk/Assilinengrünsand-Synklinale entspringenden Quelle südwestlich der Vorder-Orthalden (Koordinaten 714 450/194 500/1930) und im Zug der durchwegs kleinen Schürflinge, der sich von der Bergstation des Seilaufzuges der Vorder-Orthalden gegen Osten hin verfolgen lässt, treten einige gut metermächtige Linsen schwach mergeliger, siltiger Kalke der Orbitolinenschichten auf (Koordinaten 714 820/194 670/1890).

Der Grossteil der meist leicht gegen Südosten einfallenden Lamellen hat eine recht geringe seitliche Ausdehnung; lediglich ein Element der Schuppenzone lässt sich über eine grössere Strecke verfolgen. Westlich des Fisetenkreuzes setzt zwischen den beiden Wegen, die von der Fiseten nach der Gemsfairenalp führen, eine Wandstufe ein, die im östlichen Teil von einer aufrechtliegenden Seewerkalk/Nummulitenschichten-Abfolge, südwestlich P. 1981 nur noch von spitz verfalteten Nummulitenschichten aufgebaut wird[79]. Am Hasentrittli, wo die obere Wegspur über den Absatz absteigt, treten wieder scharf mit Assilinengrünsand verfaltete, mit 40—50° gegen Süden einfallende Seewerkalkkeile zutage. Wie schon ALB. HEIM (1906: 427, Taf. IV: Fig. 3) festgehalten hat, stellt die 20—30 m hohe Wandstufe zwischen Fisetenkreuz und Hasentrittli eine etwas zerdrückte, West/Ost-streichende Stirnfalte dar. Nördlich unter dem Fulfad unterlagern wiederum verkehrtliegende Nummulitenschichten den Seewerkalk[79]. Im Kern der Stirnfalte unter dem Fulfad treten Mittlere Kreide und Orbitolinenschichten auf. ALB. HEIM (1906: 427) hat nicht gezögert, die etwas verrutschten, aufrechtliegenden «Gault»/Seewerkalk/Nummulitenschichten-Stufen über dem Teufels-Friedhof und die in spitze Falten gelegte Serie in der Nordostflanke des Tier-

[78] Als einzige Ausnahme könnte die von J. OBERHOLZER (1933: 56) beschriebene, verkehrtliegende Nummulitenschichten/Kreidekalk-Linse unmittelbar im Dache der Griesstock-Decke südöstlich des Fisetenkreuzes angeführt werden; doch ist das Auftreten dieser Lamelle nicht zu bestätigen.

[79] Die Darstellung der älteren Karten (J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910; F. WEBER, 1924a) ist an beiden Orten zutreffender als jene der neuen Glarnerkarte (J. OBERHOLZER, 1942).

alpli jenseits des Claridengletschers als Fortsetzung der Serie unter dem Fulfad zu betrachten. Er hat auch bereits angedeutet, dieses Element könnte auf der Westseite des Chammligrates in dem südlich des Chammlihöreli (P. 2342.7) einsetzenden und in Akkordeonfalten gegen die Chammlialp absteigenden Seewerkalk/Nummulitenschichten-Zug (= «Untere Lamelle des Kammligrates», W. BRÜCKNER, 1943: 19) wiederauftauchen. Die späteren Untersuchungen (W. BRÜCKNER, 1943: 19, 36; J. OBERHOLZER, 1933: 55; P. v. SCHUMACHER, 1928: 41, Taf. II: Profile VIII/IX; W. STAUB, 1911b [Karte]) haben die Auffassung ALB. HEIMS nur bestätigen können.

Das mit Unterbrüchen von der Chammlialp bis zum Fisetenkreuz feststellbare Element kann nach der Stelle, wo es seine grösste Ausdehnung erreicht, Fulfad-Zug genannt werden. Seine stark schwankende Mächtigkeit (P. v. SCHUMACHER, 1928: 10, 41) kommt nur teilweise dadurch zustande, dass seine Schichtreihe lokal etwas vollständiger ist (Tieralpli, Teufels-Friedhof, Fulfad); Stauungen und Zerrungen sind massgebend an der wechselnden Bedeutung dieses Elementes beteiligt.

Westlich des Fisetenkreuzes scheint der Fulfad-Zug auszukeilen. In der Fortsetzung der zusammenhängenden Wandstufe findet sich eine geringmächtige, vorwiegend aus Nummulitenschichten bestehende Lamelle, welche der untere Weg von der Fiseten nach der Gemsfairenalp 180 m westlich des Fisetenkreuzes quert; im Gebiet der Hinter-Orthalden liegen nur noch einzelne, teilweise gedoppelte, kleinere Seewerkalk/Nummulitenschichten-Scherben vor.

*

Kleine Seewerkalk/Nummulitenschichten-Lamellen, deren Assilinengrünsande schon J. J. SCHEUCHZER (1723: 200) als «saxa illa Frumentalia fusci coloris» beschrieben hat, finden sich auch am Fisetenpass selber. Sie sind stellenweise nur durch eine dünne Schieferlage vom Öhrlikalk der Fiseten/Orthalden-Schuppen getrennt. J. BOUSSAC (1912: 382/383, Fig. 124) hat geglaubt, unter dem Fisetenkreuz den Verkehrtschenkel der «nappe de Glaris» aufgefunden zu haben, da er den Kontakt «Lochseitenkalk»/Nummulitenschichten als «incontestablement» stratigraphisch angesehen hat. Dabei hat er allerdings die darunterliegenden Schiefer für «Wildflysch» gehalten (S. 102). Bereits zuvor hatte jedoch J. OBERHOLZER (J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910 [Karte]) festgestellt, dass die Schiefer des Fisetenpasses mit jenen der Schwarzen Platten und dem Schieferzug über der in Linsen aufgelösten Griesstock-Decke am Chamerstock-Südostabfall in Verbindung zu bringen sind[80].

Südöstlich des Fisetenkreuzes folgen fast siltfreie Globigerinenmergelschiefer mit scharfer Grenze auf Griesstockmalm. Erst 30 m über der Basis der Schieferzone schalten sich einzelne Lamellen ein. Ein knapp angeschnittenes Orbitolinenschichten/Seewerkalk-Synklinalscharnier — von J. OBERHOLZER (1933: 56: Fig. 10) als «Valangien-

[80] J. OBERHOLZER und nach ihm auch P. v. SCHUMACHER (1928: Taf. VII: Fig. 2) haben allerdings zwischen Mäderen und Hufenrus die Nummulitenschichten der Blattengrat-Serie als Malmkalk ausgeschieden; später hat jedoch J. OBERHOLZER (1933: 47 Anm. 1) darauf hingewiesen, dass die dürftigen Überreste der Griesstock-Decke über dem früher für Malm gehaltenen Nummulitenkalkzug liegen.

kalk oder Drusbergschichten» gedeutet — ist durch siltige Mergelkalke («Pectinitenschiefer») von einer ersten Seewerkalk/Assilinengrünsand-Lamelle getrennt, über der sich östlich einer kleinen Querstörung eine zweite einschaltet. Nach einer Lage siltiger, mergeliger Kalkschiefer folgt eine 1.8—2 m mächtige, hellgelb anwitternde Bank eines schwach mergeligen Sandkalkes mit bis mm-grossen vorragenden Quarzkörnern, zahlreichen Discocyclinen und kleinen Nummuliten. Unmittelbar über dem Discocyclinensandkalk, stellenweise aber auch nochmals durch ein geringmächtiges Schieferband davon getrennt, liegt mit tektonischem Kontakt Öhrlikalk der Fiseten/Orthalden-Schuppen.

An der Westflanke des Kessels von Fiseten treten einzelne, vielfach an der Stirn leicht eingerollte Seewerkalk/Nummulitenschichten-Linsen auf, die von den Fiseten/Orthalden-Schuppen stets durch ein 8—15 m mächtiges Hergenschieferband getrennt bleiben. Nur lokal, zwischen P. 2229.8 und P. 1988, findet sich unter dem Seewerkalk noch Orbitolinenonkolith (Koordinaten 713 530/192 980/2055). Östlich des Rundloches verdeckt Schutt den Zusammenhang über gut 500 m. Den Sporn K. 2170 südöstlich des Rundloches baut wiederum eine spitze, SW/NE-streichende Seewerkalk/Nummulitenschichten-Antiklinale auf, deren Hangendschenkel sich südwärts etwas zurückfaltet, durch die unwirtliche Wand ansteigt und die untersten Absätze über der Unter-Sulzbalm bildet.

Die Serie über der Unter-Sulzbalm darf wohl als östliche Fortsetzung der Schichtfolge unter dem Fulfad angesehen werden. Da die Schrattenkalk/Nummulitenschichten-Serie über der Unter-Sulzbalm gegen Süden durch einen Hergenschieferkeil abgeschnitten wird (J. OBERHOLZER, 1933: 54), kann die Annahme P. v. SCHUMACHERS (1928: 39/42), der Fulfad-Zug stelle den Normalschenkel der «eingewickelten Kammlistock-Decke» beziehungsweise die unmittelbare nördliche Fortsetzung der Langfirn-Elemente dar, nicht bestätigt werden.

Die fazielle Ausbildung der Schichtglieder des Fulfad-Zuges, insbesondere jene der Nummulitenschichten (S. 190), weist darauf hin, dass der Fulfad-Zug, der heute von den Langfirn-Elementen geometrisch klar getrennt ist, ursprünglich nördlicherer Herkunft als die höheren Clariden-Elemente sein dürfte. Da er wahrscheinlich aus einem Faziesstreifen stammt, der an jenen der Langfirn-Elemente angeschlossen hat, kann er wohl als abgerissene und in Hergenschiefern vorgeschürfte nördliche Fortsetzung der Langfirn-Elemente betrachtet werden.

Das Aussetzen des Fulfad-Zuges westlich des Fisetenkreuzes scheint kaum dem ursprünglichen Ostende dieser Einheit zu entsprechen. Wenn auch aus dem zerfetzten Seewerkalk/Nummulitenschichten-Zug über dem Vorder-Sulz geschlossen werden darf, dass sich die Seewerkalk/Assilinengrünsand-Lamellen unter dem Fisetenkreuz wahrscheinlich nicht — wie P. v. SCHUMACHER (1928: 42) und J. OBERHOLZER (1933: 56/57) angenommen haben — unmittelbar in die kleinen Linsen der Hinter- und der Vorder-Orthalden und noch weniger in die Seewerkalkfahne über der Wängi fortsetzen, so liegen diese Elemente doch in einer ähnlichen tektonischen Stellung wie der Fulfad-Zug. Da auch ihre Schichtglieder gleich ausgebildet sind wie jene des Fulfad-Zuges, liegt die Vermutung nahe, im Gebiet des Fisetenkreuzes sei der Fulfad-Zug erst nachträglich, möglicherweise infolge der Überschiebung der Fiseten/Orthalden-Schuppen, zerrissen worden.

6. DAS OSTENDE DER CLARIDENKETTE AM CHAMERSTOCK

Nachdem ARN. ESCHER (TB, *11*: 1172 o, p) bereits 1867 erkannt hatte, dass die Malm/Kreide-Serie der Chamerstock-Südostwand gegen Nordwesten zu an Mächtigkeit verliert und in tertiären Schiefern stirnt, hat A. ROTHPLETZ (1898: 131, Taf. III: Profil 8) auf die auffällige Zweiteilung der Chamerstock-Gipfelkappe hingewiesen.

Die vom Troskalk bis in die Pectinitenschiefer reichende Serie des östlichen Chamerstocks, die Chamerstock-Scholle, hat P. v. SCHUMACHER (1928) mit der Stichplatten-Scholle und der Sasberg-Platte verglichen, die beide der Glarner-Decke des Schiltgebietes zugeordnet worden waren (J. OBERHOLZER, 1908, 1919), und dabei festgestellt, dass es sich um Teile der gleichen Schubmasse handeln müsse. J. OBERHOLZER (1933: 49 Anm. 2) hat lange gezögert, den tektonischen Zusammenhang Chamerstock-Scholle/Stichplatten-Scholle anzunehmen, weil es ihm «fast unmöglich erschien, dass eine Decke, die am Kammerstock mit deutlicher Stirnumbiegung endigt, sich direkt nördlich davon in der Ortstock-Glärnischgruppe wieder fortsetzen könne». Trotz dieses Einwandes hat er sich der Auffassung P. v. SCHUMACHERS angeschlossen. Mit einem allmählichen Abdrehen der Faltenachsen der sogenannten «Glarner-Decken-Elemente» am Ostende der Claridenkette und einer Fortsetzung der Front der «Glarner-Decke» unter die Ortstockgruppe (J. OBERHOLZER, 1933: 188) stimmt aber weder die Streichrichtung der Stichplatten-Scholle noch der Verlauf der Stirn der Chamerstock-Scholle in der Chamerstock-Nordwand überein.

Drei von Assilinengrünsand umhüllte, schlanke Seewerkalkfalten, deren unterste durch einen weit zurückreichenden Synklinalkeil von Nummulitenschichten nochmals unterteilt ist, stechen in der Chamerstock-Nordwand westwärts in die verfalteten Schiefermassen der «Schwarzen Platten» vor. Eine Seewerkalk/Assilinengrünsand-Klippe jenseits der aus den Schwarzen Platten gegen die Chameralp hinunterziehenden Bachrinne bildet die westliche Fortsetzung der untersten Seewerkalkfalte. Bis knapp über den tiefsten Wandpunkt hinaus ist von Osten her eine schmale und nochmals von Seewerkalk unterlagerte Orbitolinenschichten-Antiklinale vorgefaltet. 80 m weiter östlich findet sich am Wandfuss ein Synklinalscharnier von Schrattenkalk. Verkehrtliegender, stark zerrissener Schrattenkalk stösst bis über den tiefsten Wandpunkt nach Westen vor, biegt dort scharf um, zieht sich nahezu horizontal ostwärts zurück und wird nordöstlich der beiden Chamerstockgipfel erneut hochgefaltet. Unter dieser höheren Schrattenkalk-Antiklinale greifen Seewerkalk und Orbitolinenschichten in geringer Mächtigkeit nur wenig über den Chamerstock-Nordgrat zurück, keilen aus und setzen sich nicht mehr in die Südostwand fort.

Die spitz ausgezogenen Seewerkalkfalten der Chamerstock-Nordwand geben ein klares, jedoch verfälschtes Bild der Stirn der Chamerstock-Scholle. Die Umbiegungen streichen N 70° E und erscheinen nur in der fast streichenden Intersektion der Nordwand so ungewöhnlich spitz ausgezogen. In östlicher Verlängerung der zerrissenen Schrattenkalk-Umbiegung am Fuss der Nordwand sind in die fensterartig zutage tretenden Drusbergschichten zwei kleine, West/Ost-streichende Schrattenkalk-Scharniere eingefaltet.

Das fast west/östliche Streichen der Faltenachsen in der Chamerstock-Nordwand

spricht gegen einen unmittelbaren Zusammenhang von Chamerstock- und Stichplatten-Scholle. Die fast zwei Kilometer weiter im Norden gelegene, SW/NE-streichende Stirn unter der Terrasse des Nussbüel stellt keinesfalls die geometrische Verlängerung der Chamerstock-Scholle dar.

In der durch Stufen und Bänder reich gegliederten Chamerstock-Südostwand wird die allgemein mit 20—30° gegen Südosten einfallende Schichtfolge der Chamerstock-Scholle von etlichen Störungen durchsetzt, die schon in der topographischen Unterlage (LK. Blatt 1173: Linthal) deutlich zum Ausdruck kommen. Während sie J. OBERHOLZER (1933: 48/49, Taf. 20: Fig. 1) als «Bruchspalten» gedeutet hat, sind sie nach der Ansicht P. v. SCHUMACHERS (1928: 31, Taf. VII: Fig. 2) als schräg zum Streichen angeschnittene Falten zu erklären.

An der Hauptstörung, im mittleren Teil der Wand, wird der Schrattenkalk des südwestlichen Wandabschnittes um gut 60 m gehoben; selbst die Grenze Seewerkalk/Assilinengrünsand, die nach der Meinung J. OBERHOLZERS keine auffällige Verstellung mehr erfahren hat, wird noch um fast 20 m höher gesetzt. Die Hauptstörung der Chamerstock-Südostwand ist keine senkrecht stehende Verwerfung, sondern eine steil nordwestwärts ansteigende, schaufelförmig begrenzte Aufschiebung, welche die kretazischen Kalke scharf durchschnitten, im Assilinengrünsand jedoch eine zerrissene Falte gebildet hat. Weiter im Südwesten, unter dem Gratpunkt P. 2152 (T.A.), wird der Schrattenkalk durch eine scheinbar flache Aufschiebung verdoppelt (Koordinaten 716 130/194 450/2030). Im Seewerkalk setzt sich die Störung bedeutend steiler fort; der Assilinengrünsand ist flexurartig verbogen. Die Teilscholle des P. 2152 ist somit nur ein kleines, längs einer listrischen Fläche stärker vorbewegtes Sonderpaket der Chamerstock-Scholle.

Weit deutlicher noch als an der Hauptstörung der Chamerstock-Südostwand lässt sich an der nächstnördlichen Störung erkennen, dass die scharfen Störungslinien nur scheinbare «Brüche» sind [81]. Der Schrattenkalk des zahnförmigen Turmes P. 1989 südöstlich des Chamerstockgipfels P. 2123.6 ist durch eine etwas verschleppte Synklinalumbiegung mit dem tieferliegenden, südlich anschliessenden Schrattenkalk verbunden. In dem von Orbitolinenschichten und Mittlerer Kreide umhüllten Schrattenkalk-Antiklinalscharnier genau südlich des niedrigeren Chamerstockgipfels P. 2091.4 sticht das höhere Schrattenkalkgewölbe der Chamerstock-Nordwand (S. 232) wieder aus. Während unter dem Turm P. 1989 in den Orbitolinenschichten, der Mittleren Kreide und dem Seewerkalk eine Synklinalumbiegung zu erkennen ist, reicht am Chamerstock-Nordgrat lediglich ein enggequetschter Orbitolinenschichten/Seewerkalk-Keil gegen die südostwärts hinunterziehende Steinschlagrinne hinüber und mündet dort in eine scharfe Scherfläche ein. Die Serie des Turmes P. 1989 und des östlichen Chamerstockgipfels ist somit im Süden durch eine Mulde mit der darunterliegenden Schichtfolge verbunden, im Norden aber ist der Zusammenhang mit der tieferen, bis weit in die Chamerstock-Nordwand reichenden Vorwölbung zerrissen.

---

[81] Von Mittler-Guetbächi aus allerdings, von wo aus die Beobachtungen J. OBERHOLZERS (TB, *52*: 30) erfolgt sind, erscheint die Schichtfolge südlich der vom Chamerstockgipfel P. 2123.6 gegen Südosten hinunterziehenden Felskante scharf abgesetzt.

Durchaus vergleichbare Erscheinungen finden sich im südwestlichen Teil der Chamerstock-Südostwand, am Grat über Ober-Bärenboden. 200 m nordöstlich Ober-Bärenboden durchsetzt eine NW/SE-streichende Störung die Troskalkwand der Chamerstock-Scholle. Im tieferen Abschnitt des Troskalkes scheint die Scherfläche vertikal zu verlaufen; auf K. 1950 jedoch ist der Troskalk des südlichen, etwas gehobenen Flügels in eine gegen Nordwesten stirnende Falte gelegt. Die Umbiegung im Öhrlikalk kommt auf den nordöstlich anschliessenden Schrattenkalk zu liegen, der seinerseits mit Drusbergschichten stark verfaltet und zusammen mit der darüberliegenden Schichtfolge an einer gegen Nordwesten hinaufziehenden Scherfläche unter dem Seewerkalksporn südöstlich P. 2162 gegen den Chamerstockgrat hin vorgeschleppt ist. Das etwas verwürgte Schrattenkalk-Scharnier des südwestlichsten Elementes der Chamerstock-Südostwand baut die Felsnase P. 2082 über Ober-Bärenboden auf. Während nordöstlich P. 2082 der Schrattenkalk an einer scharfen, stellenweise von einer Kakiritzone begleiteten Scherfläche auf den liegenden Seewerkalk vorgeschoben ist und die tieferen Schichtglieder mit enggequetschten Stirnfalten an der gegen Südosten eintauchenden Scherfläche abstossen, liegen auf der Südwestseite der Schrattenkalknase P. 2082 deutliche, wenn auch stark zerquetschte Falten vor (Abb. 18). Die Seewerkalk/Nummulitenschichten-Stirn (J. OBERHOLZER, 1933: 48) ist in mehrere, gegen Nordwesten gerichtete Kleinfalten gelegt und zieht sich über den Rinnen südlich der höchsten Erhebung des Chamerstocks, P. 2162, gegen Südosten zurück.

Eine vom Schrattenkalk bis in die Nummulitenschichten reichende Serie, deren oberster Abschnitt in enggequetschte Falten gelegt ist, bildet die Rippe P. 1915.3 jenseits der sich zur Flöschrus vereinigenden Bachrinnen. Den höchsten Punkt der stark verscherten Rippe, P. 1927, baut eine auf Assilinengrünsand ruhende, winzige Seewerkalk-Klippe auf.

Westlich der Alphütte von Ober-Bärenboden treten beidseits der Flöschrus unter der Gehängeschuttdecke gelbgrau anwitternde Felsen hervor. In der Ostflanke sind die Gesteine stark zerklüftet; die Fluh westlich der Rus ist, namentlich zuoberst, grobgebankt und fällt flach gegen Nordwesten ein. Der massige, schwach dolomitische, onkolithische Kalk, seit langem (J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910 [Karte]) für Malm gehalten, entspricht der mittleren, grobonkolithischen Partie des Öhrlikalkes am Grat über Ober-Bärenboden.

Die Stellung der hellen Kalke in der Flöschrus ist stets fraglich geblieben. P. v. SCHUMACHER (1928: 29, 31, Taf. III) hat sie bald zur Griesstock-, bald zur Glarner-Decke gerechnet; J. OBERHOLZER (1933: 48) jedoch hat vermutet, sie seien mit der höhergelegenen Kreide/Tertiär-Serie zu verbinden, von der er zusammen mit P. v. SCHUMACHER angenommen hat, sie sei «versackt» oder «tektonisch abgesunken», «da alle ihre Schichten wesentlich tiefer liegen als am benachbarten Kammerstockgipfel». Da aber die Stirn der Chamerstock-Scholle schon im Einzugsgebiet der Flöschrus zurückweicht, ist es durchaus denkbar, dass in der verfalteten Serie der Rippe südwestlich der Flöschrus eine tiefere Stirnfalte der Chamerstock-Scholle zum Vorschein kommt, zu welcher auch der Öhrlikalk der Flöschrus gehört. Für diese Annahme spricht, dass am Grat über Ober-Bärenboden Zementsteinschichten weit um die Troskalk-Scharniere zurückgreifen, so dass sich der Öhrlikalk des Grates, süd-

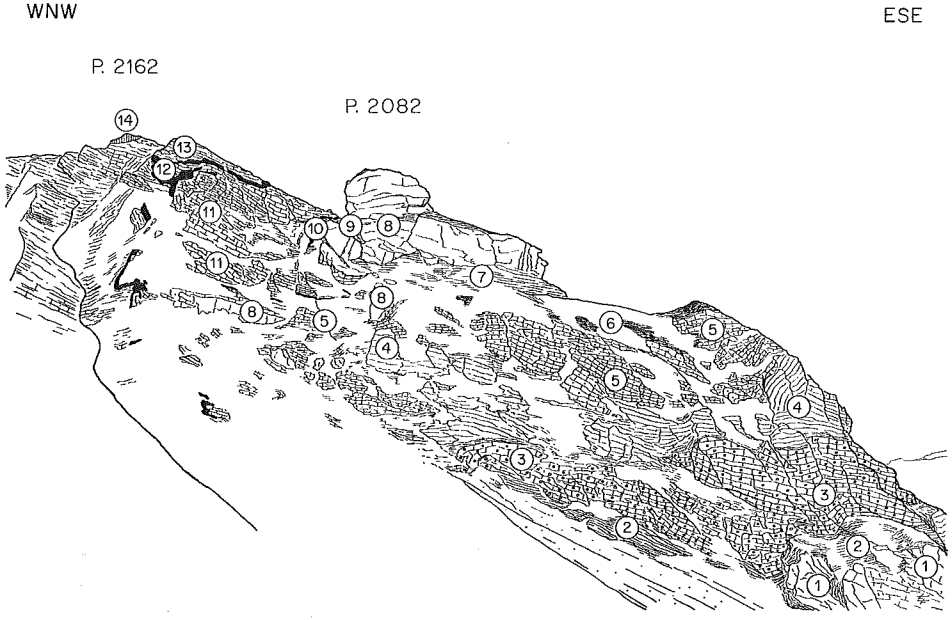


Abb. 18. Die Stirn der Chamerstock-Scholle am Grat oberhalb Ober-Bärenboden (gesehen von P. 1927 aus).

Klippe der Fiseten-Schuppe
14 Öhrlikalk

Chamerstock-Scholle
13 Pectiniten- und Globigerinenschiefer
12 Nummulitenschichten
11 Seewerkalk
10 Mittlere Kreide
9 Orbitolinenschichten
8 Schrattenkalk
7 Drusbergschichten
6 Mittlerer Kieselkalk
5 Unterer Kieselkalk
4 Valanginiankalk
3 Öhrlikalk
2 Zementsteinschichten
1 Troskalk

wärts steil absteigend, recht gut in die zerscherten Felsen der Flöschrus fortsetzen kann[82].

Von den Troskalk/Zementsteinschichten-Falten in der Wandstufe über der Mäderen bis hinauf zu den Assilinengrünsand-Antiklinalscharnieren wenig unter dem Chamerstockgrat verlaufen die Strukturen in der Chamerstock-Südostwand fast ausschliesslich SW/NE; in den frontalen Elementen der Chamerstock-Nordwand hingegen sind WSW/ENE-streichende Falten zu erkennen. Interferenzen zwischen beiden Achsenrichtungen treten am Chamerstock-Nordgrat auf. Auffällig ist, dass die etwas vorbewegten Elemente der Chamerstock-Südostwand auf der Nordostseite jeweils

[82] Nach der Darstellung J. OBERHOLZERS (1933: 48; 1942 [Karte]) wäre diese Annahme nicht sehr wahrscheinlich. Die schmale Hergenschieferzone, die über der Mäderen die geringmächtigen Überreste der Griesstock-Decke (S. 204) vom Troskalk der Chamerstock-Scholle trennt, verschwindet jedoch schon vor dem südlichen Ast der Mäderenrus unter Gehängeschutt.

weit schärfer von ihrer Unterlage abgetrennt sind als auf der Südwestseite. Die aus einer klaren Faltenverbindung in eine listrische Fläche übergehende Trennung lässt auf ein nachträgliches Abwürgen ursprünglich eher WSW/ENE-gerichteter Falten schliessen. Da die Kakirite längs der gegen Nordwesten ansteigenden Scherflächen kaum rekristallisiert sind, kann ein scheinbar aus Südosten kommender Schub zu einem Zeitpunkt geringer Überlastung gewirkt haben; die nachträgliche Drehbewegung kann aber auch mit solcher Geschwindigkeit erfolgt sein, dass sich die Kalke nicht «plastisch» verhalten haben. Welche dieser beiden Annahmen zutrifft, ist nicht zu entscheiden (S. 246).

*

Der tiefste Abschnitt der vom Einzugsgebiet der Flöschrus über den Chamerstockgrat ziehenden und nordwestwärts in die Schwarzen Platten abtauchenden Tertiärschieferzone ruht normalstratigraphisch den Nummulitenschichten der Chamerstock-Scholle auf (S. 175), der höhere Teil hingegen ist stark verschert und verwalzt. Durch diese Tertiärschieferzone wird die Chamerstock-Stirn von der Kalkplatte des westlichen Chamerstocks, der Geisstritt-Schuppe[83], getrennt. Die schief aus ihrem ursprünglichen Verband herausgerissene, stellenweise mit Kieselkalk, meist aber mit Drusbergschichten oder Schrattenkalk einsetzende Geisstritt-Schuppe steht mit keinem anderen Clariden-Element mehr in sichtbarem geometrischem Zusammenhang.

In ihrem Südteil ist die Geisstritt-Schuppe von einer verkehrtliegenden und nördlich P. 2152 (T. A.) etwas verschuppten Seewerkalk/Nummulitenschichten-Lamelle unterlagert, die sich am Südwestrand der Schwarzen Platten, ständig an Mächtigkeit verlierend, bis gegen den Geisstritt hin verfolgen lässt. An der scharfen, schwach verbogenen, nordwestwärts absteigenden Schrattenkalk-Unterfläche wird die basale Lamelle an einzelnen Brüchen stufenweise tiefer gesetzt.

Die über dieser Lamelle folgende, nordwestwärts eintauchende und von einzelnen Brüchen durchfahrene Platte ist in ungefähr SW/NE-streichende Falten gelegt, deren Verlauf durch die Erosionsfenster der wirr gelagerten Drusbergschichten im Schrattenkalk-Karrenfeld angedeutet wird. Die Schrattenkalk-Platte der Chrächen wird auf K. 1865 nordwestlich des Geisstritt durch eine steil gegen Südosten einfallende Scherfläche begrenzt. 20 m tiefer setzt der Schrattenkalk wieder ein. Drusbergschichten und Kieselkalk steigen an dieser Störung in gequälten Falten nordwestwärts ab und ziehen hierauf bis gegen den Sattel K. 1785 hin fast horizontal durch. 30 m vor dem Sattel taucht die Kieselkalk/Drusbergschichten-Serie nordwestwärts ziemlich steil zur Tiefe. Über ihr liegt, nur durch geringmächtigen Schrattenkalk und einen Quarzit der Mittleren Kreide getrennt, geschieferter Seewerkalk, dem südlich des Sattels K. 1785 mit

[83] Dieses Element ist nach dem von der Chameralp gegen den Fisetengrat hinaufführenden Geisstritt benannt worden (F. Frey, 1958). Die Bezeichnung Geisstritt ist in der LK. (Blatt 246: Klausenpass, Ausgabe 1951; Blatt 1173: Linthal, Ausgabe 1961) in der Wandstufe südlich des oberen Stafels der Chameralp auf K. 1920 bzw. K. 1880 zu finden. Der allerdings nur selten begangene, aber markierte Pfad über den Geisstritt führt jedoch um den einzelnen Schrattenkalkkopf P. 1998 herum und erreicht die Hochfläche des westlichen Chamerstocks auf etwa K. 2000.

scharfer Grenze eine massige Schrattenkalkfluh mit einem spitz ausgezogenen Synklinalkeil von Seewerkalk aufruht.

Der Sattel K. 1785 westlich von Chameralp-Oberstafel ist durch eine tektonische Störung bedingt, deren Verlauf in den stark überwachsenen Felsköpfen nicht mit Sicherheit festzulegen ist. Da jedoch die Tertiärzone im Hangenden der Seewerkalkfahne über der Wängi bis fast an den Sattel zurückreicht und die Strukturen im Schrattenkalk der Geisstritt-Schuppe südlich des Sattels eindeutig über den Schrattenkalkkopf P. 1788 (südlich P. 1790.6) hinauszielen, darf wohl angenommen werden, dass es sich nicht um eine vertikal stehende Störung (Blattverschiebung), sondern um eine flach gegen Nordwesten ansteigende Scherfläche handelt, längs welcher die Geisstritt-Schuppe der sich gegen Südwesten in die Seewerkalk-Antiklinale über der Wängi fortsetzenden Serie der Köpfe über dem Steinberg aufgeschoben worden ist (Taf. 3: Profil 5).

Der Seewerkalk der Front der Geisstritt-Schuppe zieht sich vom Sattel K. 1785 gegen Südwesten zurück; nur wenig höher keilen Globigerinenschiefer und Seewerkalk aus, so dass auf K. 1890 Öhrlikalk der Fiseten-Schuppe mit scharfer Grenze auf Schrattenkalk der Geisstritt-Schuppe liegt. Längs des gegen den Fisetengrat hinaufziehenden Kontaktes Öhrlikalk/Schrattenkalk schalten sich wiederholt kleinere und grössere Linsen von Seewerkalk, stellenweise auch solche von Orbitolinenschichten ein. Auf K. 2050 setzt ein bis an den Fisetengrat hinauf verfolgbarer Seewerkalkzug ein, der von der Schrattenkalk-Platte der Chrächen durch einen schwach glaukonitischen, feinstglimmerigen Sandkalk tertiären Alters getrennt ist. Ob die bis auf K. 2000 verfolgbare Orbitolinenschichten-Mulde im frontalen Teil der Schrattenkalk-Platte der Chrächen als Synklinale oder als stratigraphische Einschaltung zwischen Unterem und Oberem Schrattenkalk zu deuten ist, lässt sich nicht entscheiden (S. 163).

Der Öhrlikalk der Fiseten-Schuppe erreicht in der Gegend von P. 2125 den Fisetengrat nirgends, sondern setzt auf K. 2110 an einer N 75° E streichenden Störung aus, deren Verlauf an zahlreichen Einsturztrichtern zu erkennen ist. Der durch den Seewerkalk/Nummulitenschichten-Keil davon getrennte Schrattenkalk der höheren Partie der Chrächen ist stellenweise derart verwalzt, dass er von J. OBERHOLZER (1942 [Karte]) als «Lochseitenkalk» ausgeschieden worden ist (S. 160).

*

Nordwestlich vor der Front der Geisstritt-Schuppe liegt die Serie der Köpfe über dem Steinberg (Taf. 3: Profil 5). Vom Sattel K. 1785 zieht eine zerquetschte, höhere Schrattenkalk-Antiklinale nordwärts, der am Kopf P. 1788 einzelne Relikte von Orbitolinenonkolith aufgesetzt sind; westlich P. 1790.6 streicht sie in die Luft aus. Ein tieferes Schrattenkalk-Scharnier steigt, an drei N 40° E streichenden Querbrüchen stufenweise tiefer gesetzt, nordwärts rasch ab und bildet unter P. 1790.6 gerade noch den tiefsten Wandfuss (S. 137). Im Aufbruch der Antiklinale nördlich P. 1790.6 und unter dem Ostteil der tieferen Seewerkalkfluh (P. 1704, P. 1714) treten nochmals Orbitolinenschichten und Mittlere Kreide auf. Die Serie streicht gegen Südwesten zurück und setzt sich in die antiklinal gebaute Seewerkalkfahne über der Wängi fort, deren

Kern nur gerade südöstlich der Wängi nochmals bis auf Orbitolinenschichten abgetragen ist (Koordinaten 715 275/195 110/1790). Noch vor den Anrissen unter dem Geissblätz taucht der von Assilinengrünsand umhüllte Seewerkalk im Tertiärschiefermantel unter. In seiner Verlängerung finden sich einzelne Seewerkalk/Assilinengrünsand-Scherben; eine etwas grössere Lamelle krönt auf K. 2090 den Fisetengrat.

Es ist durchaus möglich, dass in der Serie über dem Steinberg und über der Wängi der vom tiefsten Wandfuss nordwestlich des Gemsfairenjoches bis gegen das Fisetenkreuz hin zusammenhängend aufgeschlossene Fulfad-Zug wieder zum Vorschein kommt, der wahrscheinlich durch die am westlichen Fisetengrat lokal etwas tiefer greifende Überschiebung der Fiseten/Orthalden-Schuppen zerrissen worden ist (S. 231).

Ob die basale Lamelle unter der südlichen Geisstritt-Schuppe von der Stirn der Geisstritt-Schuppe oder vom Verkehrtschenkel der Serie am Steinberg abgesplittert ist, lässt sich nicht entscheiden; jedenfalls liegt sie — im Gegensatz zu den kleinen Seewerkalk/Assilinengrünsand-Lamellen, welche die winzigen Klippen der Fiseten-Schuppe bei P. 2148.2 vom Schrattenkalk der Geisstritt-Schuppe trennen, welche aber auch wiederum im Liegenden der Öhrlikalk-Klippe von P. 2162 auftreten — deutlich verkehrt.

*

Bergsturz- und Gehängeschutt verdecken auf der oberen Chameralp die Fortsetzung der axial schwach ostwärts absteigenden Elemente des westlichen Chamerstocks. Erst in der Stoldenrus nördlich der Klausenstrasse hat J. OBERHOLZER (1933: 57) wiederum Kreide/Eozän-Lamellen der Schuppenzone des Klausenpasses aufgefunden. Doch hat bereits A. ROTHPLETZ (1898: Taf. 3: Fig. 8, 14) am Grat östlich der Chameralp Verschuppungen festgestellt[84].

In der oberen Alpbergrus keilt der Griesstockmalm auf K. 1450 südöstlich des mittleren Stafels der Chameralp aus (S. 203); im oberen Hüttenwald liegen über Mergelschiefern der Blattengrat-Serie Sandkalkschiefer der Schuppenzone. Ihnen ist am Grat östlich der Chameralp eine etwa 12 m hohe Felszacke (Turm P. 1558) aus massigem Seewerkalk und Assilinengrünsand aufgesetzt (A. ROTHPLETZ, 1898: Taf. 3: Fig. 13). Troskalk bildet die Gipfelkappe des 75 m weiter südwestlich gelegenen Turmes P. 1612, wo ein knapp metermächtiges Band einer verwalzten, normalliegenden Tertiärabfolge (Pectinitenschiefer, Discocyclinensandkalk und Glaukonitkalk) die Troskalk-Klippe vom darunterliegenden, gut 30 m mächtigen, massigen Seewerkalk trennt. Unter dem Seewerkalk folgt am Westfusse des Turmes ein zerquetschter Synklinalkeil von Nummulitenschichten und Seewerkalk, der mit scharfer Grenze dunklen, siltigen Globigerinenschiefern aufruht. An einer flexurartigen Störung biegt dieses Schichtpaket unter der Lücke K. 1585 zwischen den beiden Türmen P. 1612 und P. 1617 hoch; die einzelnen Horizonte verlieren an Mächtigkeit und keilen noch in der Nordwestflanke des Turmes P. 1617 aus. Etwas weiter gegen Süden sind die

[84] An diesem Grat hat J. OBERHOLZER (J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910 [Karte]) unter dem Troskalk der Chamerstock-Ostwand eine verkehrtliegende Seewerkalk/Nummulitenschichten-Lamelle eingetragen, die auf der neuen Glarnerkarte (J. OBERHOLZER, 1942) fehlt.

Seewerkalk/Nummulitenschichten-Lamellen in der Ostflanke des mit dem Turm P. 1617 einsetzenden «Chilchligrates» zu verfolgen. Nach gut 100 m aber verschwinden sie unter Schutt.

Südlich der Schuttrinne unter der Lücke K. 1685, an der Chilchenrisi, ist auf K. 1610 der Troskalk der Chamerstock-Scholle durch eine steil gegen ENE einfallende, 0.6—0.8 m dicke Kakirit-Zone von einem flach gegen Osten abtauchenden Schichtpaket getrennt (Koordinaten 716 660/195 140). Die normalliegende, kaum 6 m mächtige Folge von Schrattenkalk, Orbitolinenschichten und Seewerkalk verliert gegen Süden zu an Mächtigkeit. Ein Troskalk-Felssturz verdeckt ihre Fortsetzung. Gut 20 m tiefer besteht der etwas versackte Felskopf K. 1590 am Südrand der Chilchenrisi aus einer ebenfalls aufrechtliegenden Serie von Schrattenkalk, Orbitolinenschichten, Mittlerer Kreide, Seewerkalk und Assilinengrünsand (Koordinaten 716 690/195 140).

Einen grösseren Aufschluss der unter dem Troskalk der Chamerstock-Scholle liegenden Abfolge finden wir gut 50 m weiter im Südosten, jenseits des von Troskalkschutt bedeckten Hanges.

Profil durch die Schuppe unter der Chamerstock-Scholle in der obersten Chilchenrus (Wandfuss östlich des Turmes P. 1845 im Chamerstock-Nordgrat)

[Koordinaten: (15) 716 720/195 080/1605; (1) 716 750/195 095/1565]

Heller, salinischer Troskalk der Chamerstock-Scholle. — Scharfe, schwach gegen Osten einfallende Schubfläche.

Seewerkalk:

(15) 0.9—1 m heller, stark verschieferter, feinstkörniger Kalk mit einzelnen Tonhäuten. — Übergang.
(14) 0.4—0.7 m marmorisierter, schwach siltig-feinsandiger Kalk. — Grenze.

(13) 0.2 m Mittlere Kreide: düster anwitternder, zäher, feinkörniger, schwach onkolithischer Kalksandstein mit bis mm-grossen Phosphoritknöllchen und einzelnen Glaukonitaggregaten. — Grenze.

Orbitolinenschichten:

(12) 4.5—5 m hellbraungrau anwitternder, im Bruche blaugrauer, feinkörniger, etwas siltig-feinonkolithischer Kalk mit einzelnen Milioliden. — Rascher Übergang.
(11) 0.4—1.2 m dunkelbraungrauer, verschieferter, feinstglimmeriger, siltiger Kalk. — Grenze.
(10) 3.5—4 m hellbraungrau anwitternde, weitgehend marmorisierte Bank eines im Bruche blaubraungrauen, leicht onkolithisch-siltigen Kalkes mit zahlreichen rötlichen Fetzchen und Bruchstücken hochkonischer Präorbitolinen. — Grenze.
(9) 0.6 m braungrau anwitternder, im Bruche rötlichgrau/blaugrau gefleckter, siltiger, limonitischer Onkolith mit einzelnen gröberen Quarzkörnern; zahlreiche gerollte Orbitolinen, Milioliden, Pseudocyclamminen und Textulariden. — Grenze.

(8) 3—4.5 m Schrattenkalk: massige, hellanwitternde Bank eines im Bruche hellen, schlierig-lagig marmorisierten, splittrig brechenden, schwach onkolithischen Kalkes. — Scharfe Grenze.

Orbitolinenschichten:

(7) 0.5 m braungrau anwitternder, inwendig dunkelblaugrauer, schwach mergelig-siltiger, feinonkolithischer Kalk. — Rascher Übergang.
(6) 0.4 m braungrau anwitternder, onkolithischer Kalk wie (10). — Grenze.

(5) 0.8—1 m Schrattenkalk: massiger, hellanwitternder Kalkmarmor von lagig-fluidaler Textur wie (8). — Grenze.

(4) 0.9 m Orbitolinenschichten: braungrau anwitternder, onkolithischer Kalk wie (10). — Scharfe Grenze.

(3) 0.4 m Mittlere Kreide: düster anwitternder Kalksandstein mit Phosphoritknöllchen und Glaukonitfetzen sowie einzelnen Onkoiden. — Grenze.

(2) 4 m Orbitolinenschichten: stark verschieferter, schwach siltiger, onkolithischer Kalk. — Grenze.

(1) 0.8—1 m Schrattenkalk: hellanwitternder, schlierig marmorisierter Kalk wie (8). — Scharfer tektonischer Kontakt.

Hergenschiefer: blaubraungrau anwitternde, knorrige, siltige Schiefer; zuoberst eine glimmerführende, zähe, feinkörnige Kalksandsteinbank.

Die über den Hergenschiefern folgende Kreideserie lässt sich in zwei Abschnitte unterteilen. Im Liegenden der hellanwitternden Schrattenkalkbank (8) der aufrechten, höheren Partie folgt ein verfalteter und verscherter Schichtstapel, der durch das gegen Norden absteigende Schrattenkalkband schief abgeschnitten wird. Gegen Süden lässt sich die allmählich an Mächtigkeit verlierende Normalserie über gut 50 m verfolgen. Die nördliche Fortsetzung der Kreideserie der obersten Chilchenrus dürfte wohl in den Felsköpfen südlich der Chilchenrisi und in den Schuppen am Grat östlich der Chameralp zu suchen sein.

P. v. Schumacher (1928: 31) und J. Oberholzer (1933: 48) haben die Seewerkalk/Nummulitenschichten-Schuppen am Nordgrat des Chamerstocks als «verkehrten Mittelschenkel» der Abfolge des östlichen Chamerstocks gedeutet. Gegen diese Annahme sprechen aber folgende Tatsachen:

a) Die Lamellen liegen vorwiegend aufrecht. Die Verkehrtserie in der Westflanke des Turmes P. 1612 ist mit der darunterliegenden Normalserie durch eine Umbiegung verbunden und bildet deren hangender Verkehrtschenkel. Im tieferen Abschnitt der Kreideserie der obersten Chilchenrus ist für einzelne Schichtglieder verkehrte Lagerung anzunehmen; es dürfte sich dabei jedoch um überfahrene Teile der darüberliegenden Normalserie handeln.

b) Die Strukturen der basalen Lamellen laufen schief zu den West/Ost- bis SW/NE-streichenden Faltenachsen der Chamerstock-Scholle. Die Tertiärmulde zwischen den beiden Seewerkalk-Lamellen am Grat östlich der Chameralp streicht N 170° E; die Faltenachsen der Serie in der obersten Chilchenrus verlaufen N 150° E.

Einen Hinweis auf die Zuordnung der Schuppen am Grat östlich der Chameralp vermag uns die Ausbildung der beteiligten Gesteine zu geben. Den über dem Assilinengrünsand folgenden, mergeligen Feinsandkalk mit Discocyclinen-, Nummuliten- und Lithothamnientrümmern (Discocyclinensandkalk) finden wir in den Lamellen der Schuppenzone des Klausenpasses und in der Stichplatten-Scholle wieder. In den gleichen Einheiten kennen wir auch den ausserordentlich hellen, splittrigen und lediglich von einzelnen Tonhäuten durchzogenen Seewerkalk. Der von feinen phosphoritischen Knöllchen und glaukonitischen Fetzchen durchsetzte, geringmächtige Kalksandstein der Mittleren Kreide, die siltigen, onkolithischen Orbitolinenschichten und

der massige Schrattenkalk sind den entsprechenden Horizonten an den Früttlenhörnern, unter dem Fulfad und in der Stichplatten-Scholle zu vergleichen. Einzig der grobe, stellenweise hellrote, limonitische Onkolith der Orbitolinenschichten (9) konnte nirgendwoanders im Untersuchungsgebiet mehr aufgefunden werden.

Die Schuppen am Grat östlich der Chameralp dürften kaum den Verkehrtschenkel der Chamerstock-Scholle darstellen. Viel eher ist an eine Verbindung der heute aus ihrem ursprünglichen Verbande völlig losgerissenen Schürflinge mit der Abfolge über dem Steinberg zu denken. Ihre Schichtreihe zeigt aber auch eine auffällige Übereinstimmung mit jener des Westendes der Stichplatten-Scholle.

*

Es unterliegt keinem Zweifel, dass die SW/NE-streichende, aus einer vom Troskalk bis in die Nummulitenschichten reichenden Schichtfolge aufgebaute und von steil gegen Süden einfallenden Brüchen durchsetzte Stichplatten-Scholle ein heute völlig aus dem Verband gerissenes Element ist. Sie kann nicht die geometrische Fortsetzung der in der Chamerstock-Nordwand deutlich stirnenden Chamerstock-Scholle sein (S. 233). Der bisher meist als sicher angenommene Zusammenhang mit den weiter im Norden, unter dem Deckenstapel der Glärnischgruppe liegenden, geringmächtigen basalen Schuppen (Nidfurner-Serie und Stöckli-Serie) ist schon in der Gegend von Braunwald reichlich fragwürdig (S. 203).

Die Stichplatten-Scholle setzt sich auch nicht in die Sasberg-Platte fort. Zwar ist die Annahme nicht rundweg abzulehnen, die südöstliche Verlängerung der Wandstufe unter dem Nussbüel, die irgendwo über der nördlichen Vorstegstock-Gruppe zu erwarten wäre, könnte nicht im Abschnitt östlich der Linth noch nachträglich weiter gegen Norden vorgeschürft worden sein. Die faziellen Gegensätze zwischen Sasberg-Platte und Stichplatten-Scholle sind jedoch zu gross (S. 192), als dass ein unmittelbarer Zusammenhang angenommen werden dürfte. Es fehlen auch Anhaltspunkte, aus denen auf ein flexurartiges Absteigen von «Sasberg-Elementen» über nahezu 1000 m quer über das Linthtal zu schliessen wäre; vielmehr ist die Front der Sasberg-Platte über dem Arvenegg an einer flach gegen Nordwesten ansteigenden Fläche basalen, stark zerscherten und im obersten Abschnitt sicher verkehrtliegenden Scherben von Troskalk, Öhrlikalk und Valanginiankalk aufgeschoben. Die den entsprechenden Erscheinungen in der Gemsfairen-Südflanke (S. 211) durchaus vergleichbare steile Auffaltung beziehungsweise Aufschiebung von Troskalk über Unterkreide zwischen Fruttlaui und Gräblirus weist allerdings darauf hin, dass die südöstliche Fortsetzung der Stichplatten-Scholle an flexurartigen Störungen hochgebracht worden sein könnte. Zeigt aber nicht gerade die Tatsache, dass sich östlich der Linth, in der Hausstock-Gruppe, nur verhältnismässig geringmächtige, stellenweise jedoch noch durchaus in einzelne tektonische Elemente aufzulösende Abfolgen in subhelvetischer Stellung unter dem Verrucano der helvetischen Hauptschubmasse vorfinden (L. WYSSLING, 1950: 41, Taf. 1, 3), dass die rückwärtigen Abschnitte der Stichplatten-Scholle möglicherweise gar nicht über dem hintersten Linthtal liegen geblieben, sondern an der Front der helvetischen Hauptschubmasse weiter nach Norden vorgeschürft worden sein könnten?

Aus den Verhältnissen am Südwestende der Stichplatten-Scholle geht hervor, dass auch gegen Westen keine unmittelbare Fortsetzung der Stichplatten-Scholle zu erwarten ist (Abb. 19). Eine schief durch die Schichtreihe schneidende listrische Fläche bildet die südwestliche Begrenzung der Stichplatten-Scholle in der Balmwand und in der Stoldenrus. Schon unter der Balmwand keilen Troskalk und Öhrlischichten aus; in den östlichen Seitenarmen der Stoldenrus enden Valanginian- und Kieselkalk. Gerade östlich des Hauptastes der Stoldenrus sticht die spitze, axial flach gegen ENE abtauchende Stirnfalte von Oberem Schrattenkalk und Mittlerer Kreide aus (Koordinaten 716 470/196 950/1330). Im prächtigen Felszirkus der Stoldenrus liegt Seewerkalk auf Globigerinenschiefern. Gegen Westen zu verliert der Seewerkalk an Mächtigkeit. Assilinengrünsand und Discocyclinensandkalk greifen um das WSW/ENE-streichende Seewerkalk-Scharnier zurück. Der Discocyclinensandkalk des Verkehrtschenkels erreicht gerade noch den Westarm der Stoldenrus. An den steil gegen SSE einfallenden Discocyclinensandkalk ist 10 m östlich der Bachrinne ein antiklinal gelagertes Relikt von Seewerkalk und Assilinengrünsand geklebt (Koordinaten 716 385/196 945/1355). Da Globigerinenschiefer an die Seewerkalk/Nummulitenschichten-Stirnfalte hochgefaltet sind, kann sie nicht die sich gegen WSW in die Luft aushebende, von der Erosion verschonte Stirn eines ursprünglich weit grösseren Elementes sein. Vielmehr hat eine listrische Fläche die Schichtfolge derart durchfahren, dass die Stichplatten-Scholle östlich des Westarmes der Stoldenrus ausser Nummulitenschichten nur gerade noch einen winzigen Seewerkalkspan aufweist und wenig weiter westlich wohl endgültig auskeilt.

Unter der Stirnumbiegung der Stichplatten-Scholle folgt in der Stoldenrus und ihren östlichen Seitenarmen ein ebenfalls durch schieflaufende listrische Flächen begrenztes, wiederum antiklinal gelagertes Element, das gegen Osten zu schwach abtaucht. Zwischen den beiden östlichen Seitenarmen der Stoldenrus wird es an einer steil gegen Nordwesten ansteigenden Scherfläche etwas höher gesetzt und lässt sich ostwärts bis unter die Balmwand verfolgen. Die gegen Osten stets jüngere Schichtglieder verlierende und ältere Horizonte aufnehmende Schuppe ist ein von der Stirn der Stichplatten-Scholle abgesplittertes und nur wenig überfahrenes Element. Ein Vergleich der Feinstrukturen ergibt, dass es wahrscheinlich unmittelbar südwestlich an die Stirnfalte der Stichplatten-Scholle angeschlossen und sich an einer schief durch die Schichtreihe laufenden Fläche davon abgelöst hat.

Im Liegenden der tieferen Abspaltung der Stichplatten-Scholle findet sich in der Stoldenrus eine weitere, ebenfalls antiklinal gelagerte und nur aus Seewerkalk und Nummulitenschichten bestehende Lamelle, die Schuppe der Stoldenrus.

1.5 Kilometer weiter im Süden liegen am Grat östlich der Chameralp kleine Elemente, deren Schichtreihe jener der Stichplatten-Scholle weitgehend entspricht, mit einer völlig abnormen Streichrichtung unter dem Troskalk der Chamerstock-Scholle (S. 238/241). Es ist nicht von der Hand zu weisen, dass in der Schuppe der Stoldenrus und in den Elementen am Grat östlich der Chameralp tiefere, südwestlich an die Stichplatten-Scholle anschliessende Späne vorliegen können, die von der Stichplatten-Scholle abgetrennt und überfahren worden sind; die Schuppen am Grat östlich der Chameralp sind sogar so weit zurückgeblieben, dass sie auch noch unter die später nachrückende Chamerstock-Scholle geraten sind.

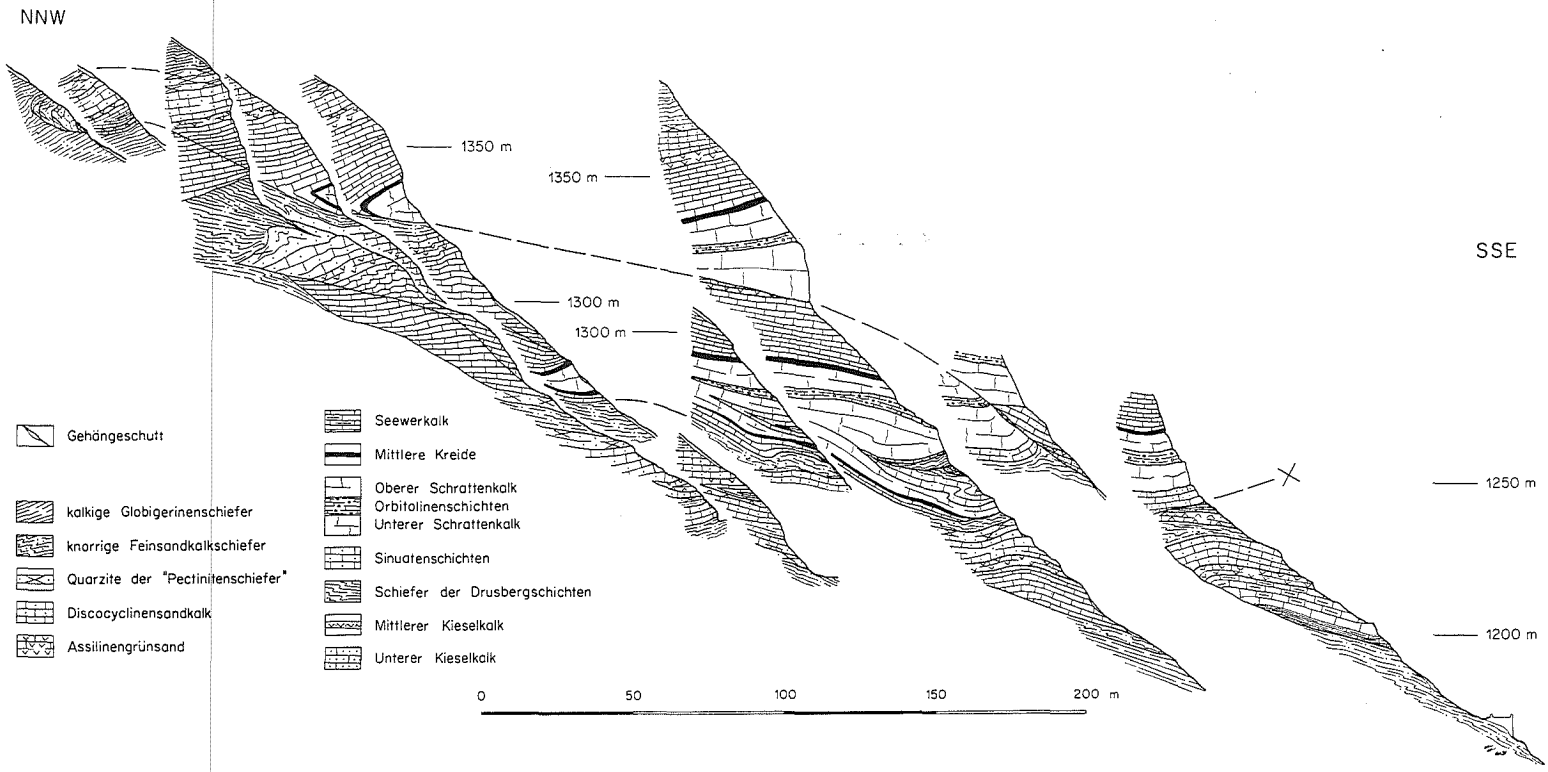


Abb. 19. Das Südwestende der Stichplatten-Scholle in der Stoldenrus und ihren Nebenarmen.

7. DIE GEGENSEITIGE STELLUNG DER CLARIDEN-ELEMENTE DER ÖSTLICHEN CLARIDENKETTE

Im Anschluss an die Beschreibung der einzelnen Schollen und Schuppen der östlichen Claridenkette ist es wohl angezeigt, die mit Hilfe der Ergebnisse der stratigraphischen Vergleiche (S. 191) und der geometrischen Beziehungen der verschiedenen Elemente möglich gewordenen Aussagen über das gegenseitige Verhältnis der Clariden-Elemente zusammenzustellen. Über die in den vorangehenden Abschnitten gemachten Feststellungen hinaus mag auch versucht werden, die ursprüngliche Anordnung der Clariden-Elemente abzuklären.

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, dass die durch Scherflächen in Teilschollen zerlegte Rotstock-Scholle die geometrische Fortsetzung der ähnlich gebauten Gemsfairen-Scholle ist (Taf. 3: Profile 9/13). Auf die vor nicht allzu langer Zeit von der Erosion unterbrochene unmittelbare Verbindung des Gemsfairengrates mit dem Rotstock weisen die winzigen Kalkmylonit-Klippen am Hergensattel hin (S. 216). Die Teilschollen des Gemsfairengrates und des Rotstocks können deshalb zur Gemsfairen/Rotstock-Scholle, der weitaus bedeutendsten Einheit der Clariden-Elemente, zusammengefasst werden.

Während die Schichtfolge der Gemsfairen/Rotstock-Scholle mit Malmkalken einsetzt, ist das älteste Schichtglied der vom Gemsfairenjoch bis zum Ostende der Frütt-lenhörner eindeutig vor und unter (S. 227) der Gemsfairen/Rotstock-Scholle liegenden Langfirn-Elemente Öhrlikalk; meist aber beginnt die Serie der einzelnen Schuppen der Teufelsstock/Speichstock-Kette und der stark verscherten Elemente am Langfirn selber erst mit Kieselkalk. Aus den Aufnahmen im mittleren Abschnitt der Speichstock-Nordwestwand geht hervor, dass dort eigentlich nur eine, in Kaskadenfalten gelegte Serie vorliegt, die aber in einzelne Pakete zerrissen worden ist. In den höchsten, meist nur geringmächtigen und vorwiegend aus Schrattenkalk bestehenden Elementen der Teufelsstock/Speichstock-Kette ist die Verschuppung so stark, dass die trennenden Tertiärschiefermulden zu schmalen, vielerorts in Linsen aufgelösten Zügen zerquetscht sind.

Auf Grund der geometrischen Anordnung und der faziellen Ausbildung der einzelnen Schichtglieder (S. 191) müssen die unter die Gemsfairen/Rotstock-Scholle eintauchenden Langfirn-Elemente keineswegs Überreste einer Einheit sein, die südlicherer Herkunft (P. v. SCHUMACHER, 1928: 39/40) als die Gemsfairen/Rotstock-Scholle wäre (S. 227). Die von R. STAUB (1961: 304) für die Bocktschingel/Teufelsstock-Schollen vertretene Ansicht kann durchaus für alle Langfirn-Elemente zutreffen. Jedenfalls sind keine stratigraphischen und mechanischen Gründe gegen die Annahme anzuführen, die Langfirn-Elemente hätten ursprünglich die nordwestliche Fortsetzung der Gemsfairen/Rotstock-Scholle gebildet, seien jedoch davon abgetrennt und nachträglich von der Gemsfairen-Stirn um weniges überfahren worden. Mit dieser Annahme stimmt auch die Tatsache überein, dass die Schichtfolge in den Langfirn-Elementen mit jüngeren Horizonten einsetzt als in der Gemsfairen/Rotstock-Scholle.

Obschon der Fulfad-Zug, dessen ältestes Schichtglied Schrattenkalk ist, nirgends mehr in geometrischer Verbindung mit den Langfirn-Elementen steht, sondern

überall durch Hergenschiefer davon getrennt bleibt (S. 228/230), kann er doch mit grosser Wahrscheinlichkeit als abgerissene und in den Hergenschiefern vorgeschürfte frontale Abspaltung der Langfirn-Elemente betrachtet werden (S. 231). Eine entsprechende Deutung darf aber nicht ohne weiteres für die zahlreichen kleinen Lamellen der Schuppenzone des Klausenpasses übernommen werden. Auf die Frage nach der Herkunft der Schuppenzone des Klausenpasses und der ursprünglichen Unterlage der in ihren Tertiärschiefern eingeschlossenen Lamellen werden wir noch zurückkommen (S. 265/266).

Mit Ausnahme des Fulfad-Zuges, der im Gebiet des Fisetenkreuzes allerdings stark zerrissen ist (S. 231), lassen sich die zwischen Walenbachtal und Gemsfairenalp unterschiedenen Clariden-Elemente gegen Nordosten hin nicht über die Linie Fisetenkreuz–Früttlenrus–Nordostende des Rotstockgrates hinaus verfolgen. Eine unmittelbare Fortsetzung der Teilelemente des Rotstock-Nordostgrates ist nicht erhalten (S. 219). Die einzelnen Schichtglieder des nordwestlich davorliegenden Synklinalkeils der Früttlenhörner stossen gegen die Früttlenrus hin schief an den darunterliegenden Hergenschiefern ab, so dass auch die Langfirn-Elemente an der Früttlenrus ihr östliches Ende zu finden scheinen (S. 226). Da andrerseits die WSW/ENE-laufenden Seewerkalk/Nummulitenschichten-Stirnfalten der Chamerstock-Nordwand (S. 232) in die SW/NE-streichenden Scharniere südlich des Chamerstockgrates (S. 234) zurückbiegen, können sie weder die geometrische Fortsetzung der Früttlenhörner noch jene der West/Ost-laufenden Synklinalstrukturen des Rotstock-Nordostgrates sein. Die Schichtfolge der Chamerstock-Scholle zeigt jedoch gegenüber jener der Gemsfairen/Rotstock-Scholle mit Ausnahme der Nummulitenschichten (S. 187) nur unbedeutende Unterschiede; es ist daher durchaus denkbar, dass die Chamerstock-Scholle die ursprünglich nordöstliche Fortsetzung der Gemsfairen/Rotstock-Scholle ist.

Die gewaltsamen Knickungen der Faltenachsen am Ostabfall der Claridenkette (R. STAUB, 1954: 56/57; 1961: 306, 311, 376: Abb. 9) dürften wohl weitgehend auf Zerreissungserscheinungen zurückzuführen sein, wobei jedoch vorderhand über den Zeitpunkt dieser Vorgänge keine sicheren Aussagen gemacht werden können. Es wäre möglich, dass die Chamerstock-Scholle bereits zu Beginn des Vormarsches der helvetischen Hauptmasse von der Gemsfairen/Rotstock-Scholle abgetrennt und unter dem Schubschlitten der helvetischen Hauptdecke zunächst noch etwas weiter vorgeschürft (R. STAUB, 1961: 311), dann aber endgültig zurückgeblieben und überfahren worden wäre. Diese Annahme geht jedoch von der Voraussetzung aus, die Aufgliederung der Clariden-Elemente sei wenigstens teilweise bereits hinter beziehungsweise auf dem Aarmassiv erfolgt. Wohl gibt es westlich der Linie Brigels–Limmernboden–Linthal einige Hinweise für eine frühe Aufsplitterung der südlichsten Abschnitte des Aarmassivmantels (S. 261/265). Andrerseits finden sich aber an den Scherflächen der Gemsfairen/Rotstock-Scholle, längs welchen die tieferen, östlichen Teilelemente weiter nach Norden vorbewegt erscheinen (S. 215, 219), kaum verkittete Kakirite. Ein mechanischer Zusammenhang der Aufgliederung der Gemsfairen/Rotstock-Scholle mit dem Abreissen der Chamerstock-Scholle ist zwar nicht zwingend, darf aber mindestens erwogen werden, da die Bewegungen gleichsinnig sind. Wären

diese Erscheinungen gleichzeitig eingetreten, so müsste die weitere Vorbewegung der helvetischen Hauptdecke ruck- oder schockartig eingesetzt haben, da die rupturelle Deformation an den Scherflächen der Gemsfairen/Rotstock-Scholle in diesem Falle kaum als tektonische Erscheinung unter geringer Überlast erklärt werden könnte. Auf Grund der feingefältelten Kalkmylonite des ostglarnerischen Lochseitenkalkes (cf. Anm. 47 S. 130) müsste dann allerdings auf ein stetiges Weitergleiten der helvetischen Hauptdecke wenigstens über einige Kilometer geschlossen werden.

Das Abreissen und die Vorbewegung der tieferen, östlichen Elemente der östlichen Claridenkette ist wohl kaum erst nach dem Vormarsch der helvetischen Hauptmasse erfolgt, da in den Glarneralpen keine Anzeichen einer Verbiegung oder Durchscherung der Basisfläche der helvetischen Hauptmasse zu erkennen sind, die auf Bewegungen von grösserem Ausmass schliessen liessen. Die scharfen synthetischen Brüche, die im südlichen Freiberg (Hanenstock/Chalchstöckli) die Verrucano-Unterfläche durchschlagen, und die ebenfalls synthetische Verstellung der Grenzfläche Lochseitenkalk/Verrucano über dem Martinsloch in den Tschingelhörnern weisen auf wohl nur noch geringfügige Bewegungen nach der «helvetischen Hauptüberschiebung» hin.

Die Annahme eines ruckartigen Einsetzens der Bewegung der helvetischen Hauptdecke liesse sich daher nur umgehen, wenn die an einigen der Scherflächen der Gemsfairen/Rotstock-Scholle feststellbare Bewegung und die Zertrümmerung der mit ihnen verbundenen Gesteine zwei verschiedenen, zeitlich deutlich getrennten «Phasen» zugeschrieben würden. Dabei wären bei der Vorbewegung des ostglarnerischen Abschnittes die östlichen Clariden-Elemente vorgeschleppt worden; ein späterer Impuls hätte die Gesteine an den Scherflächen zu Kakiriten umgeformt. In diesem Falle lägen an den Scherflächen der Gemsfairen/Rotstock-Scholle ähnliche Verhältnisse vor wie im eigentlichen Lochseitenkalk der östlichen Glarneralpen (S. 202) und den ebenfalls von einem scharfen Schnitt durchzogenen Kalkmyloniten an der Basis der Griesstock-Decke am Berglistüber (F. Frey in W. Brückner et al., 1965: Fig. 6) — mit dem einzigen, aber recht bedeutsamen Unterschied, dass für die beiden «Phasen» an den Scherflächen der Gemsfairen/Rotstock-Scholle gegenläufige Bewegungen anzunehmen wären.

Ist auch der Zeitpunkt des Abreissens der Chamerstock-Scholle von den weiter westlich gelegenen Clariden-Elementen noch unbestimmt, so könnte die Chamerstock-Scholle doch zunächst eigentlich nur die tiefste der verschiedenen Teilschollen der Gemsfairen/Rotstock-Scholle gewesen sein, die allerdings später bedeutend stärker aus ihrem ursprünglichen Verband gerissen worden wäre als die übrigen Teilelemente. Unter dieser Voraussetzung lässt sich auch die Annahme vertreten, die Chamerstock-Scholle stelle ein tieferes Element dar als die Gemsfairen-Stirn (R. Staub, 1961: 311).

Nach der Durchscherung der Gemsfairen/Rotstock-Scholle und jedenfalls nach der Vorschürfung der Chamerstock-Scholle scheinen die kleinen Elemente in der Chamerstock-Südostwand abgedreht worden zu sein (S. 233/234, 236). Allerdings ist es nicht genau festzulegen, wann die WSW/ENE-laufenden Strukturen überprägt worden sind. Das Abdrehen der rückwärtigen Elemente am Chamerstock könnte durch Scherkräfte bewirkt worden sein, die nach dem Absplittern der frontalen Abschnitte der helvetischen Hauptdecke im Westen bei der weiteren Vorbewegung der ostglarnerischen

Elemente entstanden wären. Träfe diese Annahme zu, so müsste die Vorbewegung der helvetischen Hauptmasse wenigstens zeitweise so rasch erfolgt sein, dass mindestens stellenweise an den Flächen, längs welchen die Scherkräfte wirkten, eine völlige Zerbrechung der Kalke eingetreten wäre. Da die feingefältelten Kalkmylonite an der Basis der helvetischen Hauptdecke jedoch eindeutig für eine «plastische» Verformung der darunter geratenen Kalke sprechen, kann die Überprägung der Strukturen am Chamerstock, sofern sie überhaupt mit dem Vormarsch der helvetischen Hauptdecke in Zusammenhang zu bringen ist, nur bei einer ruckartigen Bewegung (Wiedereinsetzen der Vorfahrt?) entstanden sein. Es wäre denkbar, dass der Vormarsch der helvetischen Hauptdecke im Osten nicht unterbrochen worden, im Westen aber wegen des Widerstandes des Aarmassivs in einzelnen Phasen erfolgt wäre. Allerdings handelt es sich beim Abdrehen der rückwärtigen Elemente am Chamerstock um so geringfügige Verstellungen, dass die Möglichkeit nicht auszuschliessen ist, sie könnten erst nach dem Vorgleiten der helvetischen Hauptschubmasse erfolgt sein.

Es fragt sich, ob die unter der Chamerstock-Scholle liegenden Schuppen am Grat östlich der Chameralp die abgerissene östliche Fortsetzung der Serie über dem Steinberg sind (S. 241). Da andrerseits wenig westlich der Stoldenrus die Stichplatten-Scholle ihr südwestliches Ende findet (S. 242), ist aber auch mit der Möglichkeit zu rechnen, die unter der Hauptmasse der Stichplatten-Scholle und ihrer tieferen, überfahrenen Stirnfalte liegende Schuppe der Stoldenrus und die Schürflinge am Grat östlich der Chameralp seien von der Stichplatten-Scholle abgesplitterte Schubspäne (S. 242). Die Stichplatten-Scholle, die keineswegs die geometrische Fortsetzung der Chamerstock-Scholle sein kann (S. 233), und die darunterliegenden kleinen Elemente sind mit grosser Wahrscheinlichkeit die tiefsten Einheiten der Clariden-Elemente am Ostende der Claridenkette. Mit dieser Annahme stimmt die Ausbildung der Nummulitenschichten in schönster Weise überein (S. 186/190). Die Stichplatten-Scholle dürfte deshalb eine ähnliche Stellung einnehmen wie der Fulfad-Zug weiter im Westen. Aus dieser Vermutung darf aber keinesfalls abgeleitet werden, Fulfad-Zug und Stichplatten-Scholle seien eigentlich nur Teile einer ursprünglich grösseren, heute zerrissenen «Einheit». Obwohl in diese beiden Elemente Sedimente des gleichen Faziesstreifens einbezogen zu sein scheinen, dürfen sie, auch wenn keinerlei Zweifel mehr darüber bestehen sollten, dass sie sich wirklich in gleicher tektonischer Stellung befinden, dennoch nicht einfach als Teile einer «Einheit» betrachtet werden, da es durchaus möglich ist, dass der Fulfad-Zug im Westen nicht zur gleichen Zeit von den interner gelegenen Elementen abgespalten worden ist wie die Stichplatten-Scholle im Osten und dass daher eine geometrische Einheit, die sich vom Rotnossenfirn oder sogar vom Chammligrat (S. 230) bis gegen den Nussbüel hin erstreckt hätte, zu keinem Zeitpunkt bestanden hat.

Erheblich grössere Schwierigkeiten als bei der tektonischen Deutung der übrigen Clariden-Elemente ergeben sich beim Versuch, die Stellung der Serie des westlichen Chamerstocks, der Geisstritt-Schuppe, innerhalb der Clariden-Elemente festzulegen. Sicher ist lediglich, dass die Geisstritt-Schuppe über der Chamerstock-Scholle liegt (Taf. 3: Profil 5; P. v. SCHUMACHER, 1928: Taf. II: Profil I). Die Verhältnisse an der Front der Geisstritt-Schuppe sind in den stark überwachsenen Fels-

köpfen westlich der Chameralp nicht eindeutig abzuklären. Wohl taucht die Serie der Köpfe über dem Steinberg unter die zerquetschten Stirnfalten der Geisstritt-Schuppe; sie verschwindet aber schon östlich des Sattels K. 1785 unter den Schuttmassen der Chameralp, so dass es unsicher bleibt, wie tief die durch den Sattel K. 1785 ziehende Trennung (S. 237) zurückreicht. Während die Serie der Köpfe über dem Steinberg sich gegen Südwesten in die Seewerkalkfahne über der Wängi fortsetzt und mit grosser Wahrscheinlichkeit als abgerissener östlicher Teil des Fulfad-Zuges angesehen werden darf, keilt die Geisstritt-Schuppe schon gegen den östlichen Fisetengrat hin aus.

Da die Geisstritt-Schuppe stellenweise unmittelbar vom Öhrlikalk der Fiseten/Orthalden-Schuppen überlagert wird, ist es denkbar, dass sie bei der Überschiebung dieser höheren Elemente aus ihrem ursprünglichen Verband herausgerissen worden ist (J. OBERHOLZER, 1933: 56). Jedenfalls lässt sich die Darstellung P. v. SCHUMACHERS (1928: 40, 42, Taf. II: Profile I/II), nach welcher die in die darunterliegenden Tertiärschiefer schwach eingemuldete Geisstritt-Schuppe in nordöstlicher Verlängerung der «eingewickelten Deckensynklinale» der Früttlenhörner läge, aus geometrischen Gründen nicht aufrecht erhalten, da die Synklinalachse der Früttlenhörner mit fast 30° ungefähr gegen Nordosten eintaucht. Zudem werden ja die stark zerquetschte Normalserie und die bedeutend mächtigere Verkehrtserie der Früttlenhörner gegen Nordosten hin schief abgeschnitten (S. 226), so dass wohl gar keine unmittelbare nordöstliche Fortsetzung des Keils der Früttlenhörner zu erwarten ist.

Die Entwicklung ihrer Schichtglieder gibt uns recht wenig Anhaltspunkte für eine Einordnung der Geisstritt-Schuppe. Einzig die Sinuatenschichten, in denen im Gegensatz zur Abfolge der Langfirn-Elemente massige, feinsandige Kalke mit verkieselten Austernresten kaum mehr vertreten sind, scheinen uns einen Hinweis liefern zu können (S. 191). Gesteine, die den Lamellibranchier und Präorbitolinen führenden feinsandigen Kalken und Feinsandkalken der Orbitolinenschichten der Geisstritt-Schuppe (S. 163) zu vergleichen sind, finden sich in der Serie über dem Steinberg, aber auch im «Bändersiltkalk» der Gemsfairen-Scholle.

Da die Geisstritt-Schuppe offensichtlich nicht in einen geometrischen Zusammenhang mit dem östlichen Abschnitt der Langfirn-Elemente gebracht werden kann, diese Annahme aber auch durch die fazielle Ausbildung der Sinuatenschichten nicht gestützt wird, ist mit der Möglichkeit zu rechnen, dass die sicher mit keinem andern Clariden-Element mehr in Verbindung stehende Geisstritt-Schuppe weiter von Süden her vorgeschleppt worden ist. Da am Rotstock die Schichtfolge lediglich bis in den Kieselkalk reicht, als ältestes Schichtglied der Geisstritt-Schuppe aber wiederum Kieselkalk auftritt, wäre es denkbar, dass die Geisstritt-Schuppe als ein vom Ostteil der Gemsfairen/Rotstock-Scholle abgeschürftes Element und somit in der Tat als abgerissene östliche Fortsetzung der Gemsfairen-Stirn (R. STAUB, 1961: 311/312) gedeutet werden könnte.

Fazielle und geometrische Überlegungen führen zum Schluss, dass die Clariden-Elemente der östlichen Claridenkette wohl vorwiegend noch in ihrer ursprünglichen Reihenfolge hinter- bzw. aufeinander liegen; durch die Überschiebung der helvetischen Hauptschubmasse sind sie aber so stark zerschert

und zerrissen worden, dass die ehemaligen Zusammenhänge kaum mehr erhalten geblieben sind und nur gerade noch in der rückwärtigen Gemsfairen/Rotstock-Scholle mit einiger Sicherheit erkannt werden können.

8. ZUR STELLUNG DER GIPFELELEMENTE DER WESTLICHEN CLARIDENKETTE

Da in der östlichen Claridenkette sämtliche Schollen und Schuppen zwischen Griesstock-Decke und Fiseten/Orthalden-Schuppen als verschürfte und zerrissene Scherben gleicher Herkunft gedeutet werden können und daher an keine Aufteilung in Glarner- und Mürtschen-Elemente zu denken ist, stellt sich die Frage, ob dieses Ergebnis auch für die westliche Claridenkette zutreffe, wo doch die seit W. STAUB (1911a) als eigene tektonische Einheit aufgefasste «Kammlistock-Decke» ihre grösste Ausdehnung erreichen soll. Bereits die durch M. LUTHER (1927: 118, 123), W. BRÜCKNER (1943) und R. STAUB (1961) vorgenommene Unterteilung der sogenannten Kammlistock-Elemente und der Versuch R. STAUBS (1961), einzelne früher der «Kammlistock-Decke» zugewiesene Schollen den sogenannten «Schilt-Elementen» der östlichen Claridenkette gleichzusetzen, sind Anzeichen dafür, dass die als Kammlistock-Decke zusammengefassten Serien keine tektonische «Einheit» bilden (S. 199/200).

Neuaufnahmen der westlichen Claridenkette liegen noch nicht vor. Erst die Ergebnisse der seit mehr als dreissig Jahren betriebenen Untersuchungen W. BRÜCKNERS werden massgebend zu einer Lösung der hier aufgeworfenen Fragen beitragen. Die bisher veröffentlichten Resultate (W. BRÜCKNER, 1943; P. v. SCHUMACHER, 1928) und eine Anzahl eigener Begehungen erlauben es aber, die Frage nach der Stellung der Kammlistock-Decke zu prüfen.

Über dem nördlichen Griessfirn und der Chammlialp ruht die eigentliche Chammlistock-Scholle, die Dogger/Malm-Antiklinale des Chammliberges (S. 178), einer verkehrtliegenden und in sich verfalteten Neocom-Abfolge auf. Darunter befinden sich in den Gemsplanggen und am Chammligrat synklinal gelagerte Elemente, deren südwestliche Fortsetzung in der Scherhorn-Nordflanke bisher stets als von der südlichen Griesstock-Decke des Scherhorn-Gipfelaufbaues eingewickelte «Kammlistock-Decke» gedeutet worden ist (W. STAUB, 1911a: 67: Fig. 12; W. BRÜCKNER, 1943: 18). Südwärts keilen die Serien des Chammligrates und der Chammlistock-Nordwestflanke aus; in der Lücke zwischen Chammlistock und Chammlihörnern liegt Malm der Chammlistock-Scholle auf einer geringmächtigen Hergenschieferzone, in der sich wenig südlich der Gratlücke ein zerschertes Paket eines marmorisierten Kalkes (Schrattenkalk?) vorfindet.

Die Serie über dem Griessfirn und am Chammligrat zieht ostwärts unter der Clariden-Eiswand hindurch in die Clariden-Nordwand, keilt dort aber gegen Osten zu nicht aus, sondern scheint in die von R. STAUB (1961: Erläuterungsskizzen 2′, 3′, IV′, VI′) «Untere» und «Obere Clariden-Nordwand-Scholle» genannten Neocom-Abfolgen überzuleiten; jedenfalls deutet nichts auf ein axiales Ausheben der Serie des Chammligrates über die voneinander durch eine spitze Tertiärmulde getrennten (W. BRÜCKNER, 1946a: 320/321) «Clariden-Nordwand-Schollen» hin. Die

in zahlreiche Falten gelegte Unterkreide-Abfolge des Mittelteils der Clariden-Nordwand bildet die östliche Fortsetzung der Serie des Chammligrates, wobei die ungefähr gegen SSE eintauchende Schichtfolge nur wegen des schiefen Verschnittes mit der Felsoberfläche vom Chammligrat zunächst ostwärts gegen die Eisrinne im Hintergrund des Claridengletschers absteigt (P. v. SCHUMACHER, 1928: 36: Fig. 3; Taf. V: Fig. 1), am Fuss der Clariden-Nordwand sodann nahezu horizontal verläuft.

Der östlich des Chammlijoches, am Clariden-Westgrat, noch recht mächtige Chammlistock-Malm wird gegen Osten zusehends dünner und verschwindet östlich des Claridenjoches unter dem Eis des Claridenfirns, während die ihn unterlagernde, geringmächtige Fahne von Unterkreidekalken in die Basis des Bocktschingel zieht und sich in die Teufelsstock-Elemente fortsetzt. In den Unterkreidekalken am Fusse des Taveyannazsandsteinsporns gerade über den Abbrüchen der gegen Nordwesten hinunterziehenden Gletscherzunge des Rotnossenfirns können wir die östliche Fortsetzung der «Clariden-Nordwand-Schollen» sehen, ebenso in den jenseits des Rotnossenfirns unter dem geringmächtigen Tertiärschieferband folgenden Unterkreidefalten.

In dieses Bild ordnen sich mühelos die abgesackten Massen im Rotnossenfirn ein. Die Roten Pfaffen und die stark zerrütteten Roten Nossen, in deren höherem Abschnitt kein Stein mehr auf dem andern hält, können kaum als mit dem Untergrund verwachsene Felsköpfe betrachtet werden[85]. Die im Fenster der Clariden-Nordwand auftauchende Taveyannaz-Stirn ist von einer, wenn auch geringmächtigen Hülle verhältnismässig weicher Tertiärschiefer umgeben. Auf dieser Tertiärschieferhülle könnten die versackten Massen im Rotnossenfirn, die ursprünglich der Taveyannaz-Stirn und ihrer Schieferumhüllung diskordant aufgelegen wären, über eine grössere Strecke abgeglitten sein. Es ist recht fraglich, ob die hellen, schlierig marmorisierten Kalke am oberen Ende der Roten Nossen als Malmkalke zu betrachten sind. Um Quintnerkalke, wie sie in der Chammlistock-Scholle zu erwarten wären, handelt es sich jedenfalls kaum; hingegen könnten sie dem Gipfelgestein der Bocktschingel/Speichstock-Kette entsprechen, zumal die sie unterlagernden schwarzen Schiefer weit eher Tertiärschiefern als Zementsteinschichten zu vergleichen sind. Wie unter dem Tertiärschieferband jenseits des Rotnossenfirns (S. 222) folgt auch unter den schwarzen Schiefern der Roten Nossen eine verfaltete, mit Öhrlikalk einsetzende Kreideserie. Die Roten Pfaffen und die Roten Nossen können somit durchaus einmal das verbindende Glied zwischen den «Clariden-Nordwand-Schollen» und der tieferen Partie der Teufelsstock/Speichstock-Nordwestwand gebildet haben.

Der bisher meist als erwiesen betrachtete Zusammenhang der Kreideserie des Chammligrates mit der Dogger/Malm-Synklinale des Chammlistockes ist keineswegs sichergestellt. Künftige Untersuchungen in der westlichen Claridengruppe werden zeigen, wie die Trennung zwischen der als westlichstes Äquivalent der Langfirn-Elemente angesehenen Serie des Chammligrates und der nördlich der Clariden-

[85] Obschon P. v. SCHUMACHER (1928: 36/37) diese Felsköpfe «versackte Massen im Rotnossenfirn» genannt hat, lässt sein Querprofil durch den Bocktschingel den Schluss zu, die Roten Nossen bestünden aus gewachsenem Fels (P. v. SCHUMACHER, 1928: Taf. II: Profil VI). Von dieser Annahme ist offensichtlich auch R. STAUB (1961: 303, Abb. 3, Erläuterungsskizze VI') bei seiner jüngsten Synthese der Claridenkette ausgegangen.

Eiswand und in der Clariden-Nordwand sicher mit tektonisch überprägtem Kontakt darauffolgenden Chammlistock-Scholle im einzelnen verläuft. Die synklinal gelagerten, lokal in spitzen Kaskadenfalten nordwärts absteigenden Elemente des Chammligrates lassen sich jedenfalls durch die Clariden-Nordwand, die Teufelsstock/Speichstock-Nordwestflanke und die stark verschuppten Serien unter dem Langfirn bis in die zur Hauptsache verkehrtliegende Abfolge der Früttlenhörner verfolgen.

Die aus Seewerkalk und Nummulitenschichten bestehende Gipfelscholle des Clariden ist meist als rückwärtiges Element der Griesstock-Decke gedeutet worden (W. STAUB, 1911a: 69; P. v. SCHUMACHER, 1928: 26/27, Taf. II: Profile VII/VIII); die von R. STAUB (1961: 304) vorgenommene Gleichsetzung mit der Gemsfairen-Stirn ist jedoch nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen.

Ein schmales Band von «knorrigen», «vollständig zerdrückten, wildflyschartigen Mergelschiefern» (P. v. SCHUMACHER, 1928: 26, 35) trennt die Clariden-Gipfelscholle von den zuoberst marmorisierten Unterkreidekalken des Clariden-Westgrates. Den Sattel östlich P. 3193 (= P. 3202 T. A.) bildet abermals ein kaum metermächtiges Hergenschieferband, welches sich zwischen das tiefere Element des Clariden-Gipfelaufbaues und den synklinal gelagerten Chammlistock-Malm des Clariden-Westgrates einschaltet (R. STAUB, 1961: Erläuterungsskizze II'). Diese Tertiärschiefertrennung steigt südostwärts steil gegen die obere Firnmulde des Hüfifirns ab; in der Nordflanke des Clariden-Westgrates verschwindet sie unter dem obersten Firnfeld der Clariden-Nordwand, bildet dann aber in der Flanke des Nordostgrates die Unterlage der Seewerkalk/Nummulitenschichten-Stirn der Clariden-Gipfelscholle und tritt wenig westlich des Claridenjoches (P. 3053) an den Grat. Das am Westgrat und in der Südwestflanke feststellbare, tiefere Element des Claridengipfels scheint gegen den Nordostgrat hin auszukeilen. Es ist durchaus möglich, dass die verschuppte, vom Valanginiankalk bis in die Nummulitenschichten reichende Serie am Clariden-Südgrat, die P. v. SCHUMACHER (1928: 26) und J. OBERHOLZER (1933: 51/52) ebenfalls noch zur Clariden-Gipfelscholle gerechnet haben, wiederum dem tieferen Element des Clariden-Gipfelaufbaues angehört (R. STAUB, 1961: Erläuterungsskizze II').

*

Noch bleibt die Frage nach einer östlichen Fortsetzung des unzweifelhaft mit der Chammlistock-Scholle verbundenen Malm des oberen Teiles der Clariden-Nordwand zu untersuchen, der — durch das Hergenschieferband am Clariden-Westgrat und am Claridenjoch von den beiden Elementen des Clariden-Gipfelaufbaues scharf getrennt — als nur noch karges Band wenig östlich des Claridenjoches unter Eis verschwindet. Während W. STAUB (1911a: 69) geglaubt hat, die vermeintlichen Malmkalke der Nordwestflanke des Bocktschingel, der Teufelsstöcke und des Speichstocks verbänden die Chammlistock-Scholle mit den Malmkalken des Gemsfairen und des Rotstocks, hat F. WEBER (1922b, 1922c [Karten]) die Gipfelpartien der Claridenkette vom Clariden bis zum Hergensattel als südlichen Abschnitt der Griesstock-Decke gedeutet, die in der östlichen Claridenkette (Chamerstock, Rotstock) die «Kammlistock-Decke» normal unterlagere, im Westen jedoch (Teufels-

stöcke, Clariden, Chammlistock) über «Kammlistock-Elemente» hochgefaltet worden sei. Auch P. v. SCHUMACHER (1928) hat am Clariden eine Einwicklung der «Kammlistock-Decke» durch Griesstock-Elemente angenommen. Zwischen Claridenjoch und Gemsfairenjoch hingegen sind nach der Auffassung P. v. SCHUMACHERS tiefere «Kammlistock-Elemente» unter höhere Abschnitte der «Kammlistock-Decke» eingefaltet, während vom Gemsfairenjoch an die «Kammlistock-Decke» wiederum von einer tieferen Einheit, den zusammen mit dem östlichen Chamerstock als «Glarner-Decke» des Claridengebietes aufgefassten Serien des Gemsfairen und des Rotstocks, eingewickelt worden sei. Als dann W. BRÜCKNER (1943: 35/36) in Anbetracht der mechanischen Uneinheitlichkeit der sogenannten «Kammlistock-Decke» die Serien des Chammlistocks und des Chammligrates als «Kammlistock-Decke s. s.» ausschied, war er der Auffassung, diese Einheit streiche am Claridenjoch in die Luft aus. R. STAUB (1961: 302/304, Abb. 3) hat erneut nach einer östlichen Fortsetzung des Chammlistock-Malm gesucht und angenommen, er stehe durch die Nordwestflanke des Bocktschingel und der Teufelsstöcke mit der Gipfelpartie der Roten Nossen und von dort aus unter dem Langfirn hindurch (cf. Anm. 75 S. 223) mit dem rings um den Rotstock ziehenden Griesstock-Malmband (S. 204/206) und dem Rotstock selber in Verbindung.

Das geringmächtige Griesstock-Malmband in der Südostflanke des Rotstocks und des Gemsfairen verschwindet südwestlich des Gemsfairengipfels unter Schutt (S. 206). Jenseits der Karmulde unter dem Gemsfairenjoch bilden Teufelsstock-Elemente den Rand des Claridenfirns. Wo jedoch unter den Teufelsstöcken die Unterlage der Teufelsstock-Schollen wieder zutage tritt, schaltet sich zwischen die Taveyannaz-Serie am Südfusse der Teufelsstöcke und die Abfolge der Teufelsstöcke selber eine zerdrückte Schieferzone ein, in der P. v. SCHUMACHER (1928: 28) in der Kehle südöstlich des Teufelspasses eine 25 m mächtige mylonitisierte Kalkbank aufgefunden hat. Ein geringmächtiges, zerrissenes Band eines lochseitenkalkartig verwalzten Malmkalkes tritt auch in der Schieferzone im Hangenden der Taveyannaz-Serie der Bocktschingel-Südwand auf (P. v. SCHUMACHER, 1928: 27/28). Die von P. v. SCHUMACHER als mögliche Überreste der Griesstock-Decke gedeuteten Kalkmylonite können durchaus die westliche Fortsetzung des Griesstock-Malmbandes der Gemsfairen-Südostflanke bilden; sie liegen aber auch in östlicher Verlängerung des am Claridenjoch unter den Claridenfirn tauchenden Chammlistock-Malm. Die Annahme liegt nahe, die Chammlistock-Scholle stehe durch das vom Clariden-Nordgrat an zusehends dünner werdende Malmband und die in Linsen aufgelöste Kalkbank am Südostabfall der Bocktschingel/Speichstock-Kette mit dem Griesstock-Malmband der Gemsfairen-Südostflanke in Verbindung. Die Chammlistock-Scholle könnte somit ein beim Vormarsch der Griesstock-Decke zunächst etwas zurückgebliebenes und fast vollständig abgerissenes, nachträglich aber wiederum vorbewegtes Rückenelement der Griesstock-Decke sein.

Die sämtlichen bisherigen Deutungen widersprechende und deshalb auf den ersten Blick etwas verwegen scheinende Vermutung wird weder durch die fazielle Ausbildung von Dogger und Malm am Chammlistock (S. 191) noch durch die tektonischen Gründe, die W. STAUB (1911a: 67) zur Annahme einer tiefgreifenden Trennung der wurzelwärts rasch ausdünnenden Griesstock-Decke der Scherhorn-Westflanke und

der als «Kammlistock-Decke» ausgeschiedenen Dogger/Malm-Antiklinale des Chammlistocks bewogen haben, widerlegt. Wohl fällt die axial nordostwärts abtauchende Griesstock-Decke des Griesstocks selber unter den Chammliberg und den Chammligrat ein und erscheint erst wieder im Firenband unter dem Claridengletscher und in den Steilwänden der Chlus. Der Malm des Griesstocks gewinnt aber, stets von einem schmalen Band von Schiefern der frühabgeglittenen Flyschmassen unterlagert und zusehends an Mächtigkeit verlierend, südostwärts rasch an Höhe und trägt als nur noch geringmächtige Bank die beiden Kreide/Eozän-Serien des Scherhorns, deren Stellung umstritten und deren gegenseitige Beziehung noch abzuklären ist (S. 261). In der Scherhorn-Südflanke keilt der Griesstockmalm aus.

Es ist auffällig, dass ein rasches Hochbiegen der Griesstock-Decke, verbunden mit einem weitgehenden Verlust ihrer Mächtigkeit, nur in der Scherhorn-Westflanke und wiederum am Ostabfall der Claridenkette zu beobachten ist. Während der schmächtige Griesstockmalmzug in der Rotstock- und in der Gemsfairen-Südostflanke und die einzelnen Linsen in seiner westlichen Fortsetzung noch den ursprünglichen Zusammenhang der Griesstock-Decke mit der Chammlistock-Scholle andeuten können, ist die Griesstock-Decke im Westen von ihrer südlichen Fortsetzung völlig abgerissen: über dem Griessgletscher ist die Chammlistock-Scholle von der Griesstock-Decke klar getrennt (W. STAUB, 1911a: 67). Wie W. STAUB (1912b: 318; in A. BUXTORF, 1912b: 190) angenommen hat, dürfte die Chammlistock-Scholle — allerdings nicht als ursprünglich nördlich an die Griesstock-Decke anschliessendes Element, sondern als lokal begrenzte Rückenscholle — erst nachträglich auf die eigentliche Griesstock-Decke vorbewegt worden sein. Es ist möglich, dass dieser späte Vorschub der Chammlistock-Scholle wie auch die Vorfaltung der im Clariden-Nordabfall fensterartig aufgeschlossenen Taveyannaz-Stirn, die den Umbiegungen der Sandsteinflyschmassen im Hangenden der Hoh-Faulen-Decke (Blinzi, Wespen) entsprechen kann (J. OBERHOLZER, 1933: 51), mit der Entstehung der Windgällen-Falte zusammenhängt.

9. DIE HÖCHSTEN SUBHELVETISCHEN ELEMENTE DER CLARIDENKETTE: DIE FISETEN/ORTHALDEN-SCHUPPEN

Über grosse Strecken hat die Abtragung am Nordwestabfall der Claridenkette die Überschiebungsbahn der helvetischen Hauptschubmasse beziehungsweise ihres tiefsten Teilelementes im Abschnitt westlich des Linthtales, der Axen-Decke, freigelegt. Die auffallend gleichmässig, mit 20—25° gegen Nordwesten abtauchende Fläche (ALB. HEIM, 1906: 408; W. STAUB, 1911a: 69; P. v. SCHUMACHER, 1928: 44/45, Taf. VIII; J. OBERHOLZER, 1933: 57/58) wird vielerorts, wenn auch lange nicht überall, von den höchsten Bauelementen der Claridenkette, den Fiseten/Orthalden-Schuppen, gebildet. Gerade die Tatsache, dass am Fiseten- und am Chamerstockgrat stellenweise Schiefer und Lamellen der Schuppenzone des Klausenpasses[86], Schrattenkalk der Geisstritt-Schuppe und Tertiär der Chamerstock-Scholle an die glatte Gleitbahn der

[86] Die den Fisetengrat krönende Seewerkalk/Assilinengrünsand-Lamelle (S. 238) hat J. BOUSSAC (1912: 383) zwar ebenfalls noch dem «Lochseitenkalk» zugerechnet.

Axen-Decke treten (P. v. SCHUMACHER, 1928: Taf. VIII), weist mit aller Deutlichkeit darauf hin, dass der sogenannte «Lochseitenkalk der Axen-Decke» nicht eine über sämtliche Elemente der Claridenkette gleichmässig hinweggreifende tektonische Einheit (J. OBERHOLZER, 1933: 57) ist; die Fiseten/Orthalden-Schuppen sind lokal begrenzte, stellenweise nur geringmächtige und stark verwalzte, andernorts wiederum bis gut 50 m dicke Scherben im Liegenden der Axen-Decke.

Ihre grösste Ausdehnung erlangen die verkehrtliegenden Schubspäne am Chammlihöreli und am Chämmerli[87] südlich des Klausenpasses, am Ober-Orthaldengrat am Nordabfall des Gemsfairen und im Westteil des Fisetengrates. Meist bestehen diese Scherben ausschliesslich aus massigem, hellanwitterndem Öhrlikalk mit silexitischen Knauern und Bändern (S. 169/170); aus nur lokal unter dem Öhrlikalk auftretenden jüngeren Schichtgliedern hat W. BRÜCKNER (1943: 7) auf eine verkehrte Lagerung der Schubspäne im Liegenden der Axen-Decke geschlossen. Recht gut sind die jüngeren Schichtglieder der Fiseten/Orthalden-Schuppen in der Westflanke des Talkessels von Fiseten erhalten (S. 139/140).

Im Gegensatz zur fast ebenen Oberfläche der Fiseten/Orthalden-Schuppen verläuft ihre Untergrenze recht unregelmässig. In zahlreichen, nordwestwärts ansteigenden, spitzen Keilen dringen die liegenden Hergenschiefer zwischen die walzenförmigen, stellenweise aber auch in verscherten Spitzen endenden Faltenscharniere der Fiseten/Orthalden-Schuppen ein.

Am Chämmerli und am Ober-Orthaldengrat sind die Gesteine der Fiseten/Orthalden-Schuppen stellenweise stark verschert; lochseitenkalkartige Knetstrukturen sind aber eher selten (P. v. SCHUMACHER, 1928: 44). Wo sich jedoch am Chamerstockgrat zwischen Öhrlikalk der Fiseten-Schuppe und Schrattenkalk der Geisstritt-Schuppe nur geringmächtige und seitwärts rasch auskeilende Linsen von Seewerkalk und Tertiär einschalten, fällt es ausserordentlich schwer, die stark verwalzten Gesteine gegeneinander abzugrenzen (S. 160, 237).

Junge, geradlinige Störungen, welche Schichtung und Schieferung scharf durchfahren, haben die Kalkplatte der Ober-Orthalden in eine ganze Anzahl einzelner Pakete zerlegt. Während die Schichtung der verschiedenen Teilelemente vorwiegend mit 25—40° gegen SE bis SSE einfällt, im einzelnen jedoch stark ändert, taucht die Schieferung recht gleichmässig mit 35—45° gegen SE ab.

An steil (55—65°) gegen Norden bis NNW ansteigenden Scherflächen sind am Ober-Orthaldengrat südlichere Pakete nördlicheren aufgeschoben. Diese Aufschiebungen sind von kaum verkitteten, stellenweise stark ausgewitterten tektonischen Breccien begleitet. Durch Scherflächen wird auch das Rundloch begrenzt, das bei einer Höhe von 25—30 m eine Lichtweite von gut 20 m aufweist. Auf der gleichmässig abtauchenden Hochfläche zwischen der Ober-Sulzbalm und der oberen Wegspur vom Fisetenkreuz nach der Gemsfairenalp ist der Verlauf der Aufschiebungen an kleinen, meist etwas stärker bewachsenen, dachtraufenförmigen Mulden zu erkennen. Die steilen, West/Ost-laufenden Störungen sind nicht auf die Fiseten/Orthalden-Schuppen

[87] Der seit alters «Chämmerli» genannte und «Kämmerli» geschriebene Stock südlich der Klausenpasshöhe ist auf der LK. als «Ruch Stöckli» (Blatt 246: Klausenpass, Ausgabe 1951) bzw. «Rau Stöckli» (Blatt 1193: Tödi, Ausgabe 1963) bezeichnet.

beschränkt; sie durchsetzen die liegende Hergenschieferzone und treten im Ostabschnitt des Fulfad-Zuges als steilstehende Flexuren in Erscheinung.

Weit zahlreicher als die West/Ost-streichenden Aufschiebungen sind senkrecht stehende, zuweilen enggescharte, SE/NW-laufende Scherflächen, die zwar kaum merkliche Verstellungen bewirkt, als jüngste Bewegungsflächen (Horizontalverschiebungen?) jedoch der ganzen Kalkplatte der Ober-Orthalden ihr charakteristisches Gepräge gegeben haben.

In den tieferen Gehängen südlich des Urner Bodens hat die Abtragung die Gleitbahn der Axen-Decke entfernt und bis auf die Griesstock-Decke hinuntergegriffen. Wo die Basisfläche der Axen-Decke nördlich des Fätschbaches auf der Linie Unter-Friteren Vorder-Stafel–Mättenwang–Gorplanggen wieder in Verschnitt mit der Geländeoberfläche käme, ist sie unter Bergsturz- und Gehängeschutt verborgen; erst westlich der Hütten der Vorfrutt ist sie wiederum aufgeschlossen.

Als nordöstliche Fortsetzung der Schuppen des Ober-Orthalden- und des Fisetengrates ist bisher stets das ebenfalls als «Lochseitenkalk der Axen-Decke» bezeichnete, verwalzte Kalkband betrachtet worden, das die über der Stichplatten-Scholle folgenden Globigerinenschiefer vom hangenden Lias der Frittern-Schuppe (R. TRÜMPY, 1949: 29) trennt.

Im Westarm der Stoldenrus leiten die über den Nummulitenschichten der Stichplatten-Scholle folgenden, leicht flaserigen, feinsandigen Kalkschiefer gegen oben in etwas massigere Siltkalke über. In der kleinen Stufe auf K. 1400 setzen standfeste, knorrige Siltkalkschiefer mit weitgehend entkalkten, schwarz glänzenden Schieferungsflächen ein (Hergenschiefer). Mit scharfer Grenze folgt darüber eine gelblich anwitternde, grossenteils marmorisierte und von zahlreichen zerfetzten Tonhäuten durchzogene Kalkbank stark wechselnder Mächtigkeit (0.3—3 m), die westlich der Wasserrinne von einem 0.2—0.3 m mächtigen glaukonitischen Kalk mit *Assilina exponens* unterlagert ist (Koordinaten 716 555/197 000/1405). Über der verkehrtliegenden Seewerkalk/Assilinengrünsand-Lamelle finden sich flach gegen Nordwesten einfallende, feingebankte, blaugraue, quarzitische Kalksandsteine, in die sich nur wenig höher spärliche, feinste Siltschieferlagen einschalten (Untere Cardinienschichten).

Die vielerorts als «Tonfetzenmarmor» ausgebildete Quetschzone («Lochseitenkalk») unter der basalen Abspaltung der Axen-Decke (Frittern-Schuppe) liegt also tatsächlich stellenweise verkehrt. Sie lässt sich in ihrer Zusammensetzung jedoch nicht mit den Fiseten/Orthalden-Schuppen vergleichen, sondern scheint — wie stellenweise schon am Fisetengrat — mindestens teilweise aus verschürften Lamellen der Schuppenzone des Klausenpasses zu bestehen.

Die bis jetzt bekannten Tatsachen dürften nicht ausreichen, die Scherben im Liegenden der Axen-Decke als sicheren Verkehrtschenkel der Axen-Decke zu betrachten (S. 192), zumal nirgends der eindeutige Zusammenhang der beiden Elemente aufgezeigt werden kann.

Schon am Nordende der Nussbüel-Terrasse ist die Fortsetzung der verschiedenen Elemente im Liegenden der Axen-Decke gegen Norden hin reichlich unklar; die Verbindung des sogenannten «Lochseitenkalkes» unter der Terrasse von Braunwald mit

dem Troskalk der Stichplatten-Scholle (J. OBERHOLZER, 1933: 60) ist recht unwahrscheinlich (S. 203). Aus den Aufnahmen J. OBERHOLZERS (1942 [Karte]) und C. SCHINDLERS (1959: 57/62, 101/103, Taf. I) geht hervor, dass das «Lochseitenkalkband» unter den basalen Liasabspaltungen der Axen-Decke weiter im Norden wieder anschwillt, vom Luchsingertobel an in verschiedene Elemente aufgegliedert werden kann und — unbekümmert um die Trennung von Axen- und Mürtschen-Decke — am Glärnisch-Ostfuss durchzieht. Da C. SCHINDLER (1959: 101/103) die subhelvetischen Deckenelemente der Glärnisch-Basis — mit Ausnahme des sogenannten «unteren» Lochseitenkalkes (cf. Anm 70 S. 203) — als schwer verscherte Stirnelemente der Glarner-Decke des Schiltgebietes gedeutet hat, stellt sich die Frage, welche Einheit am Aufbau des «Lochseitenkalkbandes» zwischen dem Zillibach südlich Braunwald und dem Luchsingertobel beteiligt sei. Ohne dass in diesem Abschnitt schon eingehende Aufnahmen vorlägen, darf doch angenommen werden, dass sich die Quetschzone zwischen Stichplatten-Scholle und Frittern-Schuppe nicht mehr in das im Zillibach aus Quintnerkalk bestehende «Lochseitenkalkband» fortsetzt.

F. Die höheren Schubmassen der Claridenkette und ihre Beziehungen zur helvetischen Hauptschubmasse

Die sich zwischen frühabgeglittene Flysch- und Schiefermassen und Axen-Decke einschaltenden subhelvetischen Elemente der Claridenkette, schon längst als unter der helvetischen Hauptschubmasse zurückgebliebene Schubspäne erkannt, lassen sich — abgesehen von den trennenden Tertiärschiefern, die meist keiner bestimmten Einheit mehr zugeordnet werden können — in drei Abschnitte gliedern, wovon lediglich der tiefste, die Griesstock-Decke, als «Einheit» betrachtet werden darf. Die östlich des Klausenpasses fast nur noch aus Quintnerkalk bestehende Griesstock-Decke wird wurzelwärts dünner und scheint durch das schmale, zerquetschte Kalkband am Rotstock und am Gemsfairen, die verschürften Linsen unter den Teufelsstöcken und dem Bocktschingel mit dem ostwärts rasch an Mächtigkeit verlierenden Malm der Chammlistock-Scholle in Verbindung zu stehen (S. 252/253).

Einen weit weniger einheitlichen Bau als die Griesstock-Decke und ihre Rückenscholle weisen die Clariden-Elemente auf. Die Schichtreihen der zahlreichen Schollen und Schuppen, deren geometrischer Zusammenhang meist nicht mehr erhalten ist, entsprechen faziell einander weitgehend. Es könnte deswegen vermutet werden, die Clariden-Elemente seien die Überreste einer bei der Vorfahrt der helvetischen Hauptschubmasse weitgehend zertrümmerten «Einheit»[88].

Da die Clariden-Elemente grössenmässig den auch faziell von ihnen abweichenden frontalen Abspaltungen der helvetischen Hauptdecke östlich der Linth nicht entspre-

[88] Als übergeordneter Begriff der «Clariden-Elemente» erschiene vernünftigerweise der Ausdruck Clariden-Decke. Den zuerst als zusammenfassende Bezeichnung für Griesstock-Decke und «Kammlistock-Decke» eingeführten Ausdruck (R. STAUB, 1954: 90) hat aber R. STAUB (1961: 305) später für die «Schilt-Elemente (der Claridenkette)», d. h. die Clariden-Elemente unter Ausschluss der Serien der sogenannten «Kammlistock-Decke», verwendet.

chen (S. 197/198), können sie nicht einfach als «zurückgebliebene Teile» der Glarner- oder sogar der externen Abschnitte der Mürtschen-Decke gedeutet werden. Überdies dürfte der Nachweis nur schwer zu erbringen sein, dass die frontalen Abspaltungen der ostglarnerischen helvetischen Hauptmasse schon zu dem Zeitpunkt ausgebildet waren, als die Clariden-Elemente von der Stirn der helvetischen Hauptmasse abgetrennt und überfahren worden sind.

*

Diese Hinweise führen uns zur sehr allgemeinen und in einem lokal beschränkten Raum nicht befriedigend lösbaren Frage nach dem Wesen der helvetischen Decken. Es geht hier nicht darum, die Entwicklung des Deckenbegriffes seit seiner Einführung nachzuzeichnen; festgehalten sei lediglich, dass im glarnerischen Abschnitt der helvetischen Kalkalpen je länger je mehr erkannt worden ist, wie unzutreffend die Vorstellung ist, die Einzelelemente des helvetischen Deckengebirges seien aus übertriebenen Falten hervorgegangene «Überfaltungsdecken» mit deckeneigenen ausgewalzten Mittelschenkeln (O. AMPFERER, 1934: 112/121; 1940: 315/316; J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1934: 510/511). Die von ARN. HEIM (1907b, 1910a, 1910b, 1913, 1916, 1917) und J. OBERHOLZER (1908, 1919, 1933) festgestellten Faziesveränderungen innerhalb des helvetischen Deckenstapels haben gezeigt, wie nahe die einzelnen helvetischen Elemente im ursprünglichen Ablagerungsraum aneinander angeschlossen haben. «Es besteht somit gar kein innerer Grund, aus speziellen faziellen Erwägungen heraus die verschiedenen helvetischen Teilschollen als wirklich selbständige Decken mit ausgedehnteren eigenen Kernmassen zu betrachten» (R. STAUB, 1954: 31). Weit von der noch von F. WEBER (1922b, 1922c [Karten]) vertretenen Vorstellung entfernt, jede im glarnerischen Abschnitt der helvetischen Kalkalpen unterschiedene «Decke» sei ein durchaus selbständiges Eigengebilde mit einer mehr oder weniger vollständigen Schichtreihe und vor allem mit einem eigenen Kristallinkern, dürfen wir heute — mindestens im Helvetikum der Ostschweiz — mit guten Gründen von nur einer ursprünglichen helvetischen Decke, der helvetischen Hauptdecke, sprechen (R. HELBLING, 1938; R. STAUB, 1954, 1961; R. TRÜMPY, 1960, 1963; C. SCHINDLER, 1959)[89].

Die Bildung der helvetischen Hauptdecke und ihre Aufgliederung in die «helvetische Decken» genannten mechanischen Elemente ist nicht nach einem gesetzmässig einfach zu fassenden Prinzip erfolgt. Die Vielfalt der einzelnen «Decken», deren räumliche Ausdehnung seitlich starken Veränderungen unterliegt, wird durch die Wechselwirkung vornehmlich dreier Erscheinungen hervorgerufen, deren wichtigste ohne Zweifel die Abscherung längs inkompetenter stratigraphischer Niveaux ist, auf deren Bedeutung erstmals M. LUGEON (1905: 431) hingewiesen hat. Da die einzelnen Schichtglieder aber faziellen Änderungen unterworfen sind, ist der Verlauf der Abscherungshorizonte weitgehend faziell vorbestimmt, das heisst die zu einem bestimmten Zeitpunkt im helvetischen Ablagerungsraum herrschenden paläogeographischen Verhältnisse haben auf die spätere Aufteilung des helvetischen Sedimentstapels

[89] Nur ein vielfach bereits den helvetischen Decken zugerechnetes Element scheint wirklich eine selbständige «Einheit» zu sein, die unter dem Vorschub der helvetischen Hauptdecke schwer verscherte südaarmassivische «Hornblendegranit-Decke» (S. 265).

einen nachhaltigen und stellenweise auch massgebenden Einfluss ausgeübt (R. HELBLING, 1938: 78/81; L. U. DE SITTER, 1939: 421/424; 1954: 333/335, Fig. 12; R. TRÜMPY, 1955: 225/227; 1958: 342; 1960: 897).

Da die Gesamtheit der helvetischen Decken von ihrer kristallinen Unterlage abgeschert ist, kann die helvetische Hauptdecke als Abscherungsdecke bezeichnet werden. Bei der Aufgliederung der helvetischen Hauptschubmasse war wiederum die Abscherung längs inkompetenter Horizonte eine massgebende, jedoch nicht die alleinige Ursache[90]. Einzelne helvetische Teilelemente sind durch schief die Schichtreihe durchschneidende listrische Flächen (J. CADISCH, 1926: 13/14), die dem normalhelvetischen Streichen durchaus nicht parallel laufen müssen, sondern völlig windschief dazu stehen können[91], andere wiederum durch alte, persistente Brüche (H. GÜNZLER-SEIFFERT, 1942, 1952) begrenzt. Diese beiden Begriffe dürfen keineswegs als gleichwertige Ausdrücke für ein und dieselbe Erscheinung betrachtet werden, da ohne weitere Beweise von einer listrischen Fläche nicht auf einen persistenten Bruch geschlossen werden darf. Ohne das Vorkommen alter Störungen in Abrede stellen zu wollen, kann doch der Annahme, die Deckentrennungen im Helvetikum seien vornehmlich wiederauflebenden alten Brüchen gefolgt, nicht ohne weiteres beigepflichtet werden. Zwar hat H. GÜNZLER-SEIFFERT (1942: 165) seinerzeit die Ansicht vertreten, nur die ursprünglich flach südfallenden Längsverwerfungen seien beim alpinen Zusammenschub zu Überschiebungsflächen geworden, während die steil stehenden Bruchflächen verfaltet worden seien. Andrerseits haben aber die Untersuchungen C. SCHINDLERS (1959: 116, Taf. III) in der Glärnisch-Gruppe in schönster Weise gezeigt, dass Deckengrenzen auch verhältnismässig steil stehenden alten Brüchen folgen können, dies jedoch nicht müssen.

Die als «helvetische Decken» bezeichneten tektonischen Elemente werden durch Flächen, die weder den Faziesstreifen der Kreide noch gar jenen des Tertiärs parallel laufen müssen, aus dem «helvetischen Hauptkörper» herausgetrennt. Bei der Definition einer bestimmten Decke, eines heute erfassbaren geometrischen Körpers also, kann daher nicht allein auf die fazielle Ausbildung ihrer Schichtreihe oder auch nur eines bestimmten Abschnittes davon in einem wahlweise festgelegten Querprofil abgestellt werden; für die Begrenzung einer Decke sind allein die Flächen massgebend, durch welche sie von anderen Einheiten geschieden wird[92]. Auf diese scheinbare Selbstverständlichkeit muss deshalb hingewiesen werden, weil wiederholt die Ausbildung einzelner Schichtabschnitte für die Gleichsetzung tektonischer Elemente verwendet worden ist, die sich in keinem ersichtlichen geometrischen Zusam-

---

[90] Die von R. HELBLING (1938: 118) versuchte Aufteilung der Glarner-Schubmasse in einzelne Stockwerk-Gleitbretter ist zu dogmatisch, als dass ihr eine uneingeschränkte Gültigkeit zukommen könnte (R. STAUB, 1954: 30).

[91] Die Annahme listrischer Flächen entspricht «dem für alle helvetischen Decken der östlichen Schweizeralpen gültigen Gesetz» (J. OBERHOLZER, 1919: 98), wonach «gegen die Stirnregion hin an der Basis der Decke die älteren Schichten allmählich auskeilen, gleichzeitig aber in ihrem Dache immer jüngere Schichten sich einstellen».

[92] Die grundsätzliche Frage nach der Abgrenzung einer tektonischen Einheit wäre auch nicht zu umgehen, wenn die namentlich in angelsächsischen Arbeiten übliche Gewohnheit, nicht Decken, sondern Überschiebungsflächen (thrusts) zu benennen, in die alpine Geologie übernommen würde.

menhang befinden. Betrachten wir aber eine einzelne Decke als einen räumlich erfassbaren, wenn auch im einzelnen stellenweise recht kompliziert gebauten Körper, so kommen wir notgedrungen zur Einsicht, dass es infolge der starken Aufgliederung der helvetischen Hauptmasse unter Umständen reichlich schwierig oder sogar unmöglich sein dürfte, eine einzelne Decke des helvetischen Ostens seitlich über einige oder gar Dutzende von Kilometern verfolgen zu wollen, ohne der Versuchung einer unheilvolle Verwirrung stiftenden Vermengung des geometrischen, jedoch auf die heutige Konfiguration bezogenen Deckenbegriffes mit dem geometrisch-paläogeographischen Begriff der Faziesstreifen zu erliegen. Ungeachtet der heute vorhandenen, sicher erst in einer späten Phase zustande gekommenen geometrischen Anordnung kann aber selbstverständlich aus faziellen Vergleichen auf die ursprüngliche gegenseitige Lage der tektonischen Elemente geschlossen werden.

*

Beziehen wir diese Feststellungen auf die nördlichsten Abschnitte der helvetischen Hauptmasse, so kann kein Zweifel darüber bestehen, dass die OBERHOLZERsche Glarner-Decke in mindestens drei «Einheiten» aufgelöst werden muss (cf. R. HELBLING, 1938: 101, 117). Während die Sasberg-Platte und mit ihr wohl auch die Bodenrus-Schuppe am Westhang der Schönau und die Nidfurn/Stöckli-Serie der Glärnisch-Basis ehemals südwestlich an die Schilt-Elemente angeschlossen haben dürften (C. SCHINDLER, 1959: 103; R. STAUB, 1961: 309), sind die subhelvetischen Clariden-Elemente wahrscheinlich externerer Herkunft als die Glarner-Decke des Schiltgebietes (S. 196).

Die mit dem Verrucano der Glarner-Decke verbundene Sasberg-Platte nimmt — tektonisch gesehen — eine Mittelstellung zwischen der eigentlichen, helvetischen Glarner-Decke und den subhelvetischen Clariden-Elementen ein. Die Basis der helvetischen Hauptschubmasse, die im östlichen Glarnerland mit der Glarner-Decke, westlich der Linth jedoch mit der Axen-Decke einsetzt, steigt wohl rasch, aber kaum sprungweise westwärts an, so dass die von den Schilt-Elementen deutlich getrennte, zurückgebliebene und von den höheren Kärpf-Elementen (Bützistock) angefahrene Sasberg-Platte in eine beinahe noch als subhelvetisch zu bezeichnende Stellung gelangt ist.

Dieser Annahme widersprechen die wiederholten Feststellungen, der subhelvetische Kalkmylonit des Chalchstöckli bleibe unter der ganzen Sasberg-Platte hindurch bis hinaus an's Hälsli vom Sasberg-Malm deutlich getrennt (J. OBERHOLZER, 1933: 136/137; H. SCHIELLY, 1964: 166; R. STAUB, 1954: 55). Zweifellos sind die untersten Meter der Sasberg-Platte zu lochseitenkalkartigen Gesteinen verformt worden: während es sich aber südlich des Bützistocks um Quintnerkalk handelt, liegt am Hälsli mylonitisierter Troskalk vor[93]. Aus dem Auftreten eines Lochseitenkalkes an der Basis der Sasberg-Platte auf ein zwischen Sasberg-Platte und frühabgeglittene Flysch-

[93] Bereits A. ROTHPLETZ (1894a: 247) hat ausdrücklich darauf hingewiesen, dass der unter dem südöstlichen Sasberg vorhandene «Lochseitenkalk» (A. ROTHPLETZ, 1883: 165; 1894a: 243/46) am Hälsli fehle.

und Schiefermassen eingeschaltetes Element schliessen zu wollen, scheint jedoch reichlich voreilig, ist doch in den subhelvetischen Elementen der östlichen Claridenkette eine Mylonitisierung des allertiefsten Abschnittes der einzelnen Schollen und Schuppen gang und gäbe. Freilich lässt sich mancherorts über den Sasbergchöpf nur wenig über der Kalkbasis ein scharfer, geradliniger Schnitt erkennen, der aber nicht etwa zwischen «Lochseitenkalk» und nicht mylonitisiertem Kalk, sondern innerhalb des Kalkmylonites verläuft und erscheinungsmässig dem scharfen Schnitt an der Lochseite, am Berglistüber oder im geringmächtigen Griesstock-Malmband unter dem Hergensattel und am Rotstock-Nordostgrat (S. 207) verglichen werden kann. Unter der frontalen Schuppe über dem Arvenegg (S. 241) ist kein gesonderter Lochseitenkalk zu erkennen; am Hälsli geht der auf siltigen Schiefern fraglicher Zuordnung liegende verwalzte Kalk gegen oben in Troskalk der Sasberg-Platte über (F. Frey, 1958). Entgegen der von J. Oberholzer (1933) und R. Staub (1954), neuerdings auch von H. Schielly (1964) mit Nachdruck vertretenen Auffassung scheint die Sasberg-Platte mit dem Lochseitenkalk unter dem Heuergrat und am Chalchstöckli verbunden zu sein.

Darf auch für den Lochseitenkalk am Hausstock noch mit guten Gründen ein Zusammenhang mit den Ranasca-Schuppen angenommen werden (L. Wyssling, 1950: 41, Taf. 1, 3), so braucht diese Deutung keineswegs für den Lochseitenkalk nördlich des Richetlipasses zuzutreffen. Der Lochseitenkalk unter dem Verrucano der helvetischen Hauptmasse kann nicht als Überrest eines einzigen, unendlich dünn ausgewalzten Elementes betrachtet werden; an seinem Aufbau sind verwalzte Schubspäne verschiedener Herkunft beteiligt (R. Helbling, 1938: 125; A. Rothpletz, 1898: 248; R. Staub, 1954: 102)[94]. Es ist daher reichlich gewagt, den Kalkmylonit der Lochseite, den eigentlichen Lochseitenkalk, als «bis zu Dezimeterbreite reduzierten Griesstockspan» (R. Staub, 1954: 55) zu bezeichnen.

*

Damit kommen wir zur Frage, was ursprünglich für eine geometrische Beziehung zwischen den unter der Überschiebung der Axen-Decke liegenden subhelvetischen Elementen der Claridenkette und der helvetischen Hauptdecke bestanden haben kann. Sind die Griesstock-Decke und die darüberliegenden, meist nur geringmächtigen Einheiten als überfahrene alte Stirnanlage der helvetischen Hauptdecke, der Glärnisch-Decke, zu deuten (R. Staub, 1961: 291/292, 306, 354), die ursprünglich im Ablagerungsraum doch irgendwie die seitliche Fortsetzung jener Abschnitte gebildet hätte, aus welchen später die ostglarnerischen Stirnelemente der helvetischen Hauptschubmasse hervorgehen sollten?

Zunächst ist freilich das gegenseitige Verhältnis von Clariden-Elementen und Griesstock-Decke beziehungsweise die Stellung der Griesstock-Decke abzuklären. Während am Ostabfall der Claridenkette die Trennung zwischen Gries-

[94] Eine Ablösung von Elementen verschiedener Herkunft steht wohl für den «Lochseitenkalk» westlich des Linthtales ausser Frage, da die Fiseten/Orthalden-Schuppen sicher aus einem südlicheren Abschnitt des helvetischen Ablagerungsraumes stammen als einzelne Elemente der Glärnisch-Basis (S. 256).

stock-Decke und Clariden-Elementen bis an den südöstlichen Ausbissrand der subhelvetischen Elemente zurückreicht, könnte aus den Ausführungen W. BRÜCKNERS (1943) und R. STAUBS (1961) geschlossen werden, in der westlichen Claridenkette seien die Clariden-Elemente eng mit dem südlichen Teil der Griesstock-Decke verbunden. Wohl haben die Aufnahmen der letzten Jahre gezeigt, dass sich die Gemsfairen/Rotstock-Scholle am Gemsfairenjoch nicht endgültig (P. v. SCHUMACHER, 1928; J. OBERHOLZER, 1933; R. STAUB, 1954: 57) in die Luft ausheben muss, sondern sich möglicherweise in die Clariden-Gipfelscholle fortsetzt (S. 251). Wie die Clariden-Gipfelscholle ist auch die Schrattenkalk/Seewerkalk-Serie des Gipfels des Grossen Scherhorns, die einer tieferen Schrattenkalk/Nummulitenschichten-Abfolge aufruht (W. BRÜCKNER, 1943: Taf. 2: Profil 2), meist der Griesstock-Decke zugerechnet worden; ohne Zögern hat aber W. BRÜCKNER (1943: 34, 36) den südlichen Teil der Griesstock-Decke, das heisst beide am Grossen Scherhorn erkennbaren Elemente, der «Glarner-Decke» gleichgesetzt. Die Frage, ob die Scherhorn-Gipfelscholle noch als Clariden-Element zu deuten ist, muss offen gelassen werden. Mindestens die tiefere Kreideserie am Scherhorn dürfte jedoch zusammen mit dem darunterliegenden, in der Scherhorn-Südflanke auskeilenden Malmband als südlicher Teil der eigentlichen Griesstock-Decke zu betrachten sein. Ungeachtet des engen faziellen Anschlusses der Clariden-Elemente an die südliche Griesstock-Decke darf aber der Südabschnitt der Griesstock-Decke nicht ohne weiteres der «Glarner-Decke» beziehungsweise den Clariden-Elementen gleichgesetzt werden.

In der Claridenkette selber gelangen wir zu keiner schlüssigen Aussage über die Tiefe der Trennung zwischen Griesstock-Decke und Clariden-Elementen, wohl aber vermag uns der Bau der Sedimentserien im Hangenden des südlichen Aarmassivs, vorab jener der Brigelserhörner, darüber Auskunft zu geben (ALB. HEIM, 1921: 177/178; R. HELBLING et al., 1948: Blatt 2; F. WEBER, 1922a, 1922d, 1924a, 1924b [Karten]; F. WEBER in ALB. HEIM, 1922: 932/938).

In der Ostflanke der oberen Val Punteglias trägt der axial gegen ENE abtauchende Punteglias-Lappen eine diskordant über den Punteglíasgranit und seine Nebengesteine transgredierende, geringmächtige, altmesozoische Sedimentbedeckung. Eine bis gegen die Alp Punteglias zurückreichende Sedimentmulde trennt den Punteglias-Lappen vom darüber vorgeschobenen südlichsten Aarmassiv-Lappen, dessen Hornblendegranite und Granodiorite beziehungsweise deren Nebengesteine durch die Trunser-Mulde vom Tavetscher-Massiv geschieden werden. Zwischen die Sedimentserien der beiden südlichen Aarmassiv-Lappen ist eine verkehrtliegende, mit feinbrecciösem Verrucano einsetzende Abfolge eingefaltet, die vom Piz Dado bis unter den Cavestrau-Pign unter den südlichsten Aarmassiv-Lappen eingewickelte, am Cavestrau-Grond sich jedoch westwärts frei aushebende Gipfelserie der Brigelserhörner.

Die drei am Bau der Brigelserhörner beteiligten Schichtfolgen sind recht verschieden gedeutet worden, wobei seit G. THEOBALD (1868: 130, 146; 1869: 118/120, 132) meist der Cavestrau-Verrucano als Ausgangspunkt für die Annahme einer Verbindung mit dem Verrucano der Glarner-Schubmasse gedient hat. Während F. WEBER (1922b, 1922c [Karten]; in ALB. HEIM, 1922: 935/936, Fig. 249; in J. OBERHOLZER, 1933: Taf. 6: Profile 16/17, Taf. 8) den Verrucano des Cavestrau und seine altmeso-

zoische Umhüllung als eingewickelten Rest eines Elementes betrachtet hat, das südlicherer Herkunft als die Sedimentbedeckung des südlichsten Aarmassiv-Lappens sei, waren E. WEBER (1947) und H. WIDMER (1949: 82) der Meinung, die Gipfelserie der Brigelserhörner stamme vom Rücken des Hornblendegranit-Lappens. R. HELBLING (R. HELBLING et al., 1948: Blatt 1) blieb es vorbehalten, alle drei Sedimentserien der Brigelserhörner, das heisst die Bedeckung des Punteglias-Lappens, die mit dem Hornblendegranit verknüpfte Schichtfolge und die eingemuldete, verkehrtliegende Gipfelserie, zusammen mit den Elementen des Piz d'Artgias und des Crap Surtscheins sowie den höheren Schuppen der Alp Ranasca als «Brigelserhörner-Decke» zusammenzufassen, obschon in der oberen Val Punteglias die altmesozoischen Anteile der Sedimentserien der beiden südlichen Aarmassiv-Lappen stellenweise wohl verschürft und verwalzt, jedoch gegenüber ihrer kristallinen Unterlage höchstens differentiell vorbewegt sind. R. STAUB (1954: 18/20; 1961: 334/336) ist beim Versuch, die Stellung des Cavestrau-Verrucano abzuklären, offensichtlich zu keinem eindeutigen Resultat gekommen. Während er einerseits erkannt hat, dass die Gipfelserie «in jedem Falle als ein ortsfremdes Element eingewickelt worden» sein muss, und auf Grund der Verbreitung des Verrucano über dem südlichen Aarmassiv zum Schluss gekommen ist, die «Cavestrau-Masse» stamme «mindestens vom Südrand des Aarmassivs», wenn nicht schon aus der Trunser-Mulde oder gar vom Nordrand des Tavetscher-Massivs, hat er doch die Meinung vertreten, «der Verrucano-Kern der Cavestrau-Masse» sei mit dem Sedimentmantel des Puntegliasgranites «unlösbar verbunden».

Über die Fortsetzung der Bauglieder der Brigelserhörner gegen Osten sind wir nur ungenügend unterrichtet. Auf Grund seiner neuen Untersuchungen in den Brigelserhörnern dürfte es jedoch P. KÄCH gelingen, das Verhältnis der subhelvetischen Elemente beidseits der Val Flem abzuklären.

Nach den bisherigen Aufnahmen scheint die axial gegen ENE absteigende Gipfelserie der Brigelserhörner unter die Verrucano-Platte der Alp Rubi einzutauchen, wobei freilich die Stellung der schwer verschürften Serien der unteren Val Trutg noch fraglich bleibt. Für die Annahme, die Gipfelserie der Brigelserhörner sei nördlicherer Herkunft als die subhelvetischen Elemente am Südabfall der Hausstockgruppe (H. WIDMER, 1949: 80/82; R. STAUB, 1954: Tab. zu S. 182/183), dürfte jedoch kein Grund vorliegen. An der Sella Miez oder Denter Furtgas, dem Übergang P. 2357 von Rubi Sura gegen das Ladral, liegt über dem höchsten Element des von R. TRÜMPY (1944) eingehend untersuchten Piz d'Artgias feinsernifitischer Verrucano, der durch ein dünnes Doggerband vom schiefrigen Verrucano unter dem Lias des Furggenhorns getrennt wird (R. TRÜMPY, 1949: 31: Fig. 6)[95]. Der tiefere Verrucano-Span der Sella Miez, den R. TRÜMPY (1944) als «bunte Breccienschiefer vom Typus der Brigelserhörner» beschrieben hat, kann wohl mitsamt dem ihn überlagernden Dogger als verschürftes Cavestrau-Element gedeutet werden.

Während über dem Punteglias-Lappen und in den frontalen Abschnitten des südlichsten Aarmassiv-Lappens Verrucano noch völlig fehlt (F. WEBER, 1922a, 1922d,

[95] Schon F. Weber (1924a [Karte]) hat den Unterschied der beiden Verrucano-Serien der Sella Miez gekannt; nach der neuen Glarnerkarte (J. OBERHOLZER, 1942) jedoch wäre der ganze Verrucano zwischen Furggenhorn und Culm da Bovs in «mittelhelvetischer Facies», d. h. vorwiegend als Phyllite ausgebildet (R. TRÜMPY, 1944).

1924a, 1924b [Karten]; R. HELBLING et al., 1948: Blatt 2)[96], ist in einzelnen Elementen des Piz d'Artgias Verrucano festzustellen. Gestützt auf die Aussage E. WEBERS, Verrucano setze erst südlich der Trunser-Mulde, am Nordrand des Tavetscher-Massivs, ein, hat R. STAUB (1954: 20) die Ansicht vertreten, «zum mindesten» die «oberen Teile der Dartgias-Masse» müssten bereits dem Tavetscher-Massiv entstammen. Da sich aber die Granodiorite und Quarzporphyre des Piz d'Artgias und die Gesteine der schmächtigen Kristallinbasis des Crap Surtscheins weit eher mit den Hornblendegraniten und Granodioriten des südlichsten Aarmassiv-Lappens als mit den sauren Muskovitgneissen, Sericitschiefern und Sericitquarziten des östlichen Tavetscher-Massivs vergleichen lassen, ist wiederholt ein ursprünglicher Zusammenhang mindestens der höheren subhelvetischen Elemente am Südabfall der Hausstockgruppe mit dem südlichsten Aarmassiv-Lappen angenommen worden (F. WEBER, 1922a, 1922b, 1922c [Karten], 1934a: 940; F. WEBER in ALB. HEIM, 1922: 937/938; R. TRÜMPY, 1944).

Können auch die Elemente der «subhelvetischen Decke» des Piz d'Artgias und des Crap Surtscheins als Teile einer vom südlichsten Aarmassiv-Lappen abgeschürften, vorgeschleppten und in sich verschuppten «Einheit» betrachtet werden, so ist es doch wenig wahrscheinlich, dass diese Deutung für alle Ranasca-Schuppen übernommen werden darf. Die von R. TRÜMPY (1944), R. HELBLING et al. (1948: Blatt 1) und L. WYSSLING (1950: 29/30, 40/41, Taf. 2) vorgenommene Unterteilung der Ranasca-Schuppen in ein tieferes Schuppen-Paket, die Kalkhorn-Schuppen (Lurign-Schuppe beziehungsweise Nauscha-Zone und Kalkhorn-Schuppe), und die darüber vorgeschobene «subhelvetische Decke» des Piz d'Artgias und des Crap Surtscheins (beziehungsweise Kreuzeck- und Martin-Schuppe) besteht durchaus zu Recht.

Über Vorkommen und Ausbildung der jungpaläozoischen und altmesozoischen Schichtglieder in den Bauelementen der Brigelserhörner wird nächstens P. KÄCH berichten. Vorderhand führen fazielle, stratigraphische und geometrische Überlegungen zur Annahme, die Gipfelserie der Brigelserhörner sei südlicherer Herkunft als selbst die höheren Anteile der Ranasca-Schuppen. Die von R. TRÜMPY (1944) ausgeschiedene «subhelvetische Decke» des Piz d'Artgias und des Crap Surtscheins kann daher nicht als «Brigelserhörner-Decke» (R. HELBLING et al., 1948: Blatt 1; L. WYSSLING, 1950: Taf. 2) bezeichnet werden; den tieferen Einheiten der Ranasca-Schuppen, den Kalkhorn-Schuppen, seien deshalb die d'Artgias-Schuppen gegenübergestellt.

Seit ALB. HEIM (1906) erkannt hat, dass die Malm/Kreide-Serie der Balmwand, die Griesstock-Decke, von Süden her überschoben worden ist, haben niemals Zweifel darüber bestanden, dass die fazielle Entwicklung der einzelnen Schichtglieder der Griesstock-Decke auf eine recht nördliche Herkunft dieser Einheit hinweist. Untersuchungen der Serien über dem südlichen Aarmassiv haben ergeben, dass die mit Quintnerkalk einsetzende Griesstock-Decke die stratigraphische Fortsetzung der Sedimentbedeckung des Punteglias-Lappens, noch eher aber jene der nur einzelne gering-

[96] Der von H. WIDMER (1949: 82) als Sedimentbedeckung des südlichsten Aarmassiv-Lappens betrachtete Verrucano beidseits der Val Dado gehört nach den Aufnahmen P. KÄCHS zur verkehrtliegenden Gipfelserie der Brigelserhörner.

mächtige Quintnerkalk-Fetzen enthaltenden d'Artgias-Schuppen sein könnte. Fest davon überzeugt, die Griesstock-Decke müsse vom Nordrand des Tavetscher-Massivs stammen, schien R. STAUB (1954: 20, 114/115, Tab. zu S. 182/183) die Verbindung von Griesstock-Decke und d'Artgias-Schuppen allerdings nur so lange vertretbar, als er der Meinung war, die d'Artgias-Schuppen seien vom Tavetscher-Massiv abgeschert. Nachdem er sich aber der Ansicht nicht mehr verschliessen konnte, dass die d'Artgias-Schuppen höchstwahrscheinlich abgeschürfte Elemente des südlichsten Aarmassiv-Lappens sind, hat R. STAUB (1961: 307, 322/323: Abb. 5, 335/337) wiederum eine scharfe Trennung der «aarmassivischen Ranasca-Schuppen» von der «Frontzone der helvetischen Schubmasse», der Griesstock-Decke, befürwortet.

Wegen der Querfalte des Panixerpasses ist der Zusammenhang der Vorab/Tschepp-Decke, der vorbewegten Sedimenthülle des südöstlichen Aarmassivs, und der d'Artgias-Schuppen nicht ersichtlich. Können auch die d'Artgias-Schuppen durchaus als ursprüngliche Fortsetzung der Rückenelemente der Vorab-Decke betrachtet werden (L. WYSSLING, 1950: 42/45, Fig. 4, Taf. 1/4), so muss die Frage doch offen gelassen werden, ob sie nicht vielleicht mit noch südlicheren Elementen, der Felsberger-Decke und dem Taminser-Massiv, in Beziehung zu bringen sind. Da sich aber die Griesstock-Decke faziell recht gut mit der Vorab-Decke vergleichen lässt, kommt der wiederholt geäusserten Vermutung, die d'Artgias-Schuppen seien die ehemalige stratigraphische Unterlage der Griesstock-Decke (F. WEBER, 1922b, 1922c [Karten]; J. OBERHOLZER, 1933: 44, 186/187; R. TRÜMPY, 1944), die Griesstock-Decke hinwiederum sei die ursprünglich westliche Fortsetzung der Vorab-Decke, eine recht hohe Wahrscheinlichkeit zu[97]. Selbstverständlich kann «der mächtige Malm der Griesstock-Decke nebst seiner Kreide- und Tertiär-Bedeckung» nicht aus der «geschlossenen Stirn» der Vorab-Decke hergeleitet werden (R. STAUB, 1961: 336); dieser Einwand spricht aber keineswegs gegen einen ursprünglichen seitlichen Zusammenhang der Rückenelemente der Vorab-Decke mit der Griesstock-Decke. Ist es nicht auffällig, dass die Griesstock-Decke im Längsprofil der südlichen Glarneralpen gerade dort einsetzt, wo der geschlossene Bau der Vorab-Decke endet? Es kann daher durchaus die Ansicht vertreten werden, die Griesstock-Decke sei vom südlichsten Aarmassiv abgeschert worden beziehungsweise der südlichste Aarmassiv-Lappen bilde die ursprüngliche Unterlage der Griesstock-Decke (R. TRÜMPY, 1963: 420).

Während die Griesstock-Decke mit guten Gründen als aarmassivischen Ursprungs angesehen werden darf, ist für die darüberliegenden Einheiten, die Gipfelserie der Brigelserhörner und die Clariden-Elemente der Claridenkette, eine südlichere Heimat anzunehmen. Da über den Tiefgang der Trunser-Mulde nur Vermutungen angestellt

---

[97] Da C. SCHINDLER (1959: 52, 59, Taf. VIII) bereits die Stöckli-Serie der Glärnisch-Basis mit der nordwestlichen Vorab-Decke vergleichen möchte, hat er angenommen, die Wageten sei noch weiter im Norden zu beheimaten und habe einmal an die südlichsten Einheiten des zentralen Aarmassivs (Cavorgia- und Tgietschen-Schuppe) angeschlossen. Dürfte es auch schwer halten, den Nachweis dafür zu erbringen, dass die Griesstock-Decke aus der Zone des Piz Frisal stammt, wo der Quintnerkalk in seiner vollen Mächtigkeit entwickelt ist, so muss doch die Frage offen bleiben, was mit den jungmesozoischen und alttertiären Abschnitten der Sedimentbedeckung des Punteglias-Lappens geschehen ist.

werden können, ist die Frage, ob die Clariden-Elemente aus der Trunser-Mulde oder aus den frontalen Abschnitten der Sedimentbedeckung des Tavetscher-Massivs stammen, nicht abzuklären. Mit einer an Gewissheit grenzenden Wahrscheinlichkeit dürfen wir jedoch eine recht tiefe Trennung zwischen Griesstock-Decke und Clariden-Elementen annehmen. Die Clariden-Elemente können deshalb als alte, überfahrene und völlig zerrissene Stirnanlage der helvetischen Hauptdecke gedeutet werden, die bei ihrer Vorbewegung einer bereits bestehenden «südaarmassivischen Einheit» aufgefahren wäre. Da in den d'Artgias-Schuppen Malm bis auf wenige, geringmächtige Reste fehlt, kann die intensive Verschuppung der d'Artgias-Elemente, die nach den Untersuchungen R. TRÜMPYS (1944) nicht mehr in ihrer ursprünglichen Reihenfolge aufeinander liegen, erst nach der Abscherung ihrer jüngeren Schichtglieder erfolgt sein. Es ist deshalb anzunehmen, die Griesstock-Decke habe sich recht früh von ihrer Unterlage abgelöst. Der südlichste Aarmassiv-Lappen dürfte einst der Kristallinkern einer selbständigen «Einheit» geringer Überschiebungsbreite gewesen sein, deren Rückenpartien durch die auffahrende helvetische Hauptmasse weitgehend abgeschert und vorgeschürft worden sind.

In ihrer Vorfahrt durch das emporsteigende Aarmassiv zunächst gehemmt, später durch ihre eigenen nachdrängenden Rückenelemente weiter vorgepresst, hat die helvetische Hauptdecke nicht nur den Sedimentrücken der «südaarmassivischen Hornblendegranit-Decke» abgeschürft; bei ihrer weiteren Vorbewegung ist im Westabschnitt auch ihre alte Stirnanlage unter die helvetische Hauptdecke geraten und in einzelne Schubspäne zerlegt worden, die sich heute stellenweise in überdrehter (Gipfelserie der Brigelserhörner, Ostabschnitt der Langfirn-Elemente), meist aber in aufrechter Lage als unter der helvetischen Hauptdecke zurückgebliebene «subhelvetische Deckenelemente» vorfinden.

Da die südlicher gelegenen Malm/Kreide/Tertiär-Schollen der Clariden-Elemente auch ursprünglich südlich an die heute davor- und darunterliegenden Langfirn-Elemente angeschlossen haben dürften (S. 191, 244), kann angenommen werden, nur die jüngsten Schichtglieder der alten Front der helvetischen Hauptdecke seien bis in die Claridenkette vorgeschürft worden, die älteren Schichtabschnitte aber seien weiter im Süden zurückgeblieben (R. STAUB, 1961: 306). Weil nun die Schichtreihe der Gipfelserie der Brigelserhörner nur gerade bis in den Malm reicht, ist die Möglichkeit nicht auszuschliessen, dass die Clariden-Elemente beim Vorschub der helvetischen Hauptdecke von der noch nicht überdrehten Gipfelserie der Brigelserhörner abgeschert worden sein könnten.

Nachdem mit grosser Wahrscheinlichkeit eine verhältnismässig scharfe Trennung zwischen der tiefsten subhelvetischen Einheit der Claridenkette, der Griesstock-Decke, und den Clariden-Elementen angenommen werden darf, stellt sich auch erneut die Frage nach der Einordnung der Schuppenzone des Klausenpasses und der Herkunft der in ihren Tertiärschiefern schwimmenden Seewerkalk/Nummulitenschichten-Lamellen, von denen schon ALB. HEIM (1906: 427/428) vermutet hat, sie stammten von irgend einer zerrissenen und verschürften Einheit

nicht gleichen, «aber doch ähnlichen Ursprungs wie die tiefere Griesstock-Malmwandmasse».

Die Schiefer der Tertiärzone am Nordabfall der Claridenkette stehen auf der Urnerseite des Klausenpasses mit der Griesstock-Decke, auf der Glarnerseite jedoch mit den Clariden-Elementen beziehungsweise der Stichplatten-Scholle in normalstratigraphischer Verbindung. Die Heimat der knorrigen Tertiärschiefer dürfte daher irgendwo zwischen der südlichen Griesstock-Decke und den höheren Clariden-Elementen gelegen haben. Weil namentlich in den sogenannten «Kammlistock-Elementen» Seewerkalk und Nummulitenschichten vielerorts zu fehlen scheinen, wäre es zunächst naheliegend, die Lamellen aus dem südlichen Abschnitt der «Kammlistock-Decke» herzuleiten (P. v. SCHUMACHER, 1928: 41; W. BRÜCKNER, 1943: 19, 27); da andrerseits in der östlichen Claridenkette die Elemente der sogenannten «Glarner-Decke» deutlich von der liegenden Griesstock-Decke getrennt sind, liesse es sich auch denken, dass einzelne Lamellen vom südlichen Teil der Griesstock-Decke abgeschert worden wären (J. OBERHOLZER, 1933: 187). In der Meinung, der südliche Teil der Griesstock-Decke setze sich gegen Osten «höchstwahrscheinlich in die Glarnerdecke der Claridenkette» fort, hat W. BRÜCKNER (1943: 34/35; in W. D. BRÜCKNER et al., 1958: 526) die «Verschürften Massen» als «Splitterzone zwischen der autochthon-parautochthonen Region im weiteren Sinne und der helvetischen Hauptdecke» aufgefasst.

Da die Ausbildung der Nummulitenschichten meist auf einen ursprünglich recht engen Zusammenhang der Seewerkalk/Nummulitenschichten-Lamellen und der Langfirn-Elemente hindeutet, am Speichstock und unter dem Langfirn sich zudem ein Abreissen einzelner Lamellen von der Front, aber auch vom Rücken der Langfirn-Elemente beobachten lässt (S. 227), dürften die Lamellen der Schuppenzone wohl zum grössten Teil aus dem Abschnitt der Langfirn-Elemente stammen. Nur für einzelne Scherben muss eine andere Herkunft in Betracht gezogen werden, da zum Beispiel die Lamellen am Chamerstockgrat (S. 238) ihrer Ausbildung nach Gesteinen der Chamerstock-Scholle entsprechen.

*

Stets in der Meinung befangen, die im Osten der Linth feststellbaren frontalen Abspaltungen der helvetischen Hauptdecke müssten sich geometrisch in die überfahrenen Überreste der alten Stirnanlage der Claridenkette fortsetzen, ist wiederholt von einer Knickung und Zerreissung der Front der Glarner-Decke in der östlichen Claridenkette und über dem hinteren Linthtal die Rede gewesen (P. v. SCHUMACHER, 1928: 33; J. OBERHOLZER, 1933: 187/188; R. STAUB, 1954: 44; 1961: 306, 311, 362). Es unterliegt keinem Zweifel, dass die Verrucano-Front der Glarner-Decke von der Schilt-Basis her in fast südlicher Richtung zurückweicht. Nur die westlichsten Teile der eigentlichen Glarner-Decke scheinen noch über das Linthtal hinweg bis unter den Glärnisch zu reichen (Stöckli- und Nidfurner-Serie), liegen dort aber bereits in einer Stellung vor, die jener der Sasberg-Platte zu vergleichen ist[98]. Ein Abdrehen

[98] Dürften auch zwischen den Schilt-Elementen der eigentlichen Glarner-Decke und den von J. OBERHOLZER (1933) und H. SCHIELLY (1964) im westlichen Freiberg der Glarner-Decke zugeord-

der Faltenachsen in die Streichrichtung der Clariden-Elemente lässt sich selbst in den südlichsten Abschnitten der Glarner-Decke des Freiberges nicht beobachten; im Gegenteil: am Sasberg und am Heuergrat streichen die Falten gegen SSE zurück (H. SCHIELLY, 1964: 172). Da kein ersichtlicher geometrischer Zusammenhang zwischen dem Verlauf der Front der Elemente des Schiltgebietes und des Freiberges und den Strukturen der Clariden-Elemente besteht, die Clariden-Elemente aber auch faziell weder der Sasberg-Platte noch den Schilt-Elementen entsprechen dürften (S. 192/196), liegt kein Grund zur Annahme eines Abschwenkens der Stirn der Glarner-Decke über dem hintersten Linthtal vor. Wie weit der heute erkennbare Verlauf der Stirn der eigentlichen Glarner-Decke durch den verhältnismässig starren Verrucano-Schild bestimmt, das heisst wie stark der heutige Bau bereits durch die permische Paläogeographie vorgezeichnet ist, lässt sich nur erahnen.

Im Gegensatz zur «ostalpin» verlaufenden Front der Glarner-Decke des Schiltgebietes und der tieferen Elemente des westlichen Freiberges zeigen die Strukturen der Clariden-Elemente vom Clariden bis in die Chamerstock-Nordwand vorwiegend ein normalhelvetisches Streichen. Um aber wenigstens die Clariden-Elemente einer geometrischen Einheit zuordnen zu können, müssten Knickungen und Verbiegungen der Faltenachsen angenommen werden, die wegen fehlender Verbindungen der Beobachtung gar nicht zugänglich sind. Weit eher als durch eine Verbiegung der Faltenachsen dürfte aber die heutige gegenseitige Lage der Clariden-Elemente durch Zerreissungserscheinungen zustande gekommen sein. Das Abreissen der östlichen Abschnitte der «Clariden-Front» und die nachfolgende Bewegung, bei welcher die rückwärtigen Clariden-Elemente ihren frontalen Abspaltungen aufgefahren sind, dürfte wohl unter dem Einfluss des weiteren Vormarsches der helvetischen Hauptdecke erfolgt sein (S. 245/246), wobei allerdings Zeitpunkt und Abfolge der verschiedenen Vorgänge im einzelnen vorderhand noch nicht festzulegen sind.

Die helvetische Hauptdecke hat bei ihrer weiteren Vorfahrt nicht nur ihre alte Stirnanlage überwältigt und verschürft, sie hat auch Schubspäne unter sich begraben, die erst während des Vormarsches von der «Aarmassiv-Stellung» in die heutige Lage von ihr abgesplittert sind. Die Ausbildung der Schichtreihe der Fiseten/Orthalden-Schuppen deutet darauf hin, dass die höchsten subhelvetischen Elemente der Claridenkette verschürfte Reste der östlichen Fortsetzung des Axen-Südlappens sein könnten (S. 192), wenn auch der geometrische Zusammenhang der nur südlich der «Klausen-Linie» erhaltenen, verkehrtliegenden Schubspäne mit der Axen-Decke keineswegs mehr ersichtlich ist. Lässt sich auch in der Hausstock- und in der Vorab-Gruppe der «Lochseitenkalk» aus den Ranasca-Schuppen beziehungsweise aus der Vorab-Decke herleiten (L. WYSSLING, 1950: 40, 46, 126/127), so berechtigt dies noch keineswegs zum Schluss, der subhelvetische Lochseitenkalk sei ein «eigenes tektonisches Element» einheitlicher Abstammung (H. SCHIELLY, 1964: 159/168, 246). Vielmehr kann heute nicht mehr der geringste Zweifel daran bestehen, dass am Aufbau

neten Serien ursprünglich recht enge Beziehungen bestanden haben, so können die Glarner-Decke des Schiltgebietes und jene des Freiberges dennoch nicht einfach als Teile einer heute noch bestehenden geometrischen «Einheit» betrachtet werden (S. 259).

des Lochseitenkalkes im Liegenden der helvetischen Hauptdecke der Glarneralpen verschürfte Elemente verschiedenster Herkunft beteiligt sind (S. 256, 260)[99].

*

Immer deutlicher hat sich bei den Aufnahmen in der östlichen Claridenkette ergeben, dass die subhelvetischen Elemente nicht als Teile geometrisch zusammenhängender «Einheiten» betrachtet werden können. Unter der Gleitbahn der helvetischen Hauptschubmasse, deren grosszügige Falten erst in der Ortstockkette nördlich des Urner Bodens einsetzen, finden sich meist nur unbedeutende, lokal eng begrenzte Scherben und Schuppen. Die über einem Schubspan vermutlich südaarmassivischer Herkunft (Griesstock-Decke) liegenden, zerrissenen und zerscherten Clariden-Elemente dürften wohl von der Stirn der am aufsteigenden Aarmassiv vorübergehend abgebremsten helvetischen Hauptdecke abgesplittert und später überfahren worden sein. Obschon der Ablagerungsraum der Clariden-Elemente nicht eindeutig festzulegen ist (S. 192/196), können sie kaum als mechanische oder als fazielle Äquivalente der Glarner-Decke des Schiltgebietes gelten (S. 197/199).

Schon wiederholt ist darauf hingewiesen worden, dass der Bau der Claridenkette nicht die Folge eines einfachen mechanischen Vorganges sein kann. Aus den vorliegenden Analysen der Kinematik geht ohne Zweifel hervor, dass mehrere «Faltungsphasen» zu unterscheiden sind (W. STAUB, 1911a: 64, 72; P. v. SCHUMACHER, 1928: 45; J. OBERHOLZER, 1933: 59; W. BRÜCKNER, 1943: 21). Die Abfolge gewisser Bewegungen lässt sich mit einiger Sicherheit abklären. Nicht zu entscheiden ist jedoch meistens die Frage, welche Zeitspanne zwischen den einzelnen «Bewegungsphasen» anzunehmen ist; ja selbst die Abgrenzung der einzelnen «Bewegungsphasen» gegeneinander ist keineswegs in allen Fällen sichergestellt, da mindestens teilweise fortlaufende Bewegungen in einzelne «Phasen» unterteilt worden sind. Unsicher sind vielfach auch noch die gegenseitigen Beziehungen der Bewegungen in den verschiedenen tektonischen Einheiten. Wohl sind wir somit über einzelne Bewegungsabfolgen unterrichtet, von einer in sich geschlossenen Analyse des ganzen Bewegungsablaufes, der dem verwickelten Bau der Claridenkette und ihrer Unterlage zugrunde liegt, sind wir heute jedoch noch weit entfernt.

---

[99] Da sich gerade die Herkunft des Kalkmylonites der Typuslokalität des «Lochseitenkalkes», der Lochseite hinter Schwanden, nicht abklären lässt (S. 260), ist es kaum angezeigt, den von ARN. ESCHER eingeführten Ausdruck auf den Kalkmylonit unter dem Verrucano der Glarner-Decke beschränken zu wollen (A. ROTHPLETZ, 1883: 165; H. SCHIELLY, 1964: 152), zumal bereits ARN. ESCHER den Begriff «Lochseitenkalk» auf Kalkmylonite verschiedener Stellung und Herkunft übertragen hat (S. 142, 160).

Literaturverzeichnis

Vorbemerkung: Die folgende Zusammenstellung beschränkt sich auf Arbeiten, auf welche im vorliegenden Text verwiesen wird. Unveröffentlichte Arbeiten sind mit einem Stern (*) versehen. Nicht aufgeführt ist ein Grossteil der paläontologischen Arbeiten, die zum Bestimmen der Fossilien benützt worden sind.

AMPFERER, O. (1934): Über die Gleitformung der Glarner Alpen. — Sitz.ber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., I, *143*/3, 4: 109—121.

— (1940): Gegen den Nappismus und für die Deckenlehre. — Z. deutsch. geol. Ges., *92*/4, 5: 313—327.

ANDEREGG, H. (1940): Geologie des Isentals (Kanton Uri). — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *77*.

ARBENZ, P. (1912): Der Gebirgsbau der Zentralschweiz. — Verh. schweiz. natf. Ges., *95*/2, Altdorf: 95—122.

— (1913): Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. — Vjschr. natf. Ges. Zürich, *58*/1, 2: 15—34.

— (1919): Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. — Vjschr. natf. Ges. Zürich, *64*/1, 2: 246—275.

— (1934): Die helvetische Region. — Geol. Führer Schweiz, *2*: 96—120.

D'ARCHIAC, A. (1850): Formation nummulitique. — In: Histoire des progrès de la géologie, *3*/1: 1—304 *l.* — Paris (Soc. géol. France).

D'ARCHIAC, A. & HAIME, J. (1853): Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde précédée d'un résumé géologique et d'une monographie des Nummulites. — Paris (Gide & Baudry).

BECK, P. (1912): Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faciesgebiet. — Eclogae geol. Helv., *12*/1: 65—151.

BENEO, E. (1955): Les résultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicile (Italie). — Proc. 4th World Petrol. Congr., Rome, Sect. I/A/2, Pap. 1: 109—124.

BENTZ, F. (1948): Geologie des Sarnersee-Gebietes (Kt. Obwalden). — Eclogae geol. Helv., *41*/1: 1—77.

BERTRAND, M. (1884): Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. — Bull. Soc. géol. France, (3), *12*: 318—330.

BISIG, W. (1957): Blattengratflysch und Sardonaflysch im Sernftal nördlich der Linie Richetlipass–Elm–Ramintal–Grosse Scheibe. — Diss. ETH, Zürich.

BLUMER, E. (1906): Zur Kenntnis des helvetischen Alpen-Nordrandes. — Vjschr. natf. Ges. Zürich, *51*/2, 3: 473—480.

BOUSSAC, J. (1910): Interprétation tectonique du Flysch dit autochtone de la Suisse centrale et orientale. — C. R. Ac. Sc., [Paris], *150*: 1148—1150.

— (1911): Etudes stratigraphiques et paléontologiques sur le Nummulitique de Biarritz. — Ann. Hébert, *5*: 1—95.

— (1912): Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. — Mém. Carte géol. France, Paris.

BRÜCKNER, W. (1933a): Die Geologie der Schächentaler Berge. — Eclogae geol. Helv., *26*/2: 203—206.

— (1933b): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft nach dem Klausenpass und Griesstockgebiet. — Eclogae geol. Helv., *26*/2: 325—330.

— (1937): Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kanton Uri), eine Studie der nordhelvetischen Schichtfolge. — Verh. natf. Ges. Basel, *48*: 77—182.

BRÜCKNER, W. (1943): Tektonik des oberen Schächentals (Kanton Uri). — Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., *80*.

— (1946a): Neue Konglomeratfunde in den Schiefermergeln des jüngeren helvetischen Eocaens der Zentral- und Ostschweiz. — Eclogae geol. Helv., *38*/2 (1945): 315—328.

— (1946b): Bemerkungen über die nordhelvetischen Flyschbildungen in der Westschweiz. — Verh. natf. Ges. Basel, *57*: 62—74.

— (1946c): Beobachtungen am Kreide-Eocaen-Kontakt südlich von Linthal (Kt. Glarus). — Eclogae geol. Helv., *39*/1: 21—23.

— (1947): Über die Gliederung des Kieselkalks in der Zentralschweiz. — Eclogae geol. Helv., *39*/2 (1946): 159—164.

— (1951): Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der helvetischen Zone der Schweizeralpen. — Geol. Rundschau, *39*/1: 196—212.

— (1952): Globigerinenmergel und Flysch, ein Beitrag zur Geologie der jüngsten helvetisch-ultrahelvetischen Ablagerungen der Schweizer Alpen. — Verh. natf. Ges. Basel, *63*/1: 17—40.

BRÜCKNER, W., FREY, F. & TRÜMPY, R. (1965): Exkursion Nr. 35: Glarnerland–Klausenpass (Näfels–Linthal–Altdorf). — Geol. Führer Schweiz, 2. Aufl. — Basel (Wepf).

BRÜCKNER, W. D., HEIM, ARN., RITTER, E., STAUB, R. & TRÜMPY, R. (1958): Bericht über die Jubiläumsexkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch die Glarneralpen. — Eclogae geol. Helv., *50*/2 (1957): 509—528.

BRÜCKNER, W. & v. PIA, J. (1935): Characeenreste im unteren Teil der Zementsteinschichten (oberer Malm) der Griesstock-Decke am Klausenpass (Kt. Uri). — Eclogae geol. Helv., *28*/1: 115—121.

v. BUCH, L. (1809): Reise über die Gebirgszüge der Alpen zwischen Glarus und Chiavenna im August 1803. — Ges. natf. Freunde Berlin Mag. Natk., *3*/2: 102—122.

BURCKHARDT, C. (1896): Monographie der Kreideketten zwischen Klönthal, Sihl und Linth. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., *5*.

BUXTORF, A. (1910): Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks. — Erläut. geol. Karte Schweiz, *9*.

— (1912a): Neuaufnahme des Westendes der Axenkette und des Isentales. — Eclogae geol. Helv., *12*/2: 164—166.

— (1912b): Bericht über die Exkursion der Schweiz. geolog. Gesellschaft ins Flyschgebiet des untern Schächentals. — Eclogae geol. Helv., *12*/2: 188—193.

CADISCH, J. (1926): Der Bau der Schweizeralpen, räumlich dargestellt und kurz erläutert. — Zürich (Orell Füssli).

— (1953): Geologie der Schweizer Alpen. — 2. Aufl. — Basel (Wepf).

DE CHARPAL, O. L., MONTADERT, L., GUBLER, Y. G. & ROUGE, P. E. (1959): Recherches sur des phénomènes de dolomitisation d'origine structurale. — Proc. 5th World Petrol. Congr., New York, Sect. I, Pap. 3/II: 60—71.

[DE CHARPAL, O., GUBLER, Y., MONTADERT, L., ROUGE, P. E. & VATAN, A.] (1959): Relations entre mode de gisement et propriétés physicochimiques des dolomies. — Rev. Inst. Franç. Pétrole, *14*/4—5: 475—518.

CORMINBOEUF, P. (1959): Sur les couches de Cucloz–Villarvolard en Suisse occidentale. — Eclogae geol. Helv., *52*/1: 271—294.

CROWELL, J. C. (1957): Origin of pebbly mudstones. — Bull. Geol. Soc. America, *68*/8: 993—1009.

DAVIES, L. M. (1930): The genus Dictyoconus and its allies: a review of the group, together with a description of three new species from the Lower Eocene beds of northern Baluchistan. — Transact. Roy. Soc. Edinburgh, *56*/2, 20: 485—505.

DE LA HARPE, PH. (1881a, 1881b, 1883): Etude des Nummulites de la Suisse et révision des espèces éocènes des genres Nummulites et Assilina, *1—3*. — Mém. Soc. Paléont. Suisse, *7* (1880), *8* (1881), *10* (1883).

DE LA HARPE, PH. [— ROZLOZSNIK, P.] (1926): Matériaux pour servir à une monographie des Nummulines et Assilines. — Magyar Földt. Intézet Evkönyve, *27*/1: 1—102.

DOLLFUS, S. (1965): Über den helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. — Eclogae geol. Helv., *58*/1.

DOUVILLÉ, H. (1906): Evolution des Nummulites dans les différents bassins de l'Europe occidentale. — Bull. Soc. géol. France, (4), *6*: 13—42.

DOUVILLÉ, H. (1919): L'Eocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées. — Mém. Carte géol. France, Paris.

DUPARC, L. & RITTER, E. (1895): Le grès de Taveyannaz et ses rapports avec les formations du Flysch. — Arch. Sc. phys. nat., [Genève], (3), *33*: 435—452, 530—560.

DZULYNSKI, S. (1963): Directional structures in flysch. — Studia geol. Polonica, *12*.

DZULYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M. & KUENEN, PH. H. (1959): Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. — Bull. Geol. Soc. America, *70*/8: 1089—1118.

ESCHER, ARN. (1841): Geologische Carte des Cantons Glarus und seiner Umgebungen. — Verh. schweiz. natf. Ges., *26*, Zürich: 54—62.

— (1846a): Gebirgskunde. — In: O. HEER & J. J. BLUMER-HEER: Der Kanton Glarus. — Gemälde der Schweiz, *7*: 51—86. — St. Gallen & Bern (Huber).

— (1846b): Geognostische Beobachtungen über einige Gegenden des Vorarlberg's. — N. Jb. Min., Geogn., Geol., *1846*: 421—442.

— (1834—1872)*: Geologische Tagebücher. — dep. Geol. Inst. ETH, Zürich.

ESCHER, B. G. (1911): Ueber die praetriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Toedi (Bifertengraetli). — Diss. ETH, Zürich. — Amsterdam.

ESCHER, H. C. (1809): Geognostische Beschreibung des Linththales. — Leonhards Taschenbuch, *3*: 339—354.

EWALD, J. (1848): Quelques remarques sur les Nummulites. — Padova.

FICHTER. H. J. (1934): Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *69*.

FORRER, M. (1950): Zur Geologie der östlichen Wildhauser Mulde. — Ber. (Jb.) St. Gall. natw. Ges., *73*/1 (1948/49): 1—97.

FREI, R. (1963): Die Flyschbildungen in der Unterlage von Iberger Klippen und Mythen. — Diss. ETH, Zürich.

FREY, F. (1958)*: Geologische Untersuchungen am Chamerstock (Kanton Glarus). — Diplomarb. ETH, Zürich.

FREY, F. & LEUPOLD, W. (1962)*: Sandstein-Dachschiefer-Komplex (Berner Oberland, Zentral- und Ostschweiz). — In: Stratigraphisches Lexikon der Schweiz, dep. Schweiz. Geol. Komm., Basel.

FURRER, M. (1949): Der subalpine Flysch nördlich der Schrattenfluh (Entlebuch, Kt. Luzern). — Eclogae geol. Helv., *42*/1: 111—154.

GANZ, E. (1912): Stratigraphie der mittleren Kreide (Gargasien, Albien) der oberen helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen. — Denkschr. schweiz. natf. Ges., *47*/1.

GERBER, M. (1930): Beiträge zur Stratigraphie der Jura-Kreidegrenze in der Zentralschweiz. — Eclogae geol. Helv., *23*/2: 497—547.

GEYER, O. F. (1961): Monographie der Perisphinctidae des Unteren Unterkimeridgium (Weisser Jura γ, Badenerschichten) im süddeutschen Jura. — Palaeontographica, A, *117*/1—4: 1—157.

GIGON, W. (1952): Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes der Grossen Emme. — Verh. natf. Ges. Basel, *63*/1: 49—136.

GOLDSCHMID, K. (1924): Geologie der Morgenberghorn-Schwalmerngruppe bei Interlaken. — Jb. phil. Fak. II Univ. Bern, *4*: 136—143.

GRUNER, G. S. (1760): Die Eisgebirge des Schweizerlandes. — Bern (Wagner).

GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1933): Blatt 395 Lauterbrunnen und nördl. Randgebiet von Blatt 488 Blümlisalp. — Erläut. Geol. Atlas Schweiz, *6*.

— (1942): Persistente Brüche im Jura der Wildhorn-Decke des Berner Oberlandes. — Eclogae geol. Helv., *34*/2 (1941): 164—172.

— (1952): Alte Brüche im Kreide/Tertiär-Anteil der Wildhorndecke zwischen Rhone und Rhein. — Geol. Rundschau, *40*/2: 211—239.

HAGEN, T. (1950): Über Bruch- und Kluftsysteme und Clivage am Ostende des Aar-Massivs zwischen Tödi und Kistenpass. — Eclogae geol. Helv., *42*/2 (1949): 447—456.

HANTKE, R. (1958)*: Helvetische Kreide. Berner Oberland–Zentralschweiz–Ostschweiz. — In: Stratigraphisches Lexikon der Schweiz, dep. Schweiz. Geol. Komm., Basel.

HANTKE, R. (1960): Zur Jura/Kreide-Grenze im mittel- und südhelvetischen Faziesbereich der Ostschweiz. — Eclogae geol. Helv., *52*/2 (1959): 547—554.
— (1961): Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. — Vjschr. natf. Ges. Zürich, *106*/1: 1—210.
HANTKE, R. & TRÜMPY, R. (1965): Bericht über die Exkursion A der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Schwyzer Alpen.— Eclogae geol. Helv., *57*/2 (1964): 609—618.
HEIM, ALB. (1878): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. — Basel (Schwabe).
— (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. — Beitr. geol. Karte Schweiz, *25*.
— (1895): A. Rothpletz in den Glarneralpen. — Vjschr. natf. Ges. Zürich, *40*/1: 33—70.
— (1905): Das Säntisgebirge. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *16*.
— (1906): Die vermeintliche «Gewölbeumbiegung des Nordflügels der Glarnerdoppelfalte» südlich vom Klausenpass, eine Selbstkorrektur. — Vjschr. natf. Ges. Zürich, *51*/2, 3: 403—431.
— (1911): Beobachtungen aus der Wurzelregion der Glarnerfalten (helvetischen Decken). — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *31*/4: 49—56.
— (1921, 1922): Geologie der Schweiz, *2*: Die Schweizer Alpen. — Leipzig (Tauchnitz).
— (1929): An der Erkenntniswurzel alpiner Tektonik. — Vjschr. natf. Ges. Zürich, *74*/1, 2: 213—223.
HEIM, ARN. (1905): Zur Kenntnis der Glarner-Überfaltungsdecken. — Z. deutsch. geol. Ges., *57*, Monatsber., 3: 89—118.
— (1907a): Das Walenseetal. — Ber. Vers. Oberrhein. geol. Ver., *40*: 60—69.
— (1907b): Gliederung und Facies der Berrias-Valangien-Sedimente in den helvetischen Alpen. — Vjschr. natf. Ges. Zürich, *52*/3, 4: 484—499.
— (1908a): Über das Profil von Seewen-Schwyz und den Fund von Habkerngranit im Nummulitengrünsand. — Vjschr. natf. Ges. Zürich, *53*/1—3: 377—386.
— (1908b): Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Versuch zu einer Revision der alpinen Eocaen-Stratigraphie. — Abh. schweiz. paläont. Ges., *35*.
— (1910a): Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpass, verglichen mit der Facies der helvetischen Decken. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *24*/3: 21—45.
— (1910b, 1913, 1916, 1917): Monographie der Churfirsten-Mattstockgruppe. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *20*/1—4.
— (1911): Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *31*/3: 37—48.
— (1921): Das helvetische Deckengebirge. — In: ALB. HEIM: Geologie der Schweiz, *2*/1: 259—476. — Leipzig (Tauchnitz).
HELBLING, R. (1938): Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarner Alpen. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *76*/2: 69—125.
— (1948): Photogeologische Studien im Anschluss an geologische Kartierungen in der Schweiz insbesondere der Tödikette. — Zürich (Orell Füssli).
HENSON, F. R. S. (1948): Larger imperforate Foraminifera of south-western Asia. — British Museum (Natural History), London.
HERB, R. (1962): Geologie von Amden mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *114*.
— (1963): Zur Geologie der südhelvetischen Schuppenzone von Wildhaus. — Eclogae geol. Helv., *56*/2: 881—904.
HÜGI, TH. (1941): Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., *21*/1: 1—120.
JEANNET, A., LEUPOLD, W. & BUCK, D. (1935): Stratigraphische Profile des Nummulitikums von Einsiedeln–Iberg. — Ber. schwyz. natf. Ges., *1* (1932/35): 35—51.
JENNY, J. J. (1934): Geologische Beschreibung der Hoh Faulen-Gruppe im Kanton Uri. — Verh. natf. Ges. Basel, *45*: 109—162.
KAUFMANN, F. J. (1867): Geologische Beschreibung des Pilatus. — Beitr. geol. Karte Schweiz, *5*.
— (1872): Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. — Beitr. geol. Karte Schweiz, *11*.

KAUFMANN, F. J. (1877): Kalkstein- und Schiefergebirge der Kantone Schwyz und Zug und des Bürgenstocks bei Stanz. — Beitr. geol. Karte Schweiz, *14*/2.
— (1886): Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern–Grafenort. — Beitr. geol. Karte Schweiz, *24*/1.
KELLER, W. A. (1912): Die autochthone Kreide auf Bifertenstock und Selbsanft. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *42*.
KREBS, J. (1925): Geologische Beschreibung der Blümlisalp-Gruppe. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *54*/3.
LAPWORTH, CH. (1885): The Highland Controversy in British Geology: its Causes, Course, and Consequences. — Nature, [London & New York], *32*: 558—559. — Rep. 55th meet. Brit. Assoc. Advanc. Sci., Aberdeen, 1885 (1886): 1025—1026.
LEUPOLD, W. (1937): Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. — Eclogae geol. Helv., *30*/1: 1—23.
— (1939a): Die Flyschregion von Ragaz. — Eclogae geol. Helv., *31*/2 (1938): 403—428.
— (1939b)*: Studien zur Nummuliten-Stratigraphie des alpinen und westeuropäischen Alttertiärs. — Schläfli-Preisschrift.
— (1942)*: Stratigraphie und Faziesverteilung des alpinen Alttertiärs. — Manuskript.
— (1943): Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. — Eclogae geol. Helv., *35*/2 (1942): 247—291.
— (1963)*: Helvetische Nummuliten- und Flyschbildungen. — In: Stratigraphisches Lexikon der Schweiz, dep. Schweiz. Geol. Komm., Basel.
LOMBARD, A., GANSSER, A. et alii (1962): Guidebook for the International Field Institute the Alps 1962. — Amer. Geol. Inst.
LUGEON, M. (1902): Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. — Bull. Soc. géol. France, (4), *1* (1901): 723—825.
— (1905): Deuxième communication préliminaire sur la région comprise entre le Sanetsch et la Kander (Valais–Berne). — Eclogae geol. Helv., *8*/4: 421—433.
LUTHER, M. (1927): Die tektonischen und stratigraphischen Zusammenhänge östlich und westlich der Reuss zwischen Brunnen und Amsteg. — Jb. phil. Fak. II Univ. Bern, *7*: 113—139.
MAYER, K. (1877): Systematisches Verzeichniss der Versteinerungen des Parisian der Umgegend von Einsiedeln. — Beitr. geol. Karte Schweiz, *14*/2: Anh.
MAYNC, W. (1938): Die Grenzschichten von Jura und Kreide in der Titliskette. — Eclogae geol. Helv., *31*/1: 21—70.
MERCANTON, CH. H. (1963): La bordure ultra-helvétique du massif des Diablerets. — Mat. Carte géol. Suisse, N.S., *116*.
MEYER, H. (1922): Geologische Untersuchungen im Gebiet der Wageten- und Riseten-Ketten (Kt. Glarus). — Diss. Univ. Zürich.
MOLLET, H. (1921): Geologie der Schafmatt-Schimberg-Kette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern). — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *47*/3.
MORNOD, L. (1946): Molasse subalpine et bord alpin de la région de Bulle (Basse-Gruyère). — Eclogae geol. Helv., *38*/2 (1945): 441—452.
— (1949): Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère). Molasse et bord alpin. — Mat. Carte géol. Suisse, N.S., *91*.
MÜLLER, F. (1938): Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen (Berner Oberland). — Mit Beiträgen von P. ARBENZ. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *74*.
MURCHISON, R. I. (1849): On the Geological Structure of the Alps, Apennines and Carpathians, more especially to prove a transition from Secondary to Tertiary rocks, and the development of Eocene deposits in Southern Europe. — Quart. Jour. Geol. Soc. London, *5*/1: 157—312.
NIGGLI, P. (1912): Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrande des Gotthardmassives. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *36*.
OBERHOLZER, J. (1908): Die Ueberfaltungsdecken auf der Westseite des Linthtales. — Eclogae geol. Helv., *10*/4: 531—555.
— (1918): Wildflysch und helvetischer Flysch in den östlichen Glarneralpen. — Eclogae geol. Helv., *14*/5: 668—669.

OBERHOLZER, J. (1919): Der tektonische Zusammenhang von Glärnisch-, Schild- und Wiggisgruppe. — Vjschr.natf. Ges. Zürich, *64*/1, 2: 77—99.
— (1933): Geologie der Glarneralpen. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *28*.
— (1934): Exkursion Nr. 75: Altdorf–Klausenpass–Linthal–Glarus. — Geol. Führer Schweiz, *12*: 906—911.
— (1930—1938)*: Geologische Tagebücher Nr. 51—57 (Oktober 1930 bis November 1938). — Abschr. dep. Geol. Inst. ETH, Zürich.
OBERHOLZER, J. & HEIM, ALB. (1934): Zu Otto Ampferers «Gleitformung der Glarneralpen» und «Flimser Bergsturz». — Eclogae geol. Helv., *27*/2: 507—516.
VAN DER PLOEG, P. (1912): Geologische Beschreibung der Schlossberg-Spannortgruppe. — Eclogae geol. Helv., *12*/2: 194—245.
DE QUERVAIN, F. (1928): Zur Petrographie und Geologie der Taveyannaz-Gesteine. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., *8*: 1—88.
RADOMSKI, A. (1961): On some sedimentological problems of the Swiss Flysch Series. — Eclogae geol. Helv., *54*/2: 451—459.
RAULIN, V. (1848): Brief an Hrn. Dr. Boué über die Geologie der Insel Candien oder Creta. — Ber. Mitth. Freund. Natw. Wien, *4*: 301.
REBER, R. (1964): Der subalpine Flysch zwischen Emme und Thunersee. — Eclogae geol. Helv., *57*/1: 91—148.
ROD, E. (1937): Stratigraphie des Malm der Graustock-Hutstock-Gruppe (Melchtal, Kanton Obwalden). — Diss. Univ. Bern. — Bern (Stämpfli).
ROTHPLETZ, A. (1883): Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheines. — Z. deutsch. geol. Ges., *35*: 134—189.
— (1894a): Ein geologischer Querschnitt durch die Ost-Alpen nebst Anhang über die sog. Glarner Doppelfalte. — Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagshandlung).
— (1894b): Geotektonische Probleme. — Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagshandlung).
— (1898): Das geotektonische Problem der Glarner Alpen. — Jena (Fischer).
ROZLOZSNIK, P. (1929): Studien über Nummulinen. — Geol. Hungarica, Ser. Palaeont., *2*: 87—248.
RÜEFLI, W. H. (1959): Stratigraphie und Tektonik des Eingeschlossenen Glarner Flysches im Weisstannental (St. Galler Oberland). — Diss. ETH, Zürich.
SCHAUB, H. (1962a): Stammesentwicklung und geologische Zeitbestimmung. — Verh. natf. Ges. Basel, *73*/2: 318—331.
— (1962b): Über einige stratigraphisch wichtige Nummuliten-Arten. — Eclogae geol. Helv., *55*/2: 529—551.
SCHEUCHZER, J. J. (1723): Itinera per Helvetiae alpinas regiones. — Lugdunum (Vander).
SCHIELLY, H. (1964): Geologische Untersuchungen im Deckengebiet des westlichen Freiberges (Kt. Glarus). — Mitt. natf. Ges. Glarus, *12*: 1—293.
SCHINDLER, C. M. (1959): Zur Geologie des Glärnisch. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *107*.
SCHOOP, R. (1954)*: Geologische Untersuchungen im Schiltgebiet. — Diplomarb. ETH, Zürich.
SCHROEDER, J. W. & DUCLOZ, CH. (1955): Géologie de la Molasse du Val d'Illiez (Bas-Valais). — Mat. Carte géol. Suisse, N.S., *100*.
SCHUMACHER, J. (1948): Zur Gliederung des marinen Lutétien und basalen Priabonien der Schweizer Alpen. — Eclogae geol. Helv., *41*/1: 79—88.
— (1949): Die Flysch- und Parautochthonzone des oberen Engelbergertales (Zentralschweiz). — Mitt. natf. Ges. Bern, N.F., *7*: 1—56.
V. SCHUMACHER, P. (1928): Der geologische Bau der Claridenkette. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *50*/4.
DE SITTER, L. U. (1939): The principle of concentric folding and the dependence of tectonical structure on original sedimentary structure. — Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch., *42*/5: 412—430.
— (1954): Gravitational gliding tectonics, an essay in comparative structural geology. — Amer. Jour. Sci., *252*/6: 321—344.
SODER, P. A. (1949): Geologische Untersuchung der Schrattenfluh und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde (Kt. Luzern). — Eclogae geol. Helv., *42*/1: 35—109.
SPECK, J. (1953): Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee und Versuch einer paläogeographischen Auswertung. — Diss. Univ. Zürich.

SPÖRLI, B. (1961)*: Geologische Untersuchungen in der östlichen Uri-Rotstockgruppe. — Diplomarb. ETH, Zürich.
STAUB, R. (1954): Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie. — Glarus (Tschudi).
— (1961): Neuere Betrachtungen zum glarnerischen Deckenbau. — Vjschr. natf. Ges. Zürich, *106*/3: 289—386.
STAUB, R. & LEUPOLD, W. (1945)*: Geologisches Gutachten über die Ausnützung der Stufe Urnerboden–Linthal oder Urnerboden–Tierfehd des Fätschbaches. — Nordostschweizerische Kraftwerke AG, Baden.
STAUB, W. (1911a): Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *32*.
— (1912a): Bau der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. — Eclogae geol. Helv., *12*/2: 162—164.
— (1912b): Beobachtungen am Ostende des Erstfeldermassivs. — Geol. Rundschau, *3*/5, 6: 310—319.
STUDER, B. (1853): Geologie der Schweiz, *2*. — Bern & Zürich (Stämpfli, Schulthess).
— (1872): Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen. — Bern (Dalp).
STYGER, G. A. (1961): Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und westlichen Kärpfgruppe. — Diss. Univ. Zürich.
TERCIER, J. (1948): Le Flysch dans la sédimentation alpine. — Eclogae geol. Helv., *40*/2 (1947): 163—198.
THEOBALD, G. L. (1868): Der Brigelser Stock. — Jber. natf. Ges. Graubünden, N.F., *13*: 112—149.
— (1869): Der Kistenpass und seine Umgebung. — Jber. natf. Ges. Graubünden, N.F., *14*: 109—145.
TOLWINSKI, K. (1910): Die Grauen Hörner. — Vjschr. natf. Ges. Zürich, *55*/3, 4: 331—390.
TRÜMPY, R. (1944)*: Geologisch-photogrammetrische Untersuchungen in der südlichen Hausstockgruppe. — Diplomarb. ETH, Zürich.
— (1945): Zur Tektonik der südlichen Hausstockgruppe. — Eclogae geol. Helv., *37*/2 (1944): 405—409.
— (1949): Der Lias der Glarner Alpen. — Denkschr. schweiz. natf. Ges., *79*/1.
— (1955): Wechselbeziehungen zwischen Palaeogeographie und Deckenbau. — Vjschr. natf. Ges. Zürich, *100*/4: 218—231.
— (1958): Remarks on the pre-orogenic history of the Alps. — Geol. en Mijnb., N.S., *20*/10: 340—352.
— (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. — Bull. Geol. Soc. America, *71*/6: 843—908.
— (1962): Neues zur Glarner Geologie. — Glarner Nachrichten, *88*/17 (20. Januar 1962).
— (1963): Sur les racines des nappes helvétiques. — Livre Paul Fallot, [Soc. géol. France, Paris], *2*: 419—428.
VUAGNAT, M. (1943): Les grès de Taveyannaz du Val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. — Bull. Suisse Min. Pétr., *23*/2: 353—436.
— (1945): Essai de subdivision à l'intérieur du groupe des grès de Taveyannaz–grès d'Altdorf. — Eclogae geol. Helv., *37*/2 (1944): 427—430.
— (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. — Mat. Carte géol. Suisse, N.S., *97*.
— (1958): Note préliminaire sur la composition pétrographique de quelques grès du Flysch de Haute-Savoie. — Arch. Sc., [Genève], *11*/1: 136—140.
WEBER, E. (1947)*: Geologie des Limmern-Selbsanft-Gebietes. — Beilage I zu: R. STAUB & W. LEUPOLD: Geologisches Gutachten über die Eignung des Limmernbodens als Speicherbecken. — Nordostschweizerische Kraftwerke AG, Baden.
WEBER, F. (1934a): Exkursion Nr. 79A: Linthal–Tierfehd–Sandalp–Clariden–Tödi–Ponteglias–Truns. — Geol. Führer Schweiz, *12*: 931—941.
— (1934b): Exkursion Nr. 79B: Truns–Brigels–Kistenpass–Muttensee–Linthal. — Geol. Führer Schweiz, *12*: 942—946.

WEGMANN, R. (1961): Zur Geologie der Flyschgebiete südlich Elm (Kanton Glarus). — Diss. Univ. Zürich.
VAN DER WEIJDEN, W. J. M. (1940): Het genus Discocyclina in Europa. Een monografie naar aanleiding van een heronderzoek van het Tertiair-Profiel van Biarritz. — Diss. Univ. Leiden.
WETTSTEIN, A. (1887): Ueber die Fischfauna des Tertiaeren Glarnerschiefers. — Abh. schweiz. paläont. Ges., *13*/2.
WIDMER, H. (1949): Zur Geologie der Tödigruppe. — Diss. Univ. Zürich.
WYSSLING, L. E. (1950): Zur Geologie der Vorabgruppe. — Diss. ETH, Zürich.
ZWEIFEL, N. (1958): Morphologie des Muttensee- und Limmerngebietes einschliesslich der rechten Talflanke bis Linthal. — Mitt. natf. Ges. Glarus, *10*: 5—80.

Geologische Karten

ARBENZ, P. (1918): Geologische Karte der Urirotstockgruppe 1 : 50 000. — Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte *84*.
BUXTORF, A., TOBLER, A., NIETHAMMER, G., BAUMBERGER, E., ARBENZ, P. & STAUB, W. (1916a): Geologische Vierwaldstättersee-Karte 1 : 50 000. — Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte *66a*.
BUXTORF, A. et alii (1916b): Profile zur geologischen Vierwaldstättersee-Karte 1 : 50 000. — Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte *66b*.
ESCHER, ARN. (1841)*: Geologische Carte des Cantons Glarus und seiner Umgebungen 1 : 100 000. — Original dep. Geol. Inst. ETH, Zürich.
ESCHER, B. G. (1911): Geologische Karte vom Bifertengrätli und seiner nächsten Umgebung 1 : 25 000. — In: B. G. ESCHER (1911): Taf. 4.
HANTKE, R. (1961): Tektonische Karte der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal 1 : 100 000. — In: R. HANTKE (1961).
HEIM, ALB. (1878): Geologische Karte der Tödi-Gruppe 1 : 100 000. — In: ALB. HEIM (1878): Taf. I.
HEIM, ALB., ESCHER, ARN., THEOBALD, G. & v. FRITSCH, K. (1885): Geologische Karte der Schweiz 1 : 100 000, Blatt XIV: Altdorf–Chur.
HELBLING, R. (1938): Tektonische Karte: St. Galler Oberland und Glarneralpen 1 : 100 000. — In: R. HELBLING (1938): Taf. 21.
HELBLING, R. et alii (1948): Photogeologische Karte der Tödikette vom Bifertenstock bis Calanda 1 : 25 000 (mit Aufrissen und tektonischer Karte 1 : 100 000). — In: R. HELBLING (1948).
KELLER, W. A. (1912): Geologische Karte von Bifertenstock und Selbsanft 1 : 15 000. — In: W. A. KELLER (1912).
OBERHOLZER, J. (1942): Geologische Karte des Kantons Glarus 1 : 50 000. — Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte *117*.
OBERHOLZER, J. & HEIM, ALB. (1910): Geologische Karte der Glarner-Alpen 1 : 50 000. — Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte *50*.
ROTHPLETZ, A. (1898): Geologische Karte der Glarner Alpen 1 : 100 000. — In: A. ROTHPLETZ (1898): Taf. XI.
STAUB, R. (1954): Tektonische Karte der Glarneralpen und ihrer Nachbarschaften 1 : 200 000. — In: R. STAUB (1954).
STAUB, W. (1911b): Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal 1 : 50 000. — Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte *62*.
TRÜMPY, R. (1945)*: Geologische Karte 1 : 5000 des Gebietes Linthal–Urnerboden–Kammerstock. — Beilage 1 zu: R. STAUB & W. LEUPOLD (1945).
WEBER, F. (1922a): Querprofile durch das Tödi-Vorderrheintal-Gebiet (Ostende des Aarmassivs und Wurzelregion der helvetischen Decken) 1 : 50 000. — Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte *100B*.
— (1922b): Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv 1 : 100 000. — Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte *101A*.
— (1922c): Querprofile durch das Ostende von Aarmassiv, Tavetscher- und Gotthardmassiv als Deckenwurzeln und durch die wurzelnächsten Teile der helvetischen Decken 1 : 100 000. — Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte *101B*.

WEBER, F. (1922d): Querprofile durch die Brigelserhörner 1 : 15 000. — Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte *102B*.
— (1924a): Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes: Ostende des Aarmassivs und der Wurzelregion der helvetischen Decken 1 : 50 000. — Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte *100A*.
— (1924b): Petrographische Detailkarte des Gebietes von Punteglias–La Gonda (Centrale Intrusivzone am Aarmassiv-Ostende) 1 : 20 000. — Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte *102A*.
WIDMER, H. (1949): Geologische Karte des Tödi 1 : 25 000. — In: H. WIDMER (1949): Taf. 3.
WYSSLING, L. (1950): Tektonische Karte des Gebietes zwischen Hausstock, Piz Segnes und Vorderrhein 1 : 50 000. — In: L. WYSSLING (1950): Taf. 1.

Topographische Karten

Landeskarte der Schweiz 1 : 50 000:

Blatt 246: Klausenpass (Ausgabe 1951).

Landeskarte der Schweiz 1 : 25 000:

Blatt 1173: Linthal (Ausgabe 1961).
Blatt 1193: Tödi (Ausgabe 1963).

Übersichtsplan des Kantons Glarus 1 : 10 000:

Blatt 12: Linthal.
Blatt 15: Tierfehd.
Blatt 16: Hausstock.
Blatt 18: Tödi.
Blatt 19: Kistenpass.

Photos

Photo 1 Aufarbeitungsbreccie in den Nummulitenschichten der Altenorenstock-Schuppe südlich der Brunnstube der Claridenhütte (Koordinaten 713 945/190 665/2475).

Im krustig verwitternden, phosphoritisch-limonitischen Zement treten vorwiegend Valanginiankalkbrocken auf.
Vergleichsmassstab: Hammerstiel 45 cm.

Photo 2 Anschnitt an der Wegkehre K. 1045 des Altenorensträsschens.

Über wirrverfaltete, dunkle, spröde Globigerinenschiefer mit zerrissenen Bänken feingeschichteter Glimmerkalksandsteine (Ghölzwaldschichten) sind kaum mergelige, dachschieferartige Globigerinenkalkschiefer mit feinen Glimmersandlagen überschoben. Gegen oben nehmen diese Schiefer geringmächtige Lagen grobglimmeriger, mergeliger Sandsteine mit vereinzelten Trümmern vulkanischer Gesteine auf (Ahornenschichten). Die erst nach dem Vorgleiten der Flysch- und Schiefermassen südlicherer Herkunft entstandene Druckschieferung durchsetzt beide Serien scharf.

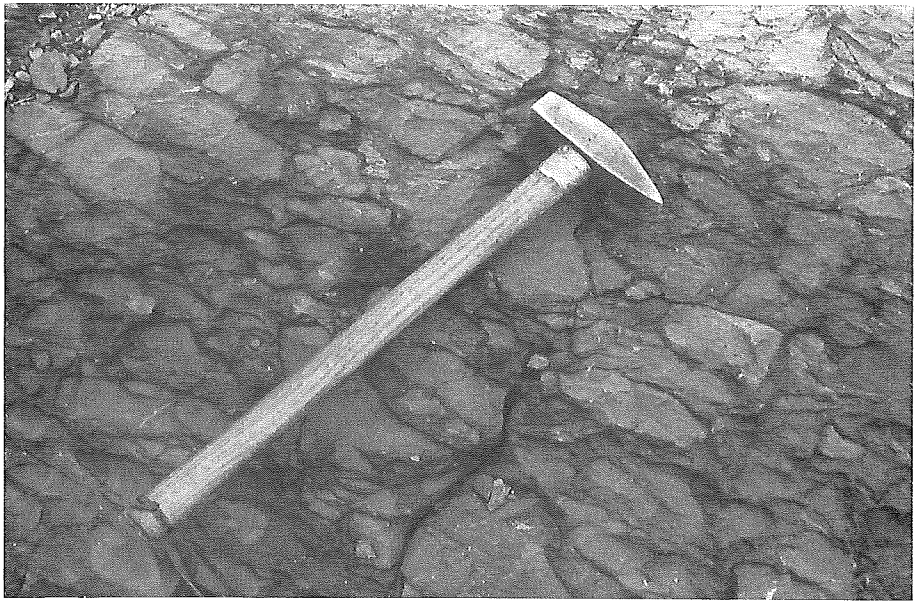


PHOTO 1

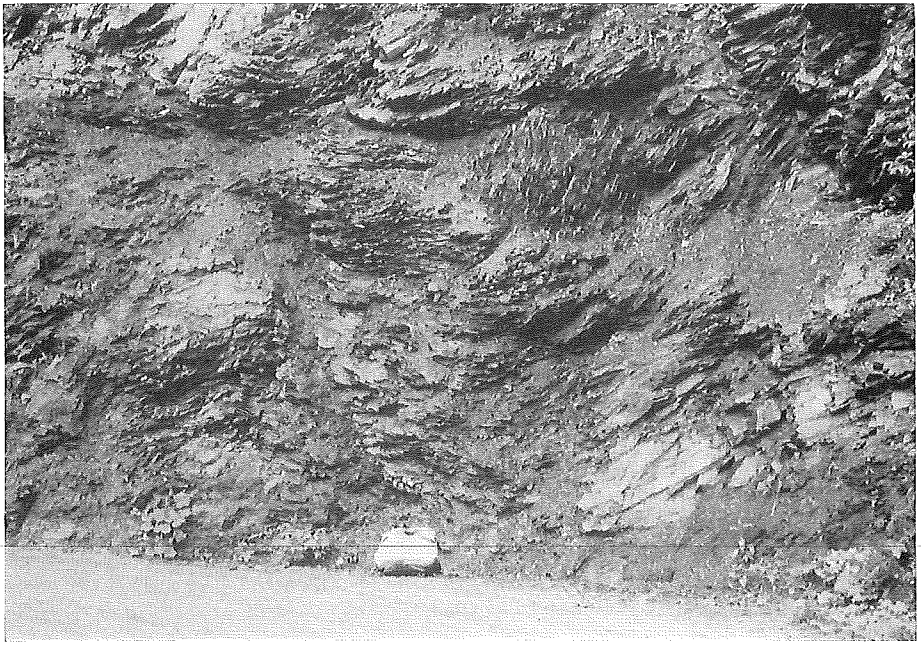


PHOTO 2

Photo 3 Mittlerer Kieselkalk der Gemsfairen-Scholle im Bänderkalkhabitus.

K. 2695 (Koordinaten 713 210/191 040) südöstlich P. 2916 in der Gemsfairen-Südostflanke.
Vergleichsmassstab: Hammerstiel 45 cm.

Photo 4 Sedimentationsbild des Bändersiltkalkes der Orbitolinenschichten der Gemsfairen-Scholle.

Gemsfairen-Südflanke (Koordinaten 712 700/190 865/2865).
Vergleichsmassstab: Hammerstiel 45 cm.

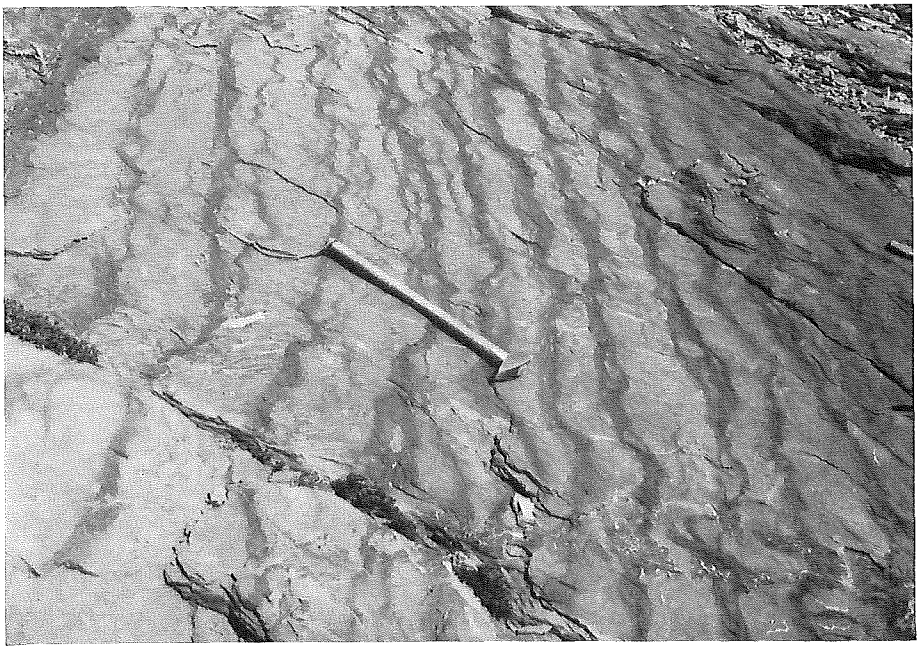


PHOTO 3

PHOTO 4

Photo 5 Spitze Knickfaltung im Seewerkalk der Lamelle westlich des Sulz (Koordinaten 713 495/192 965/2075).

Blick gegen NNW.
Die mit 30° gegen NNE abtauchenden Achsen der Knickfaltung stehen schief zur Streichrichtung (N 70° E) des von Hergenschiefern umschlossenen Elementes.
Vergleichsmassstab: Hammerstiel 45 cm.

Photo 6 Detailstruktur im Kieselkalk der Langfirn-Elemente nordöstlich des Gemsfairenjoches (Koordinaten 712 315/191 185/2815).

Blick gegen Süden.
Die späte Druckschieferung hat das steil nach Süden abtauchende und quer zum Streichen laufende Faltenscharnier stark überprägt.
Vergleichsmassstab: Hammerstiel 45 cm.

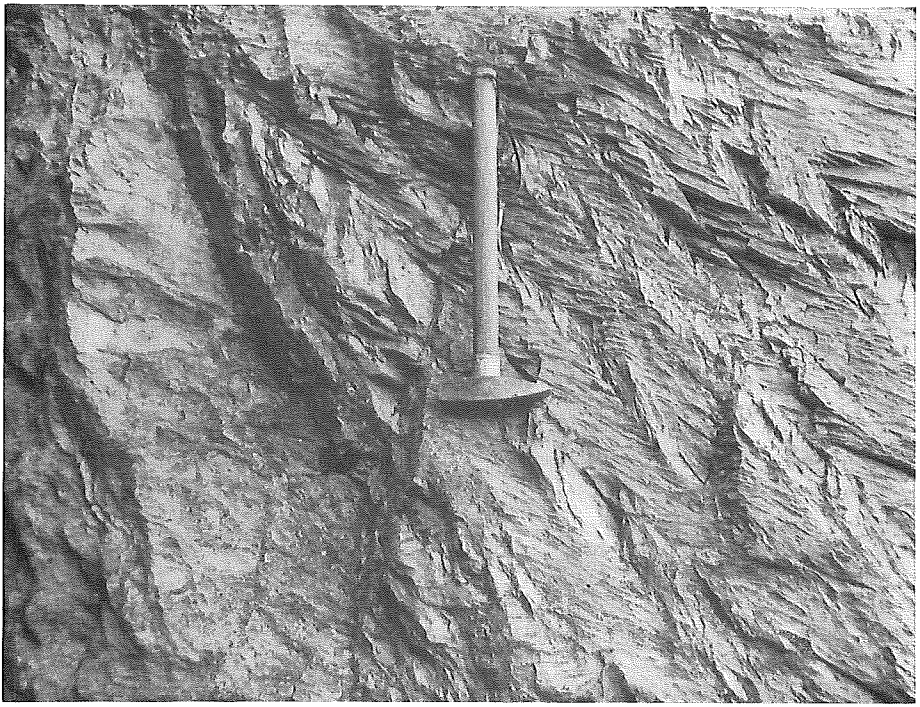


PHOTO 5

PHOTO 6

Photo 7 Verschuppung von Griesstockmalm und seiner Unterlage in der Gemsfairen-Südflanke (Koordinaten 712 825/190 785/2750).

Blick gegen WSW.
Steil nach Süden einfallende, zerrissene Lagen mylonitisierten Quintnerkalkes befinden sich in mehrfachem Wechsel mit kaum kalkigen, siltigen Tonschiefern.
Vergleichsmassstab: ausgelegter Meter.

Photo 8 Anwitterungsbild der Spitzernschichten der Fiseten/Orthalden-Schuppen.

Blick gegen NNW.
Wandstufe Ober-Orthalden/Sulz (Koordinaten 713 400/192 980/2170).
Vergleichsmassstab: Hammerstiel 45 cm.

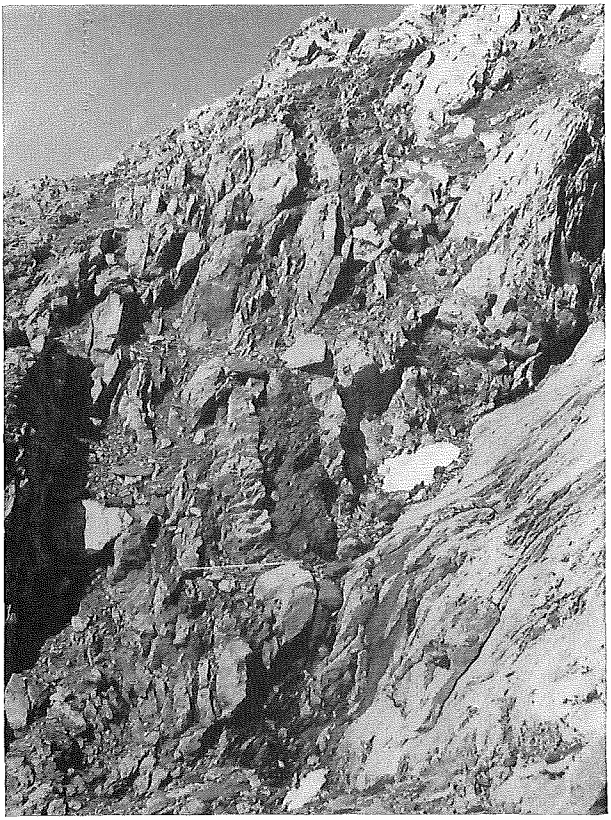


PHOTO 7

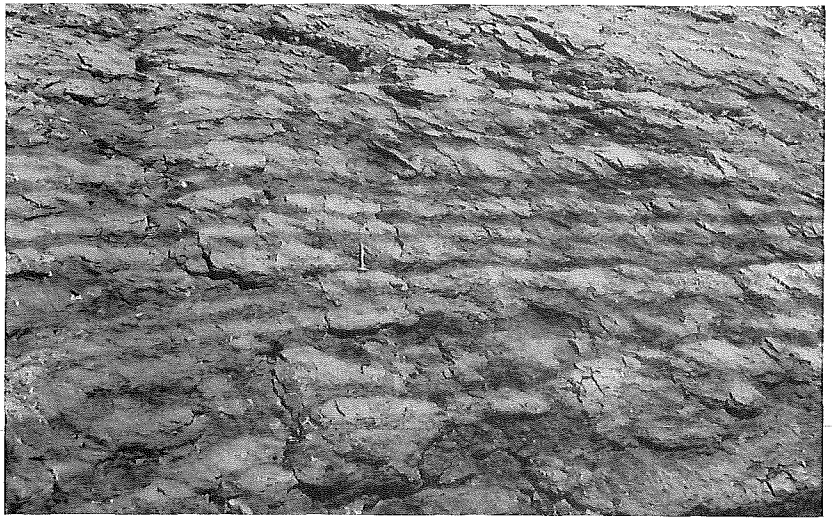


PHOTO 8