

Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft des Kantons Glarus
Band: 5 (1934)

Artikel: Der geologische Bau der Glarneralpen
Autor: Oberholzer, J.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-1046755>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 22.02.2026

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

DER GEOLOGISCHE BAU DER GLARNERALPEN

VON J. OBERHOLZER

I. Geologische Grundbegriffe.

Wenn man die Entstehung und den geologischen Bau eines Gebirges verstehen will, so muß man sich mit drei Hauptfragen beschäftigen:

1. Aus was für Gesteinen ist das Gebirge aufgebaut, in welcher Weise und in welcher Reihenfolge sind sie im Laufe der Erdgeschichte entstanden? (S t r a t i g r a p h i e.)

2. Wie sind die Gesteinsschichten zum Gebirge aufgetürmt worden und wie sind sie jetzt im Innern des Gebirges angeordnet? (T e k t o n i k.)

3. Welche Veränderungen hat das Gebirge seit seiner Entstehung erlitten, wie sind seine heutigen Oberflächenformen entstanden? (M o r p h o l o g i e.)

a) Gesteinsbildung.

Die Gesteine, welche die feste Erdrinde aufbauen, werden nach ihrer Entstehung in drei Hauptgruppen eingeteilt, in Eruptivgesteine, Sedimentgesteine und kristalline Schiefer.

Die E r u p t i v g e s t e i n e oder Erstarrungsgesteine sind Gesteine, die aus dem glutflüssigen Innern der Erde als sogenanntes Magma in die Höhe gestiegen und dort infolge Abkühlung erstarrt, also zu festem Fels geworden sind. Dabei haben sich die verschiedenen Mineralstoffe des Magmas in Form von kleineren oder größeren Kristallen ausgeschieden. Die Eruptivgesteine sind also kristalline Gesteine. Dazu gehören die Granite, Syenite, Diorite, Quarzporphyre, Melaphyre usw.

Die **S e d i m e n t g e s t e i n e** verdanken ihre Entstehung der Zertrümmerung und Verwitterung bereits vorhandener Erstarrungsgesteine oder Sedimentgesteine. Die Verwitterungsprodukte älterer Gesteine sind durch das fließende Wasser oder andere Transportmittel in Form von Geröllen, Sand, Schlamm oder Staub im Meere, in Süßwasserseen oder auf dem Festlande abgelagert worden und haben sich dort im Laufe der Zeit unter dem Druck der darüberlastenden Ablagerungen durch chemische und physikalische Vorgänge allmählich in festen Fels umgewandelt. Charakteristisch für die Sedimentgesteine ist, daß sie geschichtet, d. h. durch annähernd parallel verlaufende Grenzflächen in Bänke abgeteilt sind, und daß sie die Ueberreste von Pflanzen und Tieren in Form von Versteinerungen (Petrefakten, Fossilien) enthalten.

Die **k r i s t a l l i n e n S c h i e f e r** sind im Innern der festen Erdkruste durch Umwandlung oder Metamorphose unter der Einwirkung der dort herrschenden hohen Temperatur, des gewaltigen Gebirgsdruckes und der tektonischen Bewegungsvorgänge während der Aufstauung des Gebirges aus älteren Sedimenten oder aus Eruptivgesteinen entstanden. Sie unterscheiden sich von den Erstarrungsgesteinen durch ihre schiefrige Textur und von den Sedimentgesteinen durch den Mangel an Versteinerungen.

Eruptivgesteine und kristalline Schiefer kann man unter dem gemeinsamen Namen **k r i s t a l l i n e G e s t e i n e** zusammenfassen, wobei zu bedenken ist, daß ein großer Teil der kristallinen Schiefer ursprünglich Sedimentgesteine waren.

Die **k r i s t a l l i n e n G e s t e i n e** bauen in den Alpen in ihrer Streichrichtung verlaufende langgestreckte Gebirgszonen, die sog. **Z e n t r a l m a s s i v e** auf. Solche sind das Aiguilles rouges-Massiv, das Montblancmassiv, das Aarmassiv, das Gotthardmassiv. Das Kristallin des Aarmassivs setzt sich von den Urneralpen her noch in der Tödikette fort, tritt hier im Sandalpgebiet im Sockel des Tödi und Selbsanft und im Limmernboden zu Tage und erscheint nochmals weit im Osten im Talbecken von Vättis und am Nordrand des Rheintales bei Tamins und Felsberg. Abgesehen von diesem Kristallin der Tödikette und einigen Eruptivgesteinslagern im Verrucano

der Kärpfgruppe und ihrer Umgebung besteht das ganze sichtbare Gebirge der Glarneralpen aus Sedimentgesteinen.

Die Bildung von S e d i m e n t g e s t e i n e n begann, sobald die Erde sich mit einer festen Erstarrungskruste umgeben hatte und hat seither bis in die Gegenwart ohne Unterbruch fortgedauert. Man teilt diesen gewaltigen, Hunderte von Millionen Jahre umfassenden Zeitraum in eine Reihe von Perioden ein, deren Namen (siehe Tabelle) zugleich die Gesteinsmassen bezeichnen, die während diesen Zeiträumen abgelagert wurden. Jede dieser sog. F o r m a t i o n e n wird wieder in Unterabteilungen eingeteilt.

Geologische Formationen.

Alluvium Diluvium	Quartärzeit	Neozoikum
Pliocän Miocän Oligocän Eocän	Tertiärzeit	
Kreide Jura { Malm (Oberer Jura) Dogger (Mittlerer Jura) Lias (Unterer Jura) Trias	Sekundärzeit	Mesozoikum
Perm Carbon Devon Silur Cambrium	Primärzeit	Paläozoikum
Azoische Formation	Urzeit	Azoikum

Das Studium der in die Sedimente eingeschlossenen F o s s i l i e n hat zu der Erkenntnis geführt, daß im Laufe der Entwicklungsgeschichte der Erde immer neue Pflanzen- und

Tierarten auf der Bühne des Lebens erschienen und dafür ältere Organismenformen endgültig verschwunden sind, und daß dabei die Lebewelt ganz allmählich sich ihrer heutigen Zusammensetzung genähert hat. Es ist also für jede geologische Formation eine besondere Vergesellschaftung von Tier- und Pflanzenarten charakteristisch. Für die Bestimmung des geologischen Alters einer Felsschicht, d. h. für ihre Einreihung in das chronologische System der Formationen, ist also das Studium ihrer Fossilien notwendig. Für diese Altersbestimmung sind besonders die *Leitfossilien* wichtig, d. h. die Ueberreste von Organismenarten, die bloß während einer verhältnismäßig kurzen Periode gelebt haben und daher nur in einer einzigen Schicht oder kleinen Schichtgruppe gefunden werden. Ausgezeichnete Leitfossilien für die verschiedenen Abteilungen der mesozoischen Formationen sind namentlich zahlreiche Ammonitenarten.

Im nördlichen und mittleren Teil der Glarneralpen fehlen die Sedimente der ältesten Formationen bis und mit dem Carbon vollständig; dagegen dürfen wir jedenfalls mächtige Felsmassen der kristallinen Schiefer des Aarmassivs in der Tödikette als durch Dislokationsmetamorphose veränderte Sedimente der paläozoischen Formationsgruppe betrachten. Die ältesten Sedimente der Glarneralpen, die als solche noch deutlich erkennbar sind, gehören zum oberen Carbon und kommen in Form von schwarzen Schiefern und Sandsteinen, die spärliche Reste von Farnkräutern und einzelne dünne Anthrazitlagen einschließen, im Tödigebiet, namentlich am Bifertengrätli, vor.

Als das Carbon des Tödigebietes sich bildete, lag wahrscheinlich an Stelle der heutigen Alpen eine flache Sumpflandschaft mit warmem Klima und einer aus baumförmigen Schachtelhalmen und Bärlappgewächsen und buschförmigen Farnkräutern bestehenden Pflanzenwelt. Gegen das Ende der Carbonzeit wurde diese Landschaft samt dem darunterliegenden altpaläozoischen Schichtensystem zu einem mächtigen Gebirge zusammengeschoben, dem *herzynischen Gebirge*, das ganz Mitteleuropa bedeckte. In der nachfolgenden, Millionen von Jahren dauernden Permzeit wurde dieses

Gebirge größtenteils wieder abgetragen. Ein Teil seines Verwitterungsschuttes ist im Verrucano oder Sernifit erhalten geblieben, der im südöstlichen Teil der Glarneralpen einen bedeutenden Anteil am Aufbau des heutigen Gebirges nimmt. Am Ende der Permzeit sank der in unserem Gebiete zu einer »Fastebene« abgetragene Rumpf des herzynischen Gebirges allmählich unter das Meeresniveau und es lagerten sich nun über dem versunkenen Gebirge und seinem Verwitterungsschutte während der Trias-, Jura-, Kreide- und Tertiärzeit, also während ungeheurer Zeiträume, die Kalksteine, Mergel, Sandsteine und Konglomerate ab, die den weitaus überwiegenden Teil unserer Glarnerberge aufbauen.

Der Ablagerungsraum dieser Sedimente war ein viele Hundert Kilometer breites Meeresbecken, die sog. *Tethys*, die im Norden von einem Kontinente, zu dem der mittlere und nördliche Teil des heutigen Europas und Asiens gehörten, und im Süden von einem zweiten Kontinente, von dem Mittel- und Südafrika, Vorderindien und Australien Ueberreste sind, begrenzt war. Die Sedimentbildung in diesem Meere war kein durch die langen Zeiträume hindurch gleichförmig sich abspielender Vorgang. Der Boden der *Tethys* lag nicht ununterbrochen ruhig, bald hob er sich stellenweise, bald senkte er sich wieder. Wiederholt stiegen große Teile desselben, namentlich seiner Randpartien, über die Wasseroberfläche empor, so daß die Sedimentablagerung unterblieb, ja sogar die vorher gebildeten Sedimente zum Teil wieder abgetragen wurden. Die Schichtreihe unserer Glarnerberge weist darum manche Lücke auf, z. B. zwischen Trias und Jura, zwischen Dogger und Malm, zwischen der untern und der mittlern Kreide, zwischen Kreide und Eocän.

Die Sedimente der Glarneralpen sind im nördlichen Teil der *Tethys*, in dem Flachmeere abgelagert worden, das den Kontinentalsockel am Südrande des Nordkontinents bedeckte. Sie zeigen daher die für eine *Flachmeerbildung* charakteristischen Erscheinungen. Da infolge der Schwankungen des Meeresbodens die Meerestiefe und die Entfernung von der Küste, also die Absatzbedingungen, sich häufig änderten, so änderte sich in einem bestimmten Abschnitt des Meeres-

beckens auch die Beschaffenheit der Sedimente häufig. Die Sedimente der Glarneralpen sind daher, wie diejenigen der nördlichen Kalkalpen überhaupt, durch einen häufigen Wechsel von Sandsteinen, Kalken und Mergelschiefern ausgezeichnet. Es ist ferner begreiflich, daß der Boden der Flachsee schon bei einer verhältnismäßig geringen Hebung trocken gelegt werden konnte, während der Boden der Tiefsee im mittleren Teil der Tethys durch lange Zeiträume hindurch ununterbrochen vom Wasser bedeckt blieb. So erklärt es sich, daß die Sedimentreihe der Glarneralpen durch häufige Schichtlücken unterbrochen ist, während die tiefmeerischen Bündnerschiefer eine sehr kontinuierliche und durch große petrographische Gleichförmigkeit ausgezeichnete Ablagerung sind. Als Sedimente des Flachmeeres geben sich die Gesteine der Glarneralpen auch durch ihren ziemlichen Reichtum an Versteinerungen zu erkennen, namentlich an Muscheln, Stachelhäutern und Korallen, die mit ihren Kalkgerüsten und dicken Schalen an das Leben in der bewegten Flachsee angepaßt waren.

Nicht bloß die übereinander liegenden, in verschiedenen geologischen Zeitabschnitten gebildeten Gesteine sind von verschiedener Beschaffenheit, sondern auch die Ablagerungen gleichen Alters zeigen in Bezug auf petrographischen Charakter, Mächtigkeit und Fossilgehalt Unterschiede, die durch die Meerestiefe, die Entfernung von der Küste und andere Umstände bedingt sind. Die Beschaffenheit oder *Facies* der Gesteinsschichten wechselt also sowohl in horizontaler wie in vertikaler Richtung. Der Facieswechsel vollzieht sich im allgemeinen in der Richtung von Norden nach Süden viel rascher und auffälliger als in der Richtung von Westen nach Osten.

b) Gebirgsbildung.

Die Sedimentschichten unserer Berge liegen nicht mehr wie zur Zeit ihrer Bildung in Form von annähernd horizontalen Bänken am Grunde des Meeres, sondern sie reichen bis auf die höchsten Berggipfel hinauf und liegen meistens nicht mehr horizontal, sondern in allen möglichen Stellungen schief, senkrecht aufgerichtet oder sogar überkippt und sie sind zu Mul-

den und Gewölben, zu F a l t e n verbogen. Die Alpen sind dadurch entstanden, daß die gewaltige Sedimentmasse, die einst das Meeresbecken der Tethys ausfüllte, über das Meeresniveau emporgehoben und zu Falten zusammengeschoben wurde, ähnlich wie sie entstehen, wenn man ein Tuch auf einer Tischplatte zusammenschiebt. Dislokation der Felsschichten durch Faltung hat das Alpengebirge erzeugt.

Nun erhebt sich die Frage: Welche Kräfte sind bei der Auffaltung der Alpen wirksam gewesen? Die Geologen, die vor etwa 100 Jahren mit der geologischen Erforschung der Alpen begannen, waren der Ansicht, die kristallinen Gesteine der Zentralmassive seien nach der Ablagerung der Sedimente in Form von gewaltigen Eruptivmassen auf in der Längsrichtung des Gebirges verlaufenden Spalten aus dem glutflüssigen Innern der Erde emporgequollen und haben dabei die über ihnen liegende Sedimentdecke gesprengt, seitlich auseinandergepreßt und in Falten gelegt. Diese Theorie von der Auftürmung der Alpen durch eruptives Emporsteigen der Zentralmassive wurde von Bernhard Studer, der mit Arnold Escher von der Linth die Grundlagen der Schweizer Geologie geschaffen hat, noch in seiner im Jahr 1853 erschienenen »Geologie der Schweiz« vertreten. Aber schon etwa 20 Jahre später, in den Jahren 1870—1880, ergab sich aus den Forschungen anderer Geologen, besonders von Professor Albert Heim im Tödigebiet, daß jene Theorie nicht richtig sein kann, weil die Zentralmassive nur zum Teil aus Eruptivgesteinen, zu einem großen Teil aber aus alten metamorphen Sedimenten bestehen, ferner weil die Eruptivgesteine der Zentralmassive nirgends in die Sedimentdecke eingedrungen sind und am Kontakt mit denselben nirgends die Veränderungen erzeugt haben, die man sonst überall beobachtet, wo glutflüssiges Magma mit Sedimenten in Berührung gekommen ist, endlich weil die Zentralmassive selbst einen Faltenbau erkennen lassen. Aus diesen Tatsachen ergab sich mit zwingender Notwendigkeit, daß das Kristallin der Zentralmassive viel älter ist als die sie überlagernden Sedimente, und daß somit die Zentralmassive unschuldig sind an der Auffaltung der Alpen.

Es drang die bis heute gültige Anschauung durch, daß die Alpen, wie alle andern Faltengebirge, ihre Entstehung einer Zusammenstauung der Erdrinde durch einen in horizontaler Richtung wirkenden Schub verdanken. Diese Theorie ist von Albert Heim in seinem »Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluß an die Monographie der Tödi-Windgällenkette« in klassischer Weise begründet worden.

Wann fand die Auffaltung der Alpen statt? Aus der Tatsache, daß die Gesteine der ältern Tertiärzeit, z. B. der eocäne Nummulitenkalk und die oligocänen Sandsteine und Dachschiefer des Sernftales, am Faltenbau der Alpen teilnehmen, geht hervor, daß das Gebiet der Glarneralpen bis in die Zeit des untern Oligocäns noch vom Meere bedeckt war. Die Auffaltung der Alpen hatte aber zur Zeit des obern Oligocäns bereits begonnen und dauerte durch die ganze Miocänzeit hindurch fort, denn die Gerölle der oberoligocänen Nagelfluh der Hirzli- und Speerkette und der miocänen Nagelfluh des schweizerischen Mittellandes bestehen aus Gesteinen des im Entstehen begriffenen Alpengebirges. Da aber diese Nagelfluh, wie ihre Schiefstellung an Speer und Hirzli beweist, später selbst vom alpinen Faltungsschub ergriffen worden ist und die nördlichsten Kalkketten der Alpen, z. B. die Mattstockkette bei Amden, die Wagetenkette bei Oberurnen, auf die Nagelfluh hinaufgeschoben worden sind, so muß die Hauptphase der Alpenfaltung in die Miocän- und ältere Pliocänzeit gefallen sein. Gegen Ende der Pliocänzeit kam die Faltung allmählich zur Ruhe. Die Alpen sind also während der Tertiärzeit entstanden. Sie sind, geologisch gesprochen, ein j u n g e s Gebirge, viele Millionen Jahre jünger als z. B. die deutschen Mittelgebirge, die ihre Entstehung der paläozoischen herzynischen Faltung verdanken.

Welches war die treibende Kraft des Faltungsschubes, der die Erdrinde zu Faltengebirgen zusammenschob? Albert Heim erblickte die Ursache der Faltung in der fortschreitenden Abkühlung und der damit verbundenen Volumenverminderung des heißen Erdkerns. Wenn der Erdkern fortwährend an Volumen einbüßt, so muß die ihn umhüllende feste Erdkruste in-

folge ihres Gewichtes auf den schwindenden Kern nachsinken und dabei sich in Falten legen, ähnlich wie die Haut eines im Keller austrocknenden Apfels Runzeln erhält. »Die Faltengebirge sind Runzeln im Antlitz der alternden Erde.« Diese Schrumpfs- oder Kontraktionstheorie blieb bis in die jüngste Zeit zu Recht bestehen, vermag aber nicht alle Erscheinungen der Faltengebirge befriedigend zu erklären. Man begreift z. B. nicht recht, warum die Gebirgsfalten nicht wie die Runzeln eines Apfels annähernd gleichmäßig über die Erdoberfläche verteilt, sondern auf einzelne relativ schmale Zonen beschränkt sind. Ferner erklärt diese Theorie nicht, warum in den Alpen die Falten fast ohne Ausnahme gegen Norden gewendet sind. Auch müßte man, um den gewaltigen Zusammenschub der Erdkruste in den tertiären Faltengebirgen zu erklären, eine unwahrscheinlich große Abkühlung und Volumenverminderung des Erdkerns seit der ältern Tertiärzeit annehmen.

Seit etwa 20 Jahren beginnt eine neue Theorie, die Theorie der Kontinentalverschiebungen, an die Stelle der alten Kontraktionstheorie zu treten. Alfred Wegener kam zuerst auf den Gedanken, die Kontinente schwimmen auf dem flüssigen Magma des Erdinnern und schieben beim Aufeinanderstoßen die Erdkruste zu Faltengebirgen zusammen. Ferner hat Herr Professor Rudolf Staub in Zürich in seinem 1928 erschienenen Buche »Der Bewegungsmechanismus der Erde« den Gedanken entwickelt, die beiden großen Kontinente Afrika mit Vorderindien und Australien auf der einen Seite und Europa-Asien auf der andern Seite seien infolge der Erdrotation seit uralter Zeit in einer rhythmischen Bewegung begriffen; der Südkontinent habe sich während der Tertiärzeit gegen den Nordkontinent bewegt und dabei die gewaltigen Sedimentmassen der zwischen ihnen liegenden Tethys zu Falten zusammengeschoben, und so seien die Alpen und die andern mit ihnen in Zusammenhang stehenden Faltengebirge entstanden. Wenn auch diese Theorie vorläufig noch eine Hypothese ist, so vermag sie doch besser als die Kontraktionstheorie allein die Entstehung der breit übereinandergeschobenen Ueberfaltungsdecken der Alpen, die einseitig gegen

Norden gerichtete Neigung ihrer Falten und manche andere in der geologischen Geschichte der Erde bisher rätselhaft gebliebene Dinge zu erklären.

Der Faltenbau der Alpen.

In den geologischen Querprofilen durch die Alpen, wie sie bis vor etwa 40 Jahren gezeichnet wurden, erschienen die meisten Falten als nebeneinander gereihte, teils aufrecht stehende, meistens nach Norden, zum Teil auch nach Süden geneigte und nur selten auf größere Ausdehnung übereinander geschobene Falten. Man betrachtete sie als *autochthone*, d. h. an Ort und Stelle wurzelnde Falten. Man stellte sich vor, daß man an den meisten Orten bei der Erstellung eines Bohrloches nach unten auf immer ältere Schichten und schließlich auf das kristalline Grundgebirge stoßen würde. Daß aber nicht alle Lagerungsstörungen sich durch lokale Faltung von geringem Ausmaß erklären lassen, bewies ein längst bekanntes großes tektonisches Phänomen der Glarneralpen. Arnold Escher hatte schon vor bald 100 Jahren erkannt, daß im ganzen Gebiet zwischen dem Walensee-Seeztal und der Hausstock-Segnes-Ringelkette der alte Verrucano auf dem Tertiär des Linth- und Sernftales, also auf den jüngsten alpinen Gesteinen ruht, daß also in diesem 30 km breiten Gebiete die ältern Gesteine auf die jüngern hinaufgeschoben sind. Zur Erklärung dieser großartigen Lagerungsumkehr nahmen Arnold Escher und sein Schüler Albert Heim an, die Sedimente seien in diesem Gebiete zu zwei großen, mit ihren Stirngewölben gegeneinander gekehrten, liegenden Falten zusammengeschoben, einer aus der Walenseeegend gegen Süden über den tertiären Flysch hinübergelegten Nordfalte und einer aus dem Vorderrheintal nordwärts aufsteigenden Südfalte. Dieses tektonische Phänomen wurde von Albert Heim unter dem Namen »Glarner Doppelfalte« in Wort und Bild eingehend geschildert und galt lange Zeit als die großartigste geologische Lagerungsstörung. Aber schon im Jahre 1884 äußerte der französische Geologe Marcel Bertrand die Vermutung, die Lagerungsumkehr in den Glarneralpen sei nicht durch zwei gegeneinander gekehrte Falten, sondern durch

eine einzige gewaltige, vom Vorderrheintal aus nordwärts bis zum Walensee übergelegte Ueberschiebungsfalte erzeugt. Zu Gunsten dieser Anschauung sprach die Tatsache, daß im ganzen Gebiet der »Doppelfalte« alle sekundären Falten nach Norden gewendet sind, ferner der Umstand, daß die Gewölbumbiegungen der beiden von Escher und Heim angenommenen Falten nirgends sichtbar sind.

Eine zweite rätselhafte Erscheinung, die seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts die Schweizer Geologen beschäftigte, das *K l i p p e n p h ä n o m e n*, erweckte ebenfalls den Gedanken an das Vorkommen von großen Ueberschiebungen. Seit den Forschungen des Luzerners F. J. Kaufmann zerbrachen die Geologen sich die Köpfe darüber, daß manche Gipfel der Zentralschweiz, z. B. die beiden Mythen, Stanserhorn und Buochserhorn, die Giswilerstöcke, dann auch das ganze zwischen Thunersee und Genfersee nördlich von der Linie Bex-Col de Pillon-Adelboden-Frutigen liegende Voralpengebiet aus Gesteinen aufgebaut sind, die eine ganz andere Facies zeigen als die gleichalten Gesteine der benachbarten Alpenketten, dagegen übereinstimmen mit den Gesteinen im südlichen Tessin, im südöstlichen Graubünden und in den Tiroleralpen. Zur Erklärung dieser merkwürdigen Tatsache stellte Hans Schardt 1894 die kühne Behauptung auf, jene »Klippen« der Zentralschweiz und die Freiburger und Waadtländer Voralpen seien bei der Alpenfaltung in Form einer gewaltigen Ueberschiebungsdecke vom Südrande der Alpen aus über die ganze Breite des Alpengebirges hinweg an ihren gegenwärtigen Platz geschoben worden. Diese Anschauung fand anfänglich noch starken Widerspruch; doch allmählich wich die Scheu vor der Annahme großer regionaler Ueberschiebungen, und zu Beginn unseres Jahrhunderts kam die neue *D e c k e n - t h e o r i e* rasch zum Durchbruch, als Professor M. Lugeon in Lausanne in seiner klassischen Abhandlung « Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse » die Ansicht begründete, das ganze Alpengebirge bestehe aus zahlreichen großen übereinanderliegenden, von Süden nach Norden geschobenen *U e b e r f a l t u n g s d e c k e n*. Diese Abhandlung bildete den Ausgangspunkt für eine neue

intensive geologische Durchforschung des ganzen Alpengebirges und leitete eine völlige Revolution der Alpengeologie ein.

Man darf annehmen, daß die einzelne Ueberfaltungsdecke beim Beginn ihrer Entstehung eine gewöhnliche, aus Gewölbeschenkel, Mittelschenkel und Muldenschenkel bestehende, nach Norden übergelegte Falte war (Fig. 1). In dem Maße,

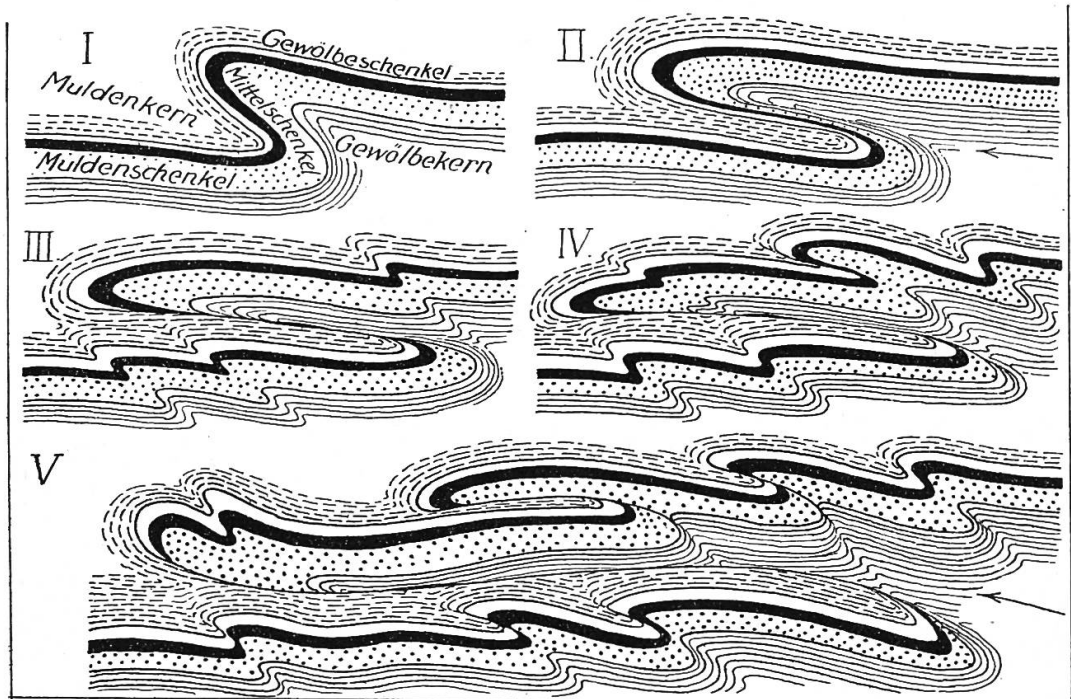


Fig. 1. Entwicklung einer Ueberfaltungsdecke aus einer geneigten Falte.

wie infolge des von Süden her wirkenden Faltungsschubes die Gewölbeumbiegung sich von der Muldenumbiegung entfernte, wurde der Mittelschenkel in die Länge gestreckt, infolgedessen in seiner Mächtigkeit mehr und mehr reduziert und schließlich völlig zerrissen, so daß die ältesten Schichten des Gewölbeschenkels auf weite Ausdehnung direkt auf die jüngsten Schichten des Muldenschenkels zu liegen kamen und nun durch eine Ueberschiebungsfläche von ihnen getrennt sind. Oft sind auf der Rutschfläche, namentlich in der Nähe von Gewölbe- und Muldenumbiegung, noch dünn ausgewalzte, durch Dislokationsmetamorphose veränderte Reste des verkehrten Mittelschenkels erhalten geblieben. Während des Faltungsschubes entstanden in Gewölbe- und Muldenschenkel

wieder sekundäre Falten, von denen einzelne oft selber wieder Deckfaltencharakter annahmen und sich zu Teil- oder Zweigdecken entwickelten.

Die Ueberfaltungsdecken der Alpen werden in drei Gruppen eingeteilt, in die helvetischen, die penninischen und die ostalpinen Decken.

Die helvetischen Decken bauen die Hauptmasse der nördlichen Kalkalpen, also auch die Decken der Glarneralpen auf. Ihre Wurzeln liegen auf der Südseite von Aar- und Gotthardmassiv. Ein über 100 km breiter Sedimentstreifen wurde zusammengeschoben und in Form einer Serie von Ueberfaltungsdecken aus der Gegend des Vorderrheintales und des Rhonetales über das Gebiet jener beiden Massive hinweg nach Norden geschoben. Ihre Stirnregion schob sich noch auf das Molasseland hinauf und brandete an der mächtigen Nagelfluhmasse der Speer-Hirzlikette und der Rigikette empor.

Die penninischen Decken liegen südlich von der Wurzelzone der helvetischen Decken und bauen den südwestlichen Teil der Bündneralpen und den Großteil der Tessiner- und Walliseralpen auf. Sie übertreffen die helvetischen Decken an Masse bedeutend. Während Aar- und Gotthardmassiv autochthon geblieben sind, wurde im Gebiet der penninischen Decken das herzynische Grundgebirge auch vom Faltungsschub überwältigt und bildet nun ihre kristallinen Deckenkerne. Kristalline Schiefer bilden daher die Hauptmasse der durch Triasgesteine und Bündnerschiefer getrennten Tessiner- und Walliser-Gneisdecken. Ihre stark gequetschten, steil gestellten oder sogar nach Süden überkippten Wurzeln liegen in der Zone Val della Sesia-Centovalli-Bellinzona-Novate. Im Norden wurden die Decken über die Wurzelzone der helvetischen Decken hinübergeschoben. Sie vermochten aber das Aarmassiv nicht mehr zu übersteigen, haben also das Gebiet der Glarneralpen nicht mehr erreicht.

Die ostalpinen Decken sind das oberste und größte alpine Deckensystem. Sie gliedern sich wieder in unterostalpine und oberostalpine Decken. Sie bilden den größten Teil der österreichischen Alpen und den südöstlichen Teil der Bündneralpen bis zum Oberhalbstein. Ferner gehören dazu,

und zwar zu den unterostalpinen Decken, die »Klippen« der Zentralschweiz, die Stockhornkette mit den Waadtländer- und Freiburger Voralpen und die Berge des Chablais südlich vom Genfersee. Die oberste und größte oberostalpine Decke, die Silvrettadecke, besitzt von ihrer Wurzel im Veltlin bis zu ihrem Stirnende im Montafun eine Breite von 110 km. Ihre ebenfalls steil gestellten oder südwärts überkippten, hochmetamorphen Wurzelstiele folgen dicht südlich von denjenigen der penninischen Decken in der Zone Toce-Locarno-Bellinzona-Veltlin. Auch hier ist das herzynische kristalline Grundgebirge vom Faltungsschub ergriffen worden und bildet nun die basalen Partien der über die penninischen Decken hinübergeschobenen ostalpinen Decken.

Die helvetischen und penninischen Decken hören östlich vom Rheintal am westlichen Erosionsrand der ostalpinen Decken nicht auf, sondern setzen sich, unter letzteren verborgen, noch weit nach Osten fort. Die penninischen Decken tauchen im Unterengadin und weit im Osten noch einmal in den Hohen Tauern als Fenster unter den ostalpinen Decken auf, und die oberste helvetische Decke schaut im nördlichen Vorarlberg und südlichen Bayern unter den ostalpinen Decken hervor.

Die den Südrand der Alpen bildenden südlichen Kalkalpen oder Dinariden, hauptsächlich aus altkristallinen Schiefern mit eingelagertem Carbon, sehr mächtiger ostalpiner Trias und mächtigem Lias bestehend, sind bei der Alpenfaltung als Ganzes zwar nach Norden verschoben und an die Wurzelzone der ostalpinen Decken angepreßt worden, dürfen aber als autochthones Gebirge betrachtet werden. Im Gegensatz zu den Deckengebirgen sind ihre Falten großenteils gegen Süden gewendet.

c) Die Modellierung des Gebirges.

Wenn die Oberflächenformen des Alpengebirges allein durch die Falten- und Deckenbildung bedingt wären, so würde es einen gewaltigen, wenig modellierten, plumpen Gebirgswall darstellen. Allein von dem Augenblick an, da infolge des Faltungsschubes die ersten Felsrücken aus dem Meere auftauchten, begannen Verwitterung und Erosion das entstehende

Gebirge anzugreifen und umzuformen. Die chemischen und mechanischen Kräfte der Verwitterung arbeiten seither ohne Unterbruch an der Auflockerung und Zertrümmerung der Felsoberfläche, und Bäche und Flüsse spülen die abgetrennten Trümmer weg und haben im Laufe langer Zeiträume die Schluchten und Täler in den Gebirgskörper eingeschnitten. Diese beiden Vorgänge haben aus dem ursprünglich massigen Gebirgswall die mannigfaltigen Berggestalten, die jähren Felswände und die reich gegliederten Gräte herausmodelliert. Die heutigen Alpen sind eine Ruine, der formenreiche Ueberrest einer einst viel gewaltigeren, aber plumperen Gebirgsmasse. Aus den tektonischen Profilen muß man schließen, daß ihre Oberfläche einst Tausende von Metern über die höchsten der heutigen Alpengipfel hinausreichte. Albert Heim ist der Ansicht, was davon heute noch über das Meeresniveau emporrage, sei kaum mehr als ein Drittel der ursprünglich aufgestauten Gebirgsmasse. Der abgetragene Fels liegt zu Geröllen, Sand und Schlamm zerrieben im schweizerischen Mittelland, in den Flußebenen bis zum Meere oder aufgelöst und wieder als Gestein abgesetzt in den Meeresgründen. Von manchen Ueberfaltungsdecken, die ursprünglich über weite Gebiete zusammenhängend sich ausdehnten, sind nur zerstreute, mützenartig auf den Gipfeln und Gräten sitzende Reste von der Abtragung verschont geblieben.

Während noch vor 60 Jahren die Ansicht vorherrschte, die Alpentäler seien zur Hauptsache tektonisch entstandene Zerreißungsspalten, gilt jetzt als unbestrittene Tatsache, daß die äußere Modellierung des Alpengebirges das Werk von Erosion und Verwitterung ist und daß sie verhältnismäßig wenig von der Tektonik des Gebirges beeinflußt ist. Gewiß folgten die Alpentäler bei ihrer ersten Anlage den durch die tektonischen Vorgänge bedingten muldenförmigen Vertiefungen der Gebirgsoberfläche. Aber je tiefer sie sich einschnitten und je mehr das Gebirge abgetragen wurde, desto unabhängiger wurde der Talverlauf und überhaupt das Gebirgsrelief von dem inneren Bau des Gebirges. Manche Täler sind in Gewölbe eingeschnitten und umgekehrt manche Gipfel aus tektonischen Mulden modelliert. Doch darf nicht verschwiegen werden, daß die

hauptsächlich durch die Verwitterung bedingten Kleinformen des Gebirges in hohem Grade durch die Gesteinsbeschaffenheit und damit auch durch den Verlauf der Schichten im Gebirgskörper bedingt sind und daß namentlich in den weniger stark der Abtragung anheimgefallenen Gebirgsteilen (z. B. in der Wiggisgruppe) noch ein Zusammenhang zwischen den Großformen und dem tektonischen Bau des Gebirges deutlich erkennbar ist.

II. Geologie der Glarneralpen.

a) Tektonische Uebersicht.

Die Glarneralpen gliedern sich nach ihrem tektonischen Bau in zwei Hauptgebiete: das autochthone Gebirge und das Deckengebirge.

Das *autochthone Gebirge*, d. h. das nicht überschobene Gebirge, ist größtenteils auf den südlichen Teil der Glarneralpen beschränkt. Es baut dort die Hauptmasse der Windgällen-Tödi-Hausstock-Segnes-Ringelkette auf. Sein Kern wird durch das Altkristallin des Aarmassivs gebildet. Der darüberliegende, die ganze Schichtreihe vom Verrucano bis zum Oligocän umfassende Sedimentmantel ist in zahlreiche kleinere und größere, mit ihren Gewölbeumbiegungen gegen Norden gewendete Falten zusammengeschoben. Die aus Jura, Kreide und eocänem Nummulitenkalk bestehenden Kerne dieser autochthonen Falten tauchen auf der Nordabdachung des Aarmassivs unter eine gewaltige tertiäre, größtenteils aus Mergelschiefern und Sandsteinen bestehende Flyschmasse, die mit Ausnahme ihres obersten Teiles, des Wildflysches, auch noch zum autochthonen Gebirge gehört und die äußere Umhüllung der mesozoischen Sedimentfalten darstellt. Diese Flyschmasse bildet zwischen Linthal, Elm und Ragaz eine bis 10 km breite Gebirgszone und baut hier ganze Berge auf. Westlich vom Klausenpaß setzt sie sich durch das Schächental bis zum Vierwaldstättersee und jenseits desselben über den Surenenpaß bis nach Engelberg fort.

Diese tertiäre Flyschmasse sinkt nordwärts allmählich zur Tiefe und wird im mittleren und nördlichen Teil der Glarneralpen wieder von einer mächtigen, mit Verrucano beginnenden Serie älterer Gesteine überlagert. Nirgends ist ein Zusammenhang dieser neuen Gesteinsserie mit den gleich alten Sedimenten der autochthonen Falten festzustellen. Sie »schwimmt« auf dem Flysch; sie bildet mit Einschluß des Wildflysches das

Deckengebirge. Aus der Gegend des Vorderrheintales ist es bei der Auffaltung der Alpen über das Aarmassiv hinweg bis an den Nordrand der Alpen hinausgeschoben worden. Ueber dem Scheitel des Aarmassivs wurde es zum größten Teil wieder abgetragen. Als Zeugen desselben sind hier bloß noch die Verrucanomützen auf den Gipfeln der Hausstock-Segnes-Ringelkette und der vom Vorab ins Rheintal bei Ilanz hinunter steigende mächtige Verrucano erhalten geblieben.

Solange die Theorie der »Glarner Doppelfalte« zu Recht bestand, wurde der Wildflysch als normaler Bestandteil des autochthonen Flysches und das ganze darübergeschobene Gebirge als eine tektonisch einheitliche Sedimentserie betrachtet. Bei der neuen geologischen Aufnahme der Glarneralpen hat sich aber herausgestellt, daß der Wildflysch als eine besondere Decke vom autochthonen Flysch abgetrennt werden muß und daß das über den Flysch geschobene Gebirge aus mehreren selbständigen Ueberfaltungsdecken besteht. Diese helvetischen Decken sind von unten nach oben die Glarnerdecke, die Mürtschendecke, die Axendecke, die Säntis-Drusbergdecke; dazu kommt die ultrahelvetische Wildflyschdecke. Ferner sind zwischen die autochthonen Falten und die unterste große helvetische Decke noch zwei bis drei kleinere, nicht weit nach Norden reichende sog. *parautochthone* Decken, im Osten die Vorab-Tscheppdecke und im Westen die Hoh Faulendecke und die Griesstockdecke eingeschaltet.

Als autochthones Gebiet ist auch das den Alpen vorgelagerte, in unserem Gebiete mit der Hirzli-Speerkette beginnende Molasseland zu betrachten. Es wurde in seinem südlichen Teil durch den alpinen Faltungsschub noch stark beeinflusst, aber nicht mehr zu eigentlichen Ueberfaltungsdecken zusammengeschoben.

Könnte man die Alpenfalten wieder ausglätten und die Decken wieder in ihren ursprünglichen Sedimentationsraum zurückversetzen, so würde unter dem Südrande der Molasse zunächst die Sedimentserie der autochthonen und parautochthonen Falten hervortreten und daran würden sich nach Süden in Form von breiten Zonen der Reihe nach die Sedimente der Glarnerdecke, der Mürtschendecke, der Axendecke, der Säntis-

Drusbergdecke und der ultrahelvetischen Wildflyschdecke, nachher das penninische und das ostalpine Faciesgebiet anschließen.

Die **Vorab-Tscheppdecke** schließt die autochthone Faltenserie im Süden ab. Sie hat, namentlich im Westen, bereits Deckencharakter, besitzt aber nur geringe Ueberschiebungsbreite und wird daher zu den parautochthonen Falten gerechnet. Zu ihr gehören der mächtige Malm an der Nordwestwand des Vorab und die darüber liegende Kreide, die Fortsetzung dieser Schichten in den Karbecken von Ranasca und Alp Ruschein und auf der Hochfläche von Alp von Sagens und Alp Nagiens, ferner die oberste Kreideschuppe am Flimserstein, Tschepp und Crap Matts und ihre Abdachung gegen Trins. Ihre Schichtreihe reicht im Vorabgebiet bis in den Verrucano hinunter. Westlich vom Panixertal setzt sich die Deckfalte im Rötidolomit, Dogger und Schiltkalk des Crap Surseins und wahrscheinlich auch am Piz da Dartgas fort. Sie biegt im Süden unter starken Verquetschungserscheinungen zu steilem Südfallen um und sinkt auf Alp Rubi, im Ladrail, nördlich von Panix und am Südrand der Alp von Sagens unter den Verrucano der Mürtschendecke. Nördlich von Trins und am Felsberger Calanda zweigt ihr Malm vom autochthonen Malm des Aarmassivmantels ab. Im Norden endigt sie am Gipfel der Zwölfhörner, ferner mit deutlichem Stirngewölbe zu beiden Seiten des Segnestales unter Piz Grisch und Flimserstein, weiter im Osten im Gipfelplateau des Tschepp und in der Gipfelregion des Felsberger Calanda.

Die **Griesstockdecke** ist vielleicht die westliche Fortsetzung der Vorab-Tscheppdecke. Sie ist innerhalb der Glarneralpen auf die Nordabdachung der Claridenkette und den südlichen Teil der Ortstockkette beschränkt und besteht bloß aus Malm, schwach entwickelter Kreide und Eocän. Zu ihr gehört der Malm, der dem Fätschbach und der Südseite des Urnerbodens entlang, durch die Klus und die Balmwand hindurch über die Kammlialp bis in den Gipfel des Griesstocks und des Scheerhorns sich verfolgen läßt, und die diesen Malm im Gebiet westlich von der Klausenpaßhöhe bedeckende

Kreide. Die Decke endigt bei Windeggen unter der Klausenstraße und am Abhang westlich vom Dorf Linthal. Sie setzt sich südwärts im Malm von Fisetenalp und in einem dünn ausgewalzten Malmband unter dem Rotstock und am Südfuß des Gemsfayrenstocks fort. Sie ist eine völlig von ihrer Wurzel abgerissene, nordwärts geschleppte Schubmasse.

Die *W a g e t e n k e t t e* ist aus Malm, Kreide, Eocän und Oligocän aufgebaut und ist wahrscheinlich eine aus dem südlichen Teil des Faciesgebietes der Griesstockdecke stammende, von ihrer Wurzel abgerissene und bis an den Nordrand der Alpen verschleppte Schubmasse.

Die **Glarnerdecke** ist die erste große, bis gegen den Alpenrand vorgeschobene Decke. Sie ist am mächtigsten in der Schiltgruppe entwickelt, wo ihre von mächtigem Verrucano bis zum Eocän reichende Sedimentserie den ganzen südlichen Teil der Berggruppe mit Ausnahme der drei Gipfelpunkte des Schilt und der Gipfelregion von Schwarzstöckli, Höchgrat und Gufelstock aufbaut. Ferner gehört dazu die Verrucanokette zwischen der Mürtschenalp und dem oberen Murgtal mit Ausnahme der Gipfelpartien, ferner der untere Teil der Verrucanowände des Murgtales. Im nördlichen Teil der Schiltgruppe bleibt die Glarnerdecke unter der Mürtschendecke verborgen; doch darf vielleicht das Malmfenster von Schlatt-Krähberg bei Netstal dazu gerechnet werden. Gegen Süden und Osten tritt eine rasche Reduktion und schließlich völliges Auskeilen der Decke ein. Im Kärpfgebiet gehören ihr mit Sicherheit nur noch der Verrucano am Gandstock bis in etwa 1300 m Höhe, der über dem Flysch liegende Trias-Jurazug am Westabhang der Schönaue und seine Fortsetzung an der Siwelle zwischen den beiden Diestälern und die aus Trias, Jura, Kreide und Nummulitenkalk bestehende Scheitelplatte des Saasberges sowie der damit verfaltete Verrucano der Kühtalmatt an. Auf der Westseite des Linthtales setzt sie sich fort in der vom Eocän bis in die Trias hinunterreichenden, tektonisch stark gequetschten Schichtfolge, die im Sockel der Glärnisch-Ortstockgruppe vom Stöckli am Vorderglärnisch bis in die Felswand unter der Terrasse von Nußbühl über der Klausenstraße sich verfolgen läßt. Die aus Malm, Kreide und

Eocän bestehenden Gipfel des Kammerstocks und Gemsfayrenstocks gehören dem Stirnrand der Decke an. Ueber dem Scheitel des Aarmassivs fehlte die Glarnerdecke schon ursprünglich völlig. Sie wurde durch die nach Norden vorrückenden höheren Decken von ihrer Wurzel im Vorderrheintalgebiet abgequetscht und nach Norden geschoben.

Die **Mürtschendecke** besitzt eine bedeutend größere Ausdehnung als die Glarnerdecke. Sie umfaßt ebenfalls die ganze Schichtreihe vom Verrucano bis zum Eocän. In der Schiltgruppe baut sie die drei auf das Scheitelplateau aufgesetzten Schiltgipfel, den Verrucanokamm Schwarzstöckli-Gufelstock, dann Fährstock, Fronalpstock, Neuenkamm und den Kerenzerberg mit Ausnahme des Gebietes der Neuenalp, den Mürtschenstock und den Alpfirzstock auf. Auf der Westseite des Murgtales gehören dazu die Gipfelpartie der Silberspitzkette und der obere Teil der Kette Dreihörner-Kühmettler. Ihre stark gegen NW sinkende Ueberschiebungsfläche taucht beim Haltengut nördlich von Netstal unter die Sohle des Linthtales, östlich von Mühlehorn unter den Walensee. Im Gebiet zwischen Murgtal, Sernftal, Weißtannental und Walensee-Seeztal baut die Mürtschendecke das ganze über den Flysch hinübergeschobene, aus Verrucano, Trias, Lias und Dogger bestehende Gebirge auf, mit Ausnahme der zur Glarnerdecke gehörenden Schichtreihe an der Ostwand des Murgtales. Ferner gehören dazu der größte Teil des Verrucanos der Kärpfgruppe, der Verrucano auf den Gipfeln der Hausstockgruppe, der Vorab-Sardona-Ringelkette und der Grauen Hörner. Auf der Westseite des Linthtales setzt sich die Mürtschendecke in der den Sockel des Wiggis bis zur Terrasse von Wiggisalpeli bildenden Jura-Kreideserie fort, ferner in der Trias, Jura und Oehrlikalk umfassenden Schichtreihe im mittleren Teil des Vorderglärnisch und in der gegen Süden stark gequetschten, unter dem Lias von Guppen und Braunwald liegenden Verrucano-Doggerserie südlich von der Guppenrunse. Auf dem Nordufer des Walensees baut sie noch den aus Malm, Kreide und Eocän bestehenden Sockel der Churfürstenkette auf und endigt wahrscheinlich mit der stark zerdrückten Flyfalte bei Weesen. Westlich vom Linthtal keilt sie im Innern

der Glärnisch-Ortstockgruppe, ähnlich wie die Glarnerdecke, rasch aus. Ueber dem Scheitel des Aarmassivs wurde sie durch den Druck der höhern Decken nicht völlig verquetscht, aber doch stark reduziert. Gegen Süden schwillt sie in dem mächtigen Verrucanoschiefer wieder an, der am Südabhang der Vorabkette zur Wurzelregion im Vorderrheintal hinuntersteigt.

Als Glied der Mürtschendecke betrachtet, mit einigem Vorbehalt, P. von Schumacher (Lit. 20) auch die *Kammlistockdecke*, die das aus Dogger und Malm bestehende Gewölbe des Kammlistockgipfels und die intensiv gefaltete Kreide am Nordabhang von Kammlistock und Claridenstock und am Grat zwischen Claridenstock und Speichstock umfaßt.

Die **Axendecke** baut die Gipfelregion und die mittleren Teile des ganzen Gebirges zwischen Linthal und Vierwaldstättersee, Klausenpaß und Pragelpaß auf. Sie beginnt am Klausenpaß mit Trias, besteht im südlichen Teil fast ganz aus Lias, Dogger und Malm und umfaßt am Glärnisch und im Silbernggebiet noch mächtige Kreide. Die Decke endigt in der Deyenkette nördlich vom Klöntal mit einem großen Stirngewölbe und schließt mit dem Nummulitenkalkband ab, das von der Deyenalp über Längenegg, Pragelpaß und das Tal von Riemenstalden bis nach Sisikon am Vierwaldstättersee sich verfolgen läßt.

In der Gipfelregion des Glärnisch liegt über der Kreide der Axendecke nochmals eine normale Kreideserie, die *Bächistockdecke* als obere Zweigdecke der Axendecke, und in der Silbern folgen darüber noch drei weitere solche bloß aus Kreide bestehende Zweigdecken, die *untere* und die *obere Silberndecke* und die *Toralpdecke*. Zwei untere Teildecken der Axendecke, die *untere* und die *obere Braunwalder Zwischendecke*, sind zwei bloß aus Lias und Trias bestehende Schuppen, die zwischen dem Luchsingertobel und der Fritternalp unter der Axendecke liegen.

Oestlich vom Linthtal ist die Axendecke fast ganz abgetragen worden. Als einzige Reste derselben sind die Liasreste am Salengrat und Etzelstock in der Kärpfgruppe und die kleine Trias-Liasmütze am Gipfel des Rotstocks am Panixer-

paß erhalten geblieben. Auf der Südabdachung des Vorab setzt sich die Axendecke in dem Ilanzer Verrucano fort, der zwischen Fellers, Brigels und Schlans die unteren Teile der Bergabhänge aufbaut und südlich vom Vorderrhein noch bis auf die Terrasse von Obersaxen hinaufreicht. Westlich vom Vierwaldstättersee bildet die Urirotstockkette die Fortsetzung der Axendecke.

Die **Säntis-Drusbergdecke** ist innerhalb der Glarneralpen bloß in ihrem nordwestlichen Teil erhalten geblieben und besteht hier bloß aus Schichten der Kreideformation. Sie gliedert sich hier in drei durch Muldenumbiegungen miteinander verbundene, übereinandergeschobene Teildecken, die **Säntisdecke**, die **Rädertendecke** und die **Drusbergdecke**. Zur Säntisdecke gehören der über der Mürtchen-
decke liegende obere Teil der Wiggiskette, die Risetenkette bei Oberurnen und die Aubrigkette, östlich vom Linthtal der über dem Eocänband des Kerenzerberges liegende Kreidelappen der Neuenalp, nördlich vom Walenseetal die Gipfelregion der Churfirstenkette, die Mattstockgruppe und das Säntisgebirge. Die Rädertendecke baut die zwischen Oberseetal und Wäggitäl liegende Rädertenkette auf und die Drusbergdecke bildet die Drusberg-Fluhbrigkette und setzt sich westwärts in den zwischen dem Sihltal und dem Muotatal liegenden Bergen und in der Fronalpstockkette zwischen Muotatal und dem Vierwaldstättersee fort. Im Gebirge nördlich vom Walensee-Seeztal ist die Gliederung in die drei Teildecken nicht mehr deutlich erkennbar. Wahrscheinlich darf die mit dem Sichelkamm beginnende Alviergruppe als östliche Fortsetzung von Räderten- und Drusbergdecke betrachtet werden.

Die Drusbergdecke und Verzweigungen derselben bauen auch den größten Teil der Kalkalpen der Zentralschweiz auf und setzen sich in der Wildhorndecke der Berneralpen fort. Oestlich vom Rheintal erscheint sie noch im Fläscherberg und in den Kreidebergen der Vorarlbergeralpen als Unterlage der ostalpinen Decken des Falknis und des Rhätikons. Als gewaltigste der helvetischen Decken hat sie sich über den ganzen nördlichen Teil der Schweizeralpen ausgebreitet.

Die **Wildflyschdecke** bietet noch manche rätselhafte Erscheinungen dar. Sie besteht ihrer Hauptmasse nach aus dunkeln, häufig zerknitterten Mergelschiefern mit Linsen und zerrissenen Bänken von Nummulitenkalk, Sandsteinen und kiesligen Kalken. Charakteristisch für den Wildflysch sind ferner in die Schiefer eingebettete exotische kristalline Blöcke, polygene Breccien und Konglomerate, grüne und hellgraue, etwas eisenschüssige Quarzite und verschürfte Massen von seewerartigem und malmartigem Kalk. Aus ihren stratigraphischen Erscheinungen und ihrer Lage zu den helvetischen Decken muß man schließen, daß die Wildflyschdecke aus einer zwischen dem helvetischen und dem penninischen Faciesbezirk liegenden Zone, aus dem **ultrahelvetischen Faciesgebiet** stammt, von dort her zu Beginn der Alpenfaltung über das helvetische Faciesgebiet hinübergeschoben und dann bei der Ausbildung des helvetischen Deckensystems gleichsam als oberste Schichtmasse der helvetischen Sedimentserie mitgefaltet und so zwischen die helvetischen Decken eingewickelt wurde. Ihre Hauptmassen liegen daher jetzt vor den Stirnumbiegungen der autochthonen und parautochthonen Falten im südlichen Teil der Glarneralpen, unter der Ueberschiebungsfläche der Glarner-, Mürtschen- und Axendecke, ferner vor den Stirnenden der Zweigdecken der obersten helvetischen Decke und in den Mulden zwischen diesen Deckenstirnen. Die im Sernftal- und Weißtannentalgebiet zwischen dem autochthonen Altdorfersandstein und dem Wildflysch liegenden mächtigen Blattengratschichten sind entweder ein Bestandteil der Wildflyschdecke oder eine besondere, aus dem ultrahelvetischen Gebiet stammende Schubmasse.

Die Wildflyschdecke setzt sich unter und zwischen den helvetischen Decken und als »subalpiner Flysch« eingeklemmt zwischen der nördlichsten Kreidekette und der Molasse durch die Zentral- und Westschweiz fort und bildet auch die Unterlage der unterostalpinen »Klippen«. Als östliche Fortsetzung darf der Vorarlberger Flysch betrachtet werden, der östlich vom Rhein zwischen die oberste helvetische Decke und die ostalpinen Decken eingeschaltet ist.

b) Die Gesteine der Glarneralpen.

1. Die Gesteine des Aarmassivs.

Die Gesteine des Aarmassivs, die einst am Aufbau des herzynischen Gebirges teilnahmen, gehören der paläozoischen Formationsgruppe an und umfassen kristalline Schiefer, d. h. alte Sedimente, die durch Dislokationsmetamorphose kristallinisch geworden sind (Paragesteine; vergl. S. 8), ferner echte Eruptivgesteine, die einst als flüssiges Magma in die alten Sedimente eingedrungen sind (Intrusivmassen), und Sedimentgesteine des Obercarbons.

Im nördlichen und zentralen Teil der Tödikette gehören diese Gesteine der nördlichen Serizitschiefer- und Gneiszone an, die zwischen die Zone der Erstfelder Gneise und diejenige des Aaregranits oder Zentralgranites eingeschaltet ist. Die Hauptmasse dieser Schieferzone besteht aus einer bunten Mannigfaltigkeit von Paragesteinen, unter denen seidenglänzende Serizitschiefer und Gneise und Serizitquarzite mit Uebergängen in Chlorit-, Muskovit- und Biotitgneise und -Schiefer vorherrschen. In diese zwischen der untern Sandalp und dem Bifertenfirn und besonders im oberen Val Rusein in großer Mächtigkeit aufgeschlossenen Schieferzone sind aber auch manche Eruptivgesteinsmassen eingedrungen. Darunter sind zu erwähnen der Tödigranit, der in einer grünlichgrauen Grundmasse große weiße Feldspateinsprenglinge und dunkelgrüne chloritisierte Biotite enthält und im Gebiet zwischen den Märenblanken und der Grünhornhütte das Hauptgestein bildet, ferner hellgrünlich-grauer bis blaßrötlicher Quarzporphyr, der zu beiden Seiten der untern Sandalp und in der Steilstufe südlich von Untersand in gewaltiger Mächtigkeit aufgeschlossen ist, ferner schmale Zonen von durch dunkelgrüne Hornblende ausgezeichneten Dioritgesteinen und von diabasartigen basischen Eruptivgesteinen.

Unter den Gesteinen der im untern Val Rusein, südlich von der Gliemspforte und im Val Frisal folgenden zentralen Granitzone ist besonders der Punteglasgranit hervorzuheben, der aus einem Gemenge von grünscharer Hornblende, braunem Biotit, weißem Oligoklas, spärlichem grauem

Figur 2

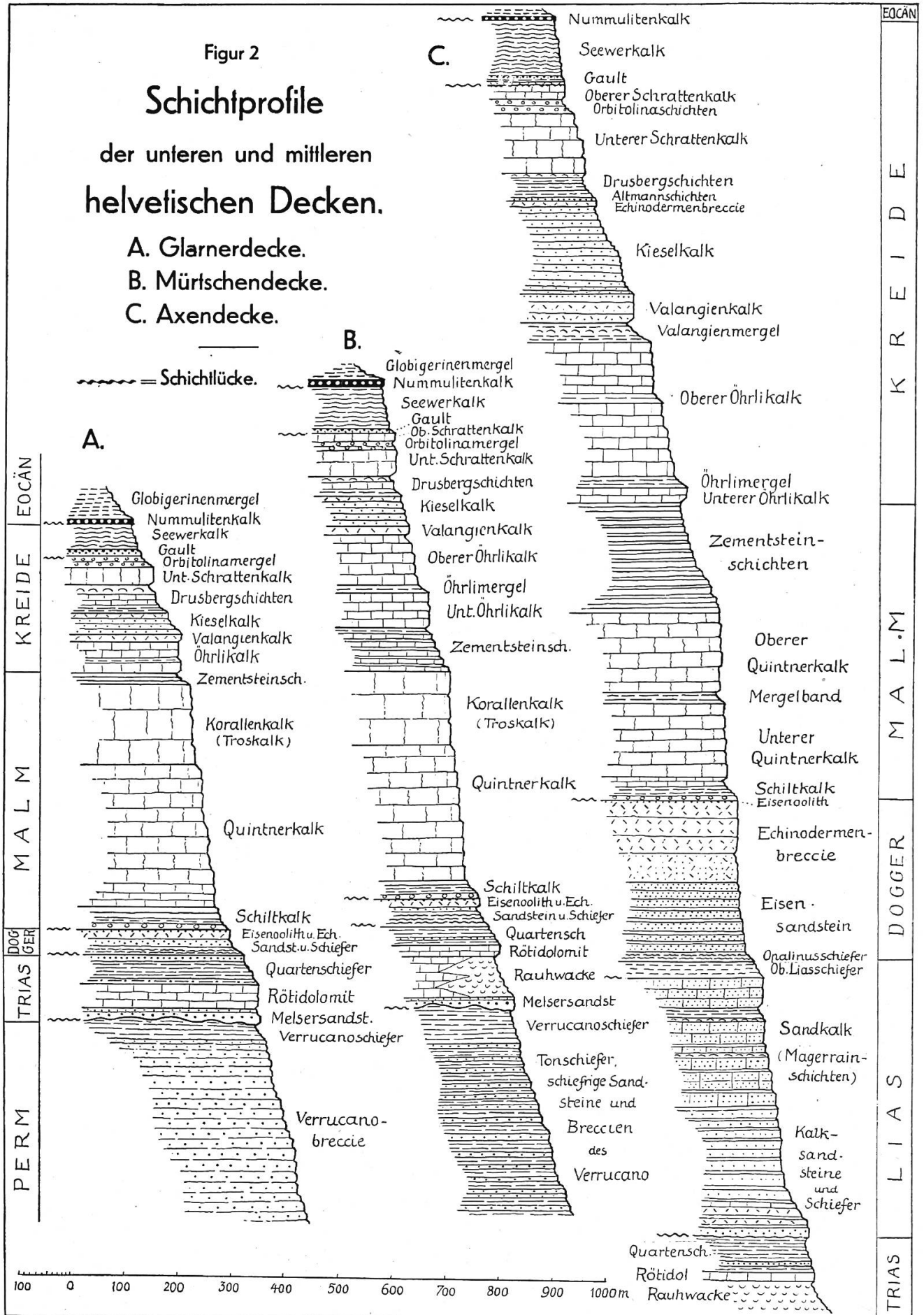
Schichtprofile

der unteren und mittleren
helvetischen Decken.

A. Glarnerdecke.

B. Mürtschendecke.

C. Axendecke.



Quarz, großen Tafeln von weißen Orthoklaszwillingen und kleinen diamantglänzenden, strohgelben Titanitkriställchen besteht. An diese 3 km breite Granitzone schließen sich an den Abhängen gegen Brigels, Truns und Disentis nochmals eine Zone von Paraschiefern, eine Quarzporphyrzone, ein breiter Zug von Dioritgesteinen und eine mächtige Zone von Hornblendegraniten an. Alle diese kristallinen Gesteinszonen fallen 50—80° steil nach SSE.

Das **Carbon** ist das jüngste Gestein des herzynischen Gebirges. Es ist am mächtigsten am Bifertengrätli entwickelt und besteht aus einer Wechsellagerung von schwarzen Tonschiefern, fein- bis grobkörnigen Sandsteinen und Konglomeraten, und gebänderten, feinkörnigen, schiefrigen Sandsteinen. Der obere Teil der Schichtfolge enthält dünne Lagen von Anthrazit. Die in die Schiefer und Sandsteine eingeschlossenen Pflanzenreste (Farnkräuter und Calamiten) beweisen ihre Zugehörigkeit zum obern Carbon (oberes Westphalien).

2. Die Gesteine der helvetischen Facies.

(Vergl. Fig. 2.)

Verrucano.

Dieses älteste Gestein der helvetischen Serie kommt im autochthonen Gebiet nur an wenigen Stellen und nur in geringer Mächtigkeit vor; dagegen nimmt es einen hervorragenden Anteil am Aufbau der untern helvetischen Decken. Da es keine Spur von Fossilien enthält, ist die genaue Feststellung seines Alters schwierig. Am Nordabhang des Tödi, am Weg zwischen dem Ochsenstock und Obersand, liegt es deutlich über dem Obercarbon und unter dem Melsersandstein der untern Trias; also muß es zum **Perm** gehören.

Die Hauptmasse des Verrucanos besteht aus Konglomeraten oder Breccien (Sernifit), Sandsteinen und Tonschiefern. In der Mürtschendecke sind zwischen diese Sedimente Lager von Eruptivgesteinen eingeschaltet.

Die **Konglomerate** oder **Breccien** sind ein Gemenge von buntfarbigen, sandfeinen bis faustgroßen Körnern und Brocken von Quarz und Silikatgesteinen, die in einen vor-

wiegend dunkelroten, oft auch graugrünen tonigen Zement eingebettet sind. Die Gesteinsfragmente sind fast ausschließlich eckig und nur untergeordnet etwas kantengerundet, niemals aber gut gerundete Geschiebe. Das Gestein ist daher eigentlich eine Breccie.

Die Sandsteine bestehen aus sandfeinen Fragmenten derselben Gesteinsarten, aus denen die Breccien bestehen, jedoch mit Vorwiegen von Quarz- und Feldspatkörnern. Zementreiche, etwas schiefrige Sandsteine sind meistens ziemlich reich an weißen Glimmerschüppchen. Die vorherrschende rote Farbe ist wie bei den Breccien durch den Gehalt an Eisenoxyd bedingt. In der Spitzmeilengruppe, oberhalb Flums und Mels, enthalten die schiefrigen Sandsteine oft viele ockerfarbige Kalkkonkretionen.

Die Tonschiefer sind dunkelrot, grauviolett oder grün, meistens glänzend, ein feinkörniges Gemenge von Quarz, Serizit und Eisenerzkörnchen. Sandige Tonschiefer enthalten viele feine eckige Quarzkörner und feine weiße Glimmerschüppchen. Häufig zeigen die roten Tonschiefer scharf begrenzte gelbgrüne Flecken. In der Käpfgruppe kommen dünne Lagen, auf der Südabdachung der Vorabgruppe auch größere Komplexe von schwarzen Tonschiefern vor.

Die Eruptivgesteine sind teils basische, teils saure Eruptivgesteine. Die basischen Eruptivgesteine gehören zu den Melaphyren und sind teils dunkelgrauviolette Mandelsteine mit zahlreichen, von Mineralsekretionen erfüllten Mandelräumen (Olivin-Weißelbergit), teils dunkelgrauviolette bis dunkelgrüne Andesinporphyrite und Augitporphyrite. Sie sind am zahlreichsten im Käpfgebiet, besonders am Gipfel des Gandstockes und bilden auch am Gulderstock ein ausgedehntes Lager. Die sauren Eruptivgesteine sind Lager von hellgrünlichgrauem bis rötlichem Quarzporphyr. Sie bilden mächtige Lager, besonders am Kleinkäpf und Unterkäpf, am Karrenstock und Berglihorn und auf der Südabdachung der Vorabgruppe. Alle diese Eruptivgesteine treten in Form von konkordant zwischen die sedimentären Verrucanogesteine eingeschalteten Lagern auf; sie sind Magmaergüsse, die in der Permzeit während der Ablagerung des Verrucanos stattfanden.

Im ursprünglich nördlichsten Teil des helvetischen Faciesgebietes, also im autochthonen Tödigebiet, in der Vorab-Tscheppdecke und im nördlichen Teil der Glarnerdecke, ist der Verrucano fast ganz als grobklastische Breccie ohne stärkere tonige Zwischenlagen ausgebildet. Ihr oberster Teil geht in der Schiltgruppe in schiefrigen Sandstein, im südlichsten Teil der Glarnerdecke (Westrand der Kärfpgruppe) in sandige Tonschiefer über. Der tiefste Teil des Verrucanos behält durch die ganze Mürtschendecke hindurch, mit Ausnahme der Wurzelregion, die grobklastische Facies bei; seine mittleren und oberen Teile sind nur am Nordostrand dieser Decke (im Mürtschengebiet, bei Flums und Mels) noch mehr oder weniger grobklastisch, im ganzen mittleren und südlichen Teil dagegen größtenteils als feine glänzende Ton- und Serizitschiefer ausgebildet. Zugleich geht die ursprünglich rote Farbe infolge Dislokationsmetamorphose nach Süden in Violettgrau und dann in Grün über. Doch kommen auch am Südabhang der Vorabgruppe noch violettrote Schiefermassen vor. Der auf die Verrucanoschiefer der Mürtschendecke hinaufgeschobene Ilanzer Verrucano ist eine grobklastische, quarzreiche, durch Dislokationsmetamorphose stark veränderte Breccie mit grünen Serizitschiefer-Zwischenlagen.

Der Verrucano ist als Verwitterungsschutt des herzynischen Gebirges auf dem Festlande abgelagert worden.

Trias.

Sie liegt als erstes marines Sediment der helvetischen Facies mit scharfer Grenze auf dem Verrucano, im autochthonen Gebiet auch auf dem Carbon oder dem Kristallin des Aarmassivs. Bei vollständiger Erhaltung gliedert sie sich in drei Stufen:

1. **Melsersandstein.** Diese Stufe gliedert sich in 7—12 m dickbankigen Quarzsandstein, bestehend aus weißen und rötlichen Quarz- und Feldspatkörnern und spärlicheren, oft nuß- bis faustgroßen Trümmern verschiedener Silikatgesteine, und in eine 3—8 m mächtige Wechsellagerung von grünlichgrauen Quarzsandsteinbänken mit grünlichgrauen Quarzitschiefern,

roten Tonschiefern und dünnen Bänken von Dolomit. Das Gestein darf als Aequivalent des deutschen Buntsandsteins betrachtet werden. Es wird in kleinen Steinbrüchen beim Dorfe Mels für Herstellung von Mühlsteinen, Trottoirrandsteinen, Treppenstufen usw. gebrochen.

2. Rötídolomit und Rauhwacke. Der nach der Röti am Tödi benannte Rötídolomit ist ein 30—60 m mächtiger, gelb bis rotgelb und staubig anwitternder, innen hellbläulichgrauer, dichter dolomitischer Kalkstein (Calcium-Magnesiumkarbonat). In den Glarneralpen hat er noch keine Versteinerungen geliefert. Die R a u h w a c k e (Zellendolomit) ist ihrer Hauptmasse nach eine Breccie, bestehend aus kleinen eckigen Brocken und Splintern von gelbgrauem Dolomit, die in eine dolomitische und löcherig ausgelaugte Grundmasse eingebettet sind. Die Zellen sind meistens mit kleinen bräunlichen Dolomitkristallen ausgekleidet oder mit bräunlichem Dolomitstaub ausgefüllt. Häufig enthält die Breccie kleine Bruchstücke von dunkelrotem oder auch grünem Tonschiefer, an der Basis auch Trümmer eines braungrauen Sandsteins. Am Weißmeilen und Gipsgrat ist die Rauhwacke gipshaltig.

Im autochthonen Gebiet, in der Vorab-Tscheppdecke und in der ganzen Glarnerdecke, also im ursprünglich nördlichen Teil des helvetischen Faciesgebietes; besteht die ganze Rötigruppe aus dem dichten Rötídolomit. Im nördlichen Teil der Mürtschendecke (z. B. am Stelli beim Fronalpstock und auf der Gäsialp bei Mühlehorn) wird zunächst der mittlere Teil und gegen Süden auch der untere Teil des Rötídolomits durch Rauhwacke ersetzt. Es gliedert sich daher im südöstlichen Teil der Mürtschendecke und in der Axendecke die Rötistufe in 30—100 m Rauhwacke und 10—30 m kompakten Rötídolomit.

3. Quartenschiefer. Diese nach dem Dorfe Quarten am Walensee benannte Triasstufe ist 20—60 m mächtig und besteht ihrer Hauptmasse nach aus grellroten, oft auch violettroten, weichen, sandfreien Tonschiefern, die oft zahlreiche gelbe Dolomitknollen einschließen. In ihren untern Teil sind meistens Bänke von weißem oder rotem Quarzsandstein und Dolomitbreccien eingeschaltet. Im autochthonen Gebiet bei

Trins und Tamins sind die roten Schiefer durch Dislokationsmetamorphose häufig in grüne oder gelbgrüne oder violettgraue Serizitschiefer umgewandelt. Im Schilsbachgebiet, z. B. auf Rindervansalp und an der Lauifurkel schließt die Schichtgruppe oben mit 3—6 m graugrünen Quarzitschiefern mit zahlreich eingeschlossenen dunkelgrünen Körnern und rotbraunen Knollen ab.

Da zu Beginn der Jurazeit im helvetischen Faciesgebiet eine Festlandsperiode die Sedimentablagerung unterbrach, ist zwischen Trias und Juraformation in unserem Gebiet eine Schichtlücke vorhanden. Da der Norden am längsten trocken lag, ist hier die Schichtlücke am größten. Im ganzen Gebiet fehlt dieser Festlandsperiode wegen die oberste Triasstufe, das Rhät, und es wurden im Autochthonen an vielen Orten die Quartenschiefer ganz oder größtenteils wieder abgetragen. So erklärt sich auch das Fehlen der Quartenschiefer in Glarner- und Mürtschendecke am Ostabhang des Glärnisch und in der Mürtschendecke der Schiltgipfel, ebenso ihr streckenweises Fehlen am Mürtschenstock.

Jura.

1. Lias (Unterer Jura).

Diese Schichtfolge ist bei vollständiger Entwicklung 200 bis 400 m mächtig und beginnt an der Basis mit einer etwa 20 m mächtigen Folge von eisenschüssigen Quarzsandsteinbänken mit dünnen glänzenden Mergelschieferlagen. Darüber folgt eine etwa 150 m mächtige Serie mannigfaltiger, mehr oder weniger eisenschüssiger Sandkalke, Kieselkalke, Echinodermenkalke, gelbgefleckter Kalke, die oft zahlreiche Trümmer von Muschelschalen enthalten, mit vielen Zwischenlagen von dunkeln glänzenden Mergelschiefern und rostigen sandigen Schiefern. Darüber liegt eine 100—150 m, im Gebiet von Guppen und Oberblegi wohl 300 m mächtige Folge von Sandkalcken, reich an feinen bis groben, an der Oberfläche vorragenden Quarzkörnern und kleinen gelben Kalksplittern, dazwischen einige schwarze Schieferlagen. Diese Sandkalke (*Magerrainschichten*) sind, besonders in den obersten

Schichten, oft reich an großen Belemniten der Gattungen *Pachytheutis* und *Megatheutis* und enthalten auch Muscheln (*Pecten* und *Lima*) und spärliche Ammoniten. Stellenweise (z. B. an der Guscha bei Flums und am Südabhang der Ortstockkette) kommen darin auch Bänke mit zahlreichen Gryphäen vor. Die Schichtserie bildet dunkelbraun anwitternde Steilwände und Felstürme (Gulderstock, Felswände über Braunwald und Urnerboden). Oben schließt sie mit einer 30—50 m mächtigen Folge von blauschwarzen, weichen Mergelschiefern des obern Lias (Toarcien) ab. Diese Schiefer sind eine Tiefmeerbildung, während der ganze untere und mittlere Lias nach seinem Gesteinscharakter eine küstennahe Flachmeerbildung ist.

Da zu Anfang der Jurazeit das helvetische Faciesgebiet Festland war, fehlt der Lias im autochthonen Gebiet, in der Vorab-Tscheppdecke, in der Glarnerdecke und im nordwestlichen Teil der Mürtschendecke; einzig im autochthonen Tödigebiet und bei Vättis kommen stellenweise einige Bänke von oberem Lias vor, bei Vättis durch eine reiche Ammonitenfauna ausgezeichnet. Der Lias stellt sich im östlichen Teil der Mürtschendecke am Goggeien im Mühlebachthal zunächst mit seinen jüngsten Schichten und dann am Magerrain rasch in voller Mächtigkeit ein und ist dann südwärts durch Mürtschen- und Axendecke hindurch in voller Entwicklung vorhanden. Stets aber ist zwischen seiner Basis und der Trias eine Schichtlücke vorhanden.

2. Dogger (Brauner oder mittlerer Jura).

Diese Schichtabteilung gliedert sich von unten nach oben in folgende Schichtgruppen:

1. **Opalinusschiefer.** Schwarze, oft wellig-knollige Tonschiefer mit weißen Glimmerschüppchen und feinen rostfarbigen Sandsteinstreifen, meistens 10—30 m mächtig.

2. **Eisensandstein.** Eisenhaltige Quarzsandsteine, braunschwarz oder rostfarbig, dünn- bis dickbankig, mit Zwischenlagen von schwarzen knolligen Tonschiefern, fossilarm. Die Schichtgruppen 1 und 2 sind meistens nicht scharf zu trennen und gehören zum untern Dogger oder *Alénien*.

3. *Echinodermenbreccie* (*Bajocien*). Dunkelgraue, hellbräunlich anwitternde, oder auch rote, grobspätige Echinodermenbreccie, größtenteils aus Trümmern von Stachelhäutern zusammengesetzt.

4. *Eisenoolith* oder *Blegioolith* (benannt nach der Alp Oberblegi; *Callovien*). Meistens roter, bisweilen auch grüner oder grau und rot gefleckter Kalk mit reichlich eingestreuten schwarzgrauen rundlichen Körnern (*Ooiden*) von Hämatit, Magnetit oder Chamosit, stellenweise reich an Belemniten und Ammoniten; meistens 0,5—1,5 m mächtig. Das Gestein wurde im 16. Jahrhundert auf Mittelgruppen auf Eisen ausgebeutet.

Die Echinodermenbreccie schließt stellenweise, z. B. auf Heuberge-Guppen, am First im Bösbächital, am Fronalpstock, mit einer 10—30 cm dicken Fossilbank ab, die eine reiche Fauna des obersten Bajocien (*Zone des Cosmoceras garantianum*) enthält. Im allgemeinen ist die Echinodermenbreccie vom Eisenoolith durch eine Schichtlücke getrennt. Ebenso ist eine Schichtlücke zwischen dem Eisenoolith und dem hangenden Schiltkalk vorhanden, da im ganzen Gebiet der Glarneralpen die oberste Doggerstufe, das Oxfordien, fehlt.

Der Dogger zeigt von Norden nach Süden auffallende Faciesänderungen. Er ist im autochthonen Gebiet, in der Vorab-Tscheppdecke, Glarnerdecke und im nordwestlichen Teil der Mürtschendecke bloß 20—50 m mächtig, schwillt dann im östlichen und südlichen Teil der Mürtschendecke rasch an, wobei sich unter der grauen Echinodermenbreccie eine eisenhaltige rote Echinodermen- und Muschelbreccie einstellt, die an der Basis mit dunkelroten Eisensandsteinlagen wechselagert. In der Axendecke erreicht der Dogger an der Nordwand des Glärnisch eine Mächtigkeit von 300 m, nimmt dann im Gebiet von Braunwald und in der Ortstockkette wieder auf etwa 50 m ab und schwillt in der Säntisdecke der Churfürsten-Alvierkette wieder auf etwa 300 m an.

3. Malm (Weißer oder oberer Jura).

Man unterscheidet im Malm der Glarneralpen von unten nach oben folgende Abteilungen:

1. **Schiltkalk** (benannt nach dem Schiltgipfel; *Argovien*). Er beginnt mit 2—5 m dunkelgrauem, knolligem Kalk mit massenhaften ockergelben Flecken, oft reich an Ammoniten, namentlich der Gattung *Perisphinctes* (Bärentritt im Klöntal, Gipfel des Siwellen am Schilt). Ueber diesem untern Schiltkalk folgen 10—15 m gelbgrau anwitternde Mergelschiefer mit dünnen gelbfleckigen Kalklagen (Schiltschiefer), dann 10—20 m dunkelgraue, oft gelbfleckige Kalkbänke mit dünnen Mergelschieferlagen (oberer Schiltkalk). Schiltschiefer und oberer Schiltkalk enthalten oft Belemniten und vereinzelte Ammoniten. Im ursprünglich nördlichen Gebiet (autochthones Gebiet bis und mit Glarnerdecke) sind die Schiltschiefer ganz oder größtenteils durch knolligen Kalk vom Typus des untern Schiltkalks ersetzt.

2. **Quintnerkalk** (Hochgebirgskalk; *Sequania* und *Kimmeridgia*). Hellgrau anwitternder, innen dunkelblaugrauer bis schwarzer, dichter, muschelartig brechender Kalk mit sehr spärlichen Ammoniten und Belemniten, im mittleren und obern Teil oft ziemlich reich an schwarzen Feuersteinknollen. 250—400 m mächtig. Von der Nordwand des Glärnisch an erscheint im mittleren Teil des Quintnerkalks durch die Axendecke und die Säntis-Drusbergdecke (Alviergruppe) hindurch ein schwarzes Mergelband von 30—60 m Mächtigkeit.

3. **Korallenkalk** oder **Troskalk** (*Unteres Portlandien*). Sehr hellgrau anwitternder, auch innen vorwiegend hellgrauer, glasartig klingender Kalk, stellenweise reich an Korallen. Fast reiner kohlenaurer Kalk, darum für chemische Zwecke ausgebeutet (am Elggis zwischen Glarus und Netstal). 100—200 m mächtig. Der Korallenkalk ist auf den nördlichen Teil des helvetischen Faciesgebietes (autochthones Gebiet bis Mürtschendecke) beschränkt. In der Axendecke und Säntis-Drusbergdecke ist er durch Mergelschiefer der folgenden Schichtgruppe ersetzt. — Quintnerkalk und Korallenkalk bilden die höchsten Steilwände der Glarneralpen, z. B. am Tödi, Selbsanft, Vorderglärnisch, Mürtschenstock. Durch die auslaugende Wirkung von Regen- und Schneewasser ent-

stehen darin wilde Karrenfelder (Karrenalp, Ortstockkette, Schilt).

4. **Zementsteinschichten** (Oberes Portlandien). Grauschwarze, grobschieferige Mergel mit eingelagerten Bänken von schwarzgrauem Kalk vom Typus des Quintnerkalks; 20—400 m mächtig. Im autochthonen Gebiet, in der Glarnerdecke und im nördlichen Teil der Mürtschendecke sind die Mergelschiefer noch größtenteils durch tonige Kalkbänke ersetzt. Gegen Süden wird die Schichtgruppe rasch mergeliger und mächtiger; sie schwillt in der Mürtschendecke am Mürtschenstock (schwarze Schnur) und Vorderglärnisch auf 50—100 m, in der Axendecke auf 300—400 m Mächtigkeit an. Stellenweise (Karrenalp, Kette des Hohen Turm) ist sie ziemlich reich an Ammoniten. Die schwarzen Mergel werden bei Walenstadt als vorzügliches Material für Zement ausgebeutet. — Die gegen Süden zunehmende Vermergelung des Malmkalks läßt auf Zunahme der Meerestiefe schließen.

Kreide.

1. Oehrlimergel und Oehrlikalk (Untere Valendisstufe).

Die Schichtgruppe ist benannt nach dem Felsturm Oehrli im Säntis. Die Zementsteinschichten des obern Malm gehen nach oben allmählich in diese unterste Kreidestufe über. Der Oehrlikalk ist ein ziemlich dunkelgrauer, vorwiegend oolithischer, etwas spätiger, hellgrau anwitternder Kalk, reich an kleinen, gerollten Trümmern von Stachelhäutern und andern Fossilien, die an der Oberfläche in Form von dicht nebeneinanderstehenden Körnern vorragen. Gut erhaltene Petrefakten (Nerineen, Rhynchonellen, Korallen) sind im ganzen selten. In der Vorab-Tscheppdecke der Ringelkette und des Calanda wittert er infolge schwachen Eisengehalts düster braun an. Er ist im autochthonen Tödi- und Kistenpaßgebiet 25—60 m mächtig und schwillt am Calanda bis auf 180 m an. In den helvetischen Decken nimmt seine Mächtigkeit von etwa 50 m in der Glarnerdecke bis auf über 200 m in der Axendecke am Deyenstock und in der Nordwand des Glärnisch zu. In der Glarner-

und Mürtschendecke wird er durch eine in seinem mittleren Teil auftretende 10—15 m mächtige Folge von mergeligen Kalkbänken in untern und oberen Oehrlikalk geteilt. In der Axendecke (Glärnisch) wird diese Mergelbildung über 50 m mächtig und es beginnt auch der untere Oehrlikalk durch Einlagerung von Mergellagen zu vermergeln (Drecklochalp). Im südlichen Teil der Säntisdecke ist nicht nur der untere Oehrlikalk ganz durch Mergel ersetzt, sondern auch der obere Oehrlikalk völlig vermergelt, so daß am Südabhang der Churfürsten und Alvierkette die ganze Oehrlistufe durch Oehrli-mergel dargestellt wird, die mit den liegenden Zementsteinschichten und den hangenden Valangienmergeln eine einheitliche Mergelmasse von gewaltiger Mächtigkeit bilden, die früher Palfrisschiefer genannt wurde.

2. Valangienmergel und Valangienkalk (Mittlere und obere Valendisstufe).

Die Schichtfolge ist benannt nach dem Dorfe Valangin im Neuenburger Jura. Die *Valangienmergel* fehlen im autochthonen Gebiet noch vollständig. Sie machen sich zum ersten Mal in der Glarnerdecke in Form einer wenig mächtigen Folge von sandigen Mergelschiefen bemerkbar (Hüttenkopf am Schilt). In der Mürtschendecke fehlen sie wieder; dagegen erscheinen sie in der Axendecke und ihren obern Zweigdecken als eine bis über 50 m mächtige Folge von braun anwitternden dunkeln Mergelschiefen und mergeligen Kalkbänken, die durch großen Reichtum an Austern (*Exogyra Couloni* und *Alectryonia rectangularis*) und andern Fossilien (Rhynchonellen, Terebrateln, Korallen) ausgezeichnet ist (Austernbänke am Abhang des Vrenelisgärtli gegen Guppen und am Kratzergrat). In der Churfürstenkette und in der Wiggisgruppe bilden sie die Basis der Säntis-Drusbergdecke und schwellen hier auf über 100 m Mächtigkeit an, verlieren aber gegen Süden den Fossilreichtum.

Der *Valangienkalk* ist im autochthonen Gebiet, in der Glarner- und Mürtschendecke ein meistens bloß 5—15 m mächtiger, in der Mürtschendecke auf 20—30 m anschwellender, bräunlich anwitternder, infolge reichen Gehalts an Echino-

dermentrümmern grobspätiger Kalk. In der Axendecke und ihren obern Zweigdecken schwillt er auf über 100 m Mächtigkeit an. Er enthält hier zahlreiche Kieselknollen und schließt oben mit der durch Reichtum an Quarzkörnern und durch den Seeigel *Pygurus rostratus* ausgezeichneten Pygurusschicht ab. In der obern Silberdecke gliedert er sich in einen untern braun anwitternden und einen oberen hellgrau anwitternden Teil. In der Säntisdecke wird der Valangienkalk feinspätig, kieselkalkähnlich, durchwegs hellgrau anwitternd. Von der Nordstirn der Rädertendecke an wird er zum schiefrigen, mergeligen *Diphyoideskalk* (mit *Terebratula diphyoides*) und seine Mächtigkeit schwankt zwischen 20 und 60 m.

3. Kieselkalk (Hauterivien).

Das Gestein ist ein dunkelgrauer, kiesliger Kalk mit schwarzbrauner, schwammigporös anwitternder Oberfläche, im mittleren und oberen Teil häufig ziemlich reich an rundlichen Kieselknollen, arm an Petrefakten. Der obere Teil enthält in der Axendecke und ihren Zweigdecken und in der Säntisdecke eine Bank mit vielen Exemplaren des Seeigels *Toxaster retusus*. Oben geht der Kieselkalk in eine 5—10 m mächtige, hellbraun anwitternde, glaukonithaltige, grobspätige *Echinodermenbreccie* über, die spärliche Exemplare von *Exogyra aquila* enthält. Der Kieselkalk ist im ganzen autochthonen Gebiet höchstens 5—15 m mächtig. Durch die Decken hindurch wächst er gegen Süden mehr und mehr an. Er erreicht in der Glarnerdecke am Schilt mit Einschluß der Echinodermenbreccie etwa 35 m, in der Mürtschendecke am Neuenkamm etwa 50 m und in der Büttunenwand am Wiggis 60—70 m. In der Axendecke und ihren Zweigdecken am Glärnisch und in der Silbern erreicht er 100—130 m Mächtigkeit. In der Säntisdecke schwillt er an der Ostwand des Rautispitz auf 250 m an. In der Rädertendecke und der Drusbergdecke wird der bisher dickbankige Kieselkalk dünnsschichtig, erreicht eine Mächtigkeit von 400—700 m und baut ganze Berge auf. Das zähe Gestein wird in Steinbrüchen bei Mollis und östlich von Weesen zur Herstellung von Pflastersteinen und Hartschottern ausgebeutet.

4. Drusbergsschichten (Unteres Barrémien).

Diese Schichtgruppe besteht aus bräunlich anwitternden, dunkelgrauen Mergelschiefern mit knolligen, mergeligen, in den mittleren und obern helvetischen Decken schrattenkalkartigen Kalkbänken. Sie gliedert sich meistens in einen untern, vorwiegend mergeligen Teil mit spärlichen Austern und einen oberen, mehr kalkigen und fossilreicheren Teil. Zwischen ihre Basis und die Echinodermenbreccie der Kieselkalkstufe sind, namentlich in den mittleren und obern Decken, die *Altmannschichten* eingeschaltet, bestehend aus einer nur wenige Meter mächtigen Folge von glaukonitreichen Kalkbänken mit Mergelschieferlagen, die stellenweise ziemlich viele Belemniten und Ammoniten enthalten.

In den autochthonen und parautochthonen Falten und durch die Glarner- und Mürtschendecke hindurch wächst die Mächtigkeit der Drusbergsschichten von Norden nach Süden allmählich von 10 bis auf 50 m an, die Kalkbänke überwiegen gegenüber den Mergellagen und zeichnen sich, besonders in der Glarner- und Mürtschendecke und im Stirngewölbe der Axendecke, durch einen ungeheuren Reichtum an Austernschalen (*Exogyra aquila*) aus. Vom Nordrand der Axendecke an gegen Süden beginnen die Kalkbänke des mittleren Teiles durch Vermergelung sich in Kalkknollen aufzulösen, der Petrefaktenreichtum nimmt rasch ab und die Mächtigkeit nimmt zu, erreicht in der Rädertendecke bereits über 100 m und steigt am Süden der Drusbergdecke auf etwa 180 m. In der Säntis-Drusbergdecke der Wiggis-Sihltalgruppe erscheint die Schichtgruppe als ein regelmäßiger Wechsel von Kalk- und Mergelbänken mit starkem Vorherrschen der Mergel im untern Teil (Ostwand von Wiggis-Rautispitz, Brünnelistock, Drusberg).

5. Schrattenkalk mit Orbitolinaschichten (Oberes Barrémien und unteres Aptien).

Bei vollständiger Erhaltung gliedert sich diese Schichtgruppe in drei Abteilungen:

1. *Unterer Schrattenkalk* (Oberes Barrémien). Dickbankiger, hell bläulichgrau anwitternder Kalk,

inwendig hellgrau, oft etwas bräunlichgrau, oft fast dicht, meistens aber mit glänzenden Calcitsplittern, oft oolithisch, von splitterig schuppigem Bruch. Vorwiegend zoogenes Gestein, oft reich an Schalen von *Requienia ammonia*, *Toucasia carinata* und *Agria neocomiensis*, die sich aber kaum aus dem Gestein lösen lassen; oft auch Korallen und Bryozoen und stets reichlich Kleinforaminiferen (besonders Milioliden und Textularien) enthaltend.

2. *Orbitolinaschichten* (Unteres Aptien). Hell bräunlich anwitternde, mergelige, spätige Kalkbänke mit dunkeln Mergelzwischenlagen, in einzelnen Lagen reich an der Foraminifere *Orbitolina lenticularis* und an *Rhynchonella gibbsiana* und *Heteraster oblongus*.

3. *Oberer Schrattenkalk* (Unteres Aptien). Dickbankiger, hellgrauer Kalk, ähnlich wie der untere Schrattenkalk, häufig auch reich an Muschelschalen und Milioliden, in der Säntis-Drusbergdecke bisweilen mit mergeligen Zwischenlagen und mit Orbitolinen in einzelnen Kalkbänken.

Der Schrattenkalk wird im ganzen helvetischen Faciesgebiet vom hangenden Gault durch eine Schichtlücke getrennt. Sie ist am größten im ursprünglich nördlichsten Gebiet, in den autochthonen und parautochthonen Falten, wo der obere Schrattenkalk und die Orbitolinaschichten fehlen und der untere Schrattenkalk meistens bloß 5—20 m mächtig ist. Die Lücke wird nach Süden allmählich kleiner, indem im nördlichen Teil der Glarnerdecke am Schilt die Orbitolinaschichten und im Süden unter der Terrasse von Nußbühl der obere Schrattenkalk sich einstellen. Die Lücke ist wahrscheinlich durch eine Trockenlegung des Meeresbodens zur Zeit des Aptiens bedingt. Durch die Decken hindurch nimmt die Schichtgruppe gegen Süden allmählich an Mächtigkeit zu. In der Glarnerdecke ist der untere Schrattenkalk am Schilt-Abhang über Ennetbühl und auf Heubodenalp 30—40 m, die Orbitolinaschichten etwa 15 m mächtig. In der Axendecke und ihren Zweigdecken steigt die Mächtigkeit des untern Schrattenkalks im westlichen Glärnisch auf 120—150 m, diejenige des obern Schrattenkalks auf 50 m und die Orbitolina-

schichten wachsen auf 30—40 m an und zeichnen sich am »Ruchband« am Nebelkäppeler und im Silbergebiet durch großen Fossilreichtum aus. In der Säntis-Drusbergdecke erreicht der Schrattenkalk seine maximale Mächtigkeit am Rautispitz und Leistkamm mit 250—300 m, wovon etwa 40 m auf die unscharf begrenzten Orbitolinaschichten fallen. In der Alviergruppe und in der Drusbergdecke westlich vom Sihltal nimmt die Mächtigkeit des untern Schrattenkalks gegen Süden rasch ab, weil er durch Vermergelung den Charakter der Drusbergsschichten annimmt.

Im Gebiet seiner großen Mächtigkeit bildet der Schrattenkalk hohe hellgaue Steilwände und auf flacheren Abhängen wilde Karrenfelder (Silbern, Lachenalp, Rädertenkette).

6. Gault (Oberes Aptien, Albien, unteres Cenomanien).

Diese Kreidestufe wird von den Stratigraphen, gestützt auf den Fossilgehalt und petrographische Unterschiede, in etwa 12 mit besondern Namen benannte Schichtgruppen eingeteilt. Davon sollen hier bloß die wichtigsten berücksichtigt werden. Aus dem zum Aptien gehörenden untern Gault erwähnen wir die *Gammerschichten*, ein dunkelgrüner, glaukonitreicher, zäher Kalkstein, der außerhalb der Glarneralpen in der Alviergruppe und im südlichsten Teil der Drusbergkette über 50 m Mächtigkeit erreicht und bei Buchs für Pflastersteine und Hartschotter ausgebeutet wird; ferner die *Brisis*schichten, die sich in den glaukonithaltigen, grobkörnigen Brisisandstein und die hellbraun anwitternde, grobspätige, aus Echinodermentrümmern und kleinen Quarzkörnern bestehende Brisibreccie gliedern. Aus dem Albien-Gault erwähnen wir die aus sandigen, glaukonithaltigen Mergelschiefern und grünsandigem Kalk mit Phosphoritknollen bestehenden *Fluh*brigsschichten, die oben in den feinkörnigen Glaukonitsandstein der *Wirren*schichten übergehen; ferner die *Knollens*schichten, ein feinkörniger Glaukonitsandstein mit zahlreichen etwa faustgroßen, an der Oberfläche herauswitternden Kalkknollen. Den obern Abschluß des Gault bildet die zum untern Cenoman gehörende *Turriliten*schicht, ein grauer feinkörniger Kalk mit eingestreuten

Glaukonitkörnern und meistens reich an Fossilien, worunter das Leitfossil *Turrilites Bergeri*.

Infolge des beim Schrattenkalk erwähnten Unterbruchs in der Sedimentation fehlt vom Autochthonen bis in den nördlichen Teil der Axendecke hinein der Aptien-Gault, so daß das Albien mit scharfer, oft karrenartig unebener Grenzfläche direkt auf dem Schrattenkalk sitzt. Der Gault erscheint an den Bergabhängen dieses Gebietes als ein dunkles Band von meistens bloß 5—15 m Mächtigkeit, erreicht aber im Kistenpaßgebiet 20 m Mächtigkeit. Am Glärnisch und in der Silbern stellt sich in der Axendecke der Aptien-Gault mit den Brischichten und im südlichen Teil der Drusbergdecke in der Alviergruppe und in der Drusbergkette schon mit den Gamerschichten ein. Infolgedessen wächst die Mächtigkeit des Gault im westlichen Glärnisch und auf der Silbern auf 15—20 m, in der Säntisdecke am Rautispitz auf etwa 50 m. In der Drusbergkette nördlich von Muotatal erreicht er mit 75 m seine maximale Mächtigkeit.

Seiner Verwitterbarkeit und Vegetationsfreundlichkeit wegen liefert der Gault im Gebiet der Alpweiden einen für die Alpwirtschaft günstigen Verwitterungsboden, und an den Steilhängen erscheint er als grünes Rasenband zwischen den hellen Schrattenkalk- und Seewerkalkwänden.

7. Seewerschichten (Oberes Cenomanien und Turonien).

Diese nach Seewen bei Schwyz benannte Schichtgruppe gliedert sich in Seewerkalk und Seewerschiefer. Der **S e e w e r k a l k** ist ein meistens ziemlich hellgrauer, dichter Kalk, durchzogen von dunkelgrauen oder schwarzen, wellig verlaufenden und verzweigten Tonhäuten, die dem Gestein eine flaserige bis knollig plattige Textur verleihen. Er ist sehr arm an Makrofossilien, dagegen sehr reich an meist mikroskopisch kleinen Foraminiferen, besonders aus der Gattung *Orbulinaria*. Nach oben geht der Kalk ohne scharfe Grenze in die **S e e w e r s c h i e f e r** über, weißgelb anwitternde, graue Mergelschiefer mit dünnen Lagen und Linsen von mergeligem Kalk und dünnen Kalkbänken vom Typus des Seewerkalks. Sie enthalten eine ähnliche Mikrofauna wie der Seewerkalk und nicht selten Schalenbruchstücke von *Inoceramus Cripsi*.

Der Seewerkalk geht an der Basis durch die bloß 1—2 m mächtige *U e b e r t u r r i l i t e n s c h i c h t*, die sich vom Seewerkalk fast bloß durch eingestreute kleine Glaukonitkörner unterscheidet und ziemlich viele *Belemnites ultimus*, vereinzelte *Holaster subglobosus* und *Inoceramenschalen* enthält, in den liegenden Gault über. Diese Uebergangsschicht gehört noch zum Cenoman, während Seewerkalk und Seewerschiefer zum Turon gerechnet werden.

Die Seewerschichten sind nach Fauna und Gesteinscharakter eine Tiefmeerbildung und zeigen darum durch das ganze helvetische Faciesgebiet hindurch nur geringe Faciesänderungen. Im nördlichen Teil ihres Ablagerungsraumes, vom Autochthonen bis in den Nordrand der Axendecke hinein, ist der Seewerkalk inwendig ziemlich dunkelgrau; dann wird er gegen Süden heller und in der Säntis-Drusbergdecke ist er hellgrau bis gelblichgrau und im allgemeinen reicher an dunkeln Häuten als im nördlichen Gebiet. Im untern Teil des Seewerkalks kommt in der Säntisdecke (z. B. auf Rautialp) und in der Rädertendecke eine rote Bank vor. Die Seewerschiefer kamen wahrscheinlich im ganzen helvetischen Faciesgebiet zum Absatz, wurden aber während einer Festlandsperiode, die der Ablagerung des eocänen Nummulitenkalks vorausging, in großen Gebieten ganz oder teilweise wieder abgetragen. Sie blieben bloß im größten Teil der Säntis-Drusbergdecke, an einzelnen Stellen im nördlichen Teil der Mürtschendecke (Habergschwend bei Filzbach, Flyfalte bei Weesen) und im östlichen Teil des autochthonen Gebietes (Südrand der Grauen Hörner, Ringel- und Calandakette) ganz oder teilweise erhalten. Die Mächtigkeit der Seewerschichten ist sehr schwankend. Gebiete geringer Mächtigkeit (0—60 m) sind die autochthonen und parautochthonen Falten des Linthgebietes, die Wagetenkette und die Glarnerdecke, dann wieder die Rädertendecke, die Drusbergdecke und das Alviergebiet. Große Mächtigkeit (50—200 m) besitzen sie in den autochthonen und parautochthonen Falten des Taminagebietes, ferner im südwestlichen Teil der Mürtschendecke (Neuenkamm, Wiggis), in der Axendecke (Silbernggebiet) und in der Säntisdecke (Rautispitz, Churfirsten).

8. Amdenerschichten (Senonien).

Diese nach ihrem Vorkommen bei Amden benannte Schichtgruppe geht nach unten allmählich in die Seewerschiefer über und besteht aus einer 50—200 m mächtigen Folge von gelblich-grauen oder bräunlichen Mergeln, die eine individuenarme, aber artenreiche Fauna von meist zwerghaft kleinen Mollusken und Ammoniten einschließen und stellenweise (z. B. im Flybachtobel bei Weesen und bei Rotgrotzen am Südabhang des Köpfler) auch Bänke mit der *Auster Pycnodonta vesicularis* enthalten. Die untern Lagen schließen auch Bruchstücke von Inoceramuschalen ein, und stets sind die Mergel ziemlich reich an Kleinforaminiferen.

Die Amdenerschichten fehlen in den autochthonen Falten des Linthgebietes, in der Glarner-, Mürtschen- und Axendecke vollständig, weil sie während der Festlandsperiode zu Beginn der Tertiärzeit wieder abgetragen wurden; dagegen sind sie in der Säntis-Drusbergdecke fast überall vorhanden; ferner kommt in den parautochthonen Falten der Ringelkette über den Seewerschiefern eine 8—15 m mächtige Serie von schwarzen Mergelschiefern vor, die wahrscheinlich Senonmergel sind.

Der bis 200 m mächtige Senonmergelzug, der am Südabhang der Wagetenkette von Oberurnen bis ins Trebsental verläuft und sich westwärts noch zu beiden Seiten der Aubrigkette fortsetzt, schließt zahlreiche unbeständige Nummulitenbänke ein und gehört wahrscheinlich einer aus dem ultrahelvetischen Faciesgebiet stammenden Ueberschiebungsmasse an.

9. Wangschichten (Maastrichtien).

Diese nach der Alp Wang bei Iberg benannte jüngste Kreidestufe fehlt in den eigentlichen Glarneralpen völlig und kommt in den östlichen Schweizeralpen bloß in einigen Teilen der Säntis-Drusbergdecke (Westseite des Wäggitales, Gebiet von Iberg, Illgau und Fronalpstock, Nordrand des Säntis, Ostrand der Alviergruppe bei Sevelen) vor. Sie liegen im Wäggital- und Sihltalgebiet auf den Amdenerschichten, an andern Orten greifen sie infolge einer ihrer Ablagerung vorangegangenen Abtragung auf ältere Kreideschichten hinab.

Die Wangschichten, die auf der Westseite des Wäggitales die Unterlage der Nummulitenkalkmassen der Rotwand, des Mützensteins und des Muttsteins bilden, sind etwa 80 m mächtige, bräunlich anwitternde, rauhe, sandige Mergelschiefer mit dünnen Zwischenlagen von zähem kieselreichem Kalk und enthalten einzelne Belemniten, Austern und Rhynchonellen.

Tertiär.

1. Nummulitenschichten

(Bürgenschichten, mittleres Eocän, Lutétien).

Diese älteste Tertiärbildung der Glarneralpen ist von ihrem Liegenden überall durch eine Schichtlücke getrennt, weil die Untereocänzeit für das helvetische Faciesgebiet eine Festlandsperiode war, während welcher die Ablagerung mariner Sedimente unterblieb und die Kreide sogar teilweise wieder abgetragen wurde. Die Bürgenschichten liegen daher mit scharfer Transgressionsgrenze auf der Kreide. Die stratigraphische Lücke ist am größten in den nördlichsten autochthonen Falten südlich von Linthal, wo die Bürgenschichten auf Oehrlikalk ruhen. Sie wird nach Süden rasch kleiner, indem in den Falten der Nüschengruppe unter der Transgressionsgrenze immer jüngere Kreideschichten und am Kistenpaß schließlich der Seewerkalk sich einstellen. Im Tamina-gebiet, in der Griesstockdecke, in der Glarner-, Mürtschen- und Axendecke und im Nordrand der Säntisdecke der Thurgruppe bilden stets die Seewerschichten das Liegende der Bürgenschichten. Am kleinsten ist die Schichtlücke im ursprünglich südlichsten Gebiet, in der Drusbergdecke, wo die Nummulitenschichten westlich von Hinterwäggital und bei Iberg auf den Wangschichten sitzen.

In den autochthonen Falten südlich von Linthal besteht die Hauptmasse der Bürgenschichten aus 5—25 m grobkörnigem Quarzsandstein und Sandkalk mit nach oben allmählich zunehmendem Reichtum an Nummuliten. In den nördlichsten Falten liegen darunter noch bis 20 m mächtige fossilere Mergelschiefer. Gegen Süden werden sie durch eine etwa 3 m mächtige glaukonitreiche, ganz von Nummuliten (*Assilina* ex-

ponens) erfüllte Kalkbank ersetzt. Von Linthal bis zum Muttseeplateau und zum Beckistock schließen die Nummulitenschichten oben mit einer etwa 6 m mächtigen Folge von schiefrigen Mergelkalken ab, die ganz erfüllt sind von Großforaminiferen der Gattungen *Nummulina* und *Orthophragmina*. Gegen Süden und Osten, im Clariden- und Panixerpaßgebiet, werden sowohl der grobkörnige Quarzsandstein als die Mergelkalke allmählich durch mehr oder weniger quarzreiche Sandkalke mit mergeligen Zwischenlagen ersetzt. Die auf Jätzalp bis 30 m mächtige Schichtfolge ist stets durch großen Reichtum an Nummuliten ausgezeichnet.

In den autochthonen und parautochthonen Falten des Taminagebietes und der Ringelkette sinkt die Mächtigkeit auf 5—12 m und die Schichtgruppe besteht fast ganz aus glaukonitreichem sandigem Kalk, reich an *Assilina exponens*, auf dem in der Ringelkette noch eine von *Assilina mamillata* erfüllte Mergelbank liegt. Auch in der Glarner-, Mürtchen- und Axendecke bestehen die Nummulitenschichten zur Hauptsache aus einem wenig mächtigen, dunkelgraugrünen, glaukonitreichen, sandigen Kalk mit lagenweise gehäuften *Assilina exponens* und weniger häufigen Muscheln (namentlich *Pecten parisiensis*) und spärlichen Seeigeln (*Conoclypeus conoideus*). In der Glarnerdecke (gut aufgeschlossen an der Ennethbergstraße) liegt über dem 3—4 m mächtigen fossilreichen Assilinengrünsand noch ein 4—8 m mächtiger fossilereicher, schiefriger, glaukonithaltiger Kalksandstein. In der Mürtchendecke (z. B. südlich von Filzbach) und in der Axendecke (Nordfuß des Deyenstocks) folgt über der Haupt-Assilinengrünsandbank eine Wechsellagerung von fossilarmen Glaukonitkalkbänken mit Mergelschiefern, die vereinzelte Nummuliten und Muscheln enthalten.

2. Globigerinenschiefer, Stadschiefer (Auversien und Priabonien).

Diese 50—200 m mächtige Schichtfolge besteht aus gelblich anwitternden, dunkelgrauen, weichen Mergelschiefern mit feinen weißen Glimmerschüppchen. Sie sind leer an Makrofossilien, dagegen sehr reich an kleinen Foraminiferen,

namentlich der Gattung Globigerina, die auf den gebleichten Anwitterungsflächen in Form von dunkeln Körnchen sich bemerkbar machen. Die Schiefer bilden häufig ziemlich feste Bänke oder Platten, oft aber eine gleichförmig dünnblättrige Masse ohne Gliederung in Bänke. Abgesehen von Mächtigkeitsschwankungen zeigen sie keine auffallenden Faciesänderungen. An der Basis gehen sie durch die wenige Meter mächtigen, etwas glaukonithaltigen, spärliche Muscheln (Pecten, Spondylus) und vereinzelte Nummuliten einschließenden Pectinitenschiefer (Auversien) ohne scharfe Grenze in die Nummulitenschichten über.

3. Flyschsandstein und Dachschiefer (Lattorfien, Unteroligocän).

Diese bis 1500 m mächtige Schichtfolge ist auf die autochthonen und parautochthonen Falten beschränkt und ist am mächtigsten in den südlichen Teilen des Linth- und Sernftales entwickelt. Von dort setzt sie sich westwärts durch die Claridenkette und zu beiden Seiten des Schächentales, ostwärts in geringerer Mächtigkeit im Taminatal und Weißtannental fort. Es lassen sich darin drei Gesteinsgruppen unterscheiden:

a) Taveyannazsandstein (benannt nach der Alp Taveyannaz in der Diableretsgruppe). Dickbankiger, sehr zäher, feinkörniger, dunkelgrüner Sandstein mit unscharf begrenzten, hellgrünen rundlichen Flecken von 1—2 cm Durchmesser, oft kleine schwarze Tonschiefersplitter einschließend, rostig anwitternd, die Bänke durch dünne schwarze Tonschieferlagen getrennt. Die 100—300 m mächtige Schichtserie ruht stets mit scharfer Grenze auf den Stadschiefern. Nach P. Niggli verdankt der Sandstein seine Entstehung entweder vulkanischen Aschenregen, die ins Flyschmeer fielen, oder Ergußgesteinen und Tuffen, die auf dem Festland abgelagert und als Detritus ins Meer geschwemmt wurden. R. Staub ist der Ansicht, die Ablagerung dieses vulkanischen Materials stehe im Zusammenhang mit den Eruptionen, denen die Bergeller Granite und Tonalite ihre Entstehung verdanken.

Die Taveyannazsandsteine gehen seitlich oft in graugrüne, der Sprenkelung entbehrende Flyschsandsteine über. Am

mächtigsten und typisch ausgebildet ist der Taveyannasandstein an den Felswänden, die den Kessel von Hintersulz im Durnachtal einrahmen, ferner am Leiterberg und Erbserstock, am Ostfuß des Kammerstocks, am Bocktschinkel und Claridenstock. Weniger typisch ist er am Abhang des Vorab gegen Jätzalp und auf der Panixerpaßhöhe.

b) *Altdorfersandstein, Flyschsandstein.* Zäher, fein- bis grobkörniger, blaugrauer bis grünlichgrauer, düster braun anwitternder Sandstein, reich an Körnern von weißem Quarz und Feldspat und an weißen Glimmerschüppchen, etwas kalkhaltig, häufig mit kleinen Splittern oder größeren Schmitzen von schwarzem Tonschiefer. Stellenweise (z. B. in dem großen Pflastersteinbruch bei Matt) gehen einzelne Bänke in eine Breccie über mit Bruchstücken von weißem Quarz, schwarzen Tonschieferstücken und kleinen gut gerundeten Geschieben eines grünen kristallinen Gesteins. Nördlich von Altdorf geht der Sandstein oben in das Gruontalkonglomerat mit kristallinen Geröllen über. Zwischen die Sandsteine sind bald spärlich, bald reichlicher wechselnd mächtige Lagen von dunkelgrauem Tonschiefer (Dachschiefer) eingelagert. Die Schichtgruppe geht unten ohne scharfe Grenze in die Taveyannasandsteine über. In der Hausstock- und Vorabgruppe und im östlichen Teil der Claridenkette ist sie entweder gar nicht oder in bloß 100—200 m Mächtigkeit vorhanden; nördlich von der Linie Klausenpaß-Richetlipaß erscheint sie in gewaltiger Mächtigkeit und baut ganze Bergabhänge auf (Kilchenstock).

c) *Dachschiefer.* Schwarzgraue, feste, oft in dünne Blätter spaltbare, etwas kalkhaltige Tonschiefer, meistens ebenflächig, mehr oder weniger reich an feinen weißen Glimmerschüppchen. Die Schiefer enthalten eine artenreiche, aber individuenarme, bisher nur an wenigen Stellen (namentlich in den Schieferbrüchen bei Engi) beobachtete Fischfauna. Unter den 27 bis jetzt beobachteten Fischen ist *Lepidopus glaronensis* weitaus am häufigsten. Ziemlich häufig sind auch *Palaeorhynchus glaronensis*, *Palimphytes glaronensis*, *Meletta Scheuchzeri*. Als größte Seltenheiten wurden bei Engi noch zwei Schildkröten (*Chelonia ovata* und *Chelonia Knorri*)

und Skelettreste zweier Vögel (*Protornis glaronensis* und *Protornis Blumeri*) gefunden.

Die Dachschiefer bilden keine selbständige Schichtgruppe, sondern gehen als Zwischenlagen zwischen den Sandsteinen durch die ganze Sandstein-Dachschieferabteilung hindurch. Im allgemeinen ist der obere Teil dieser Flyschgruppe reicher an Dachschiefern als der untere Teil.

Die quarzreichen Flyschsandsteine werden in neuerer Zeit reichlich als Pflastersteine und Hartschotter verwendet und hiefür in Steinbrüchen zwischen Engi und Matt gebrochen. Die Schiefer von Engi werden seit langer Zeit für Dachschiefer, Wandbekleidungen usw. ausgebeutet, und diejenigen von Elm wurden bis vor einigen Jahren in mehreren Brüchen für Herstellung von Schreibtäfelu und Griffeln gebrochen.

3. Die Gesteine der ultrahelvetischen Facies.

a) Blattengratschichten (Mitteleocän, Lutétien).

Diese Flyschabteilung ist fast ganz auf das Gebiet des Sernftales und des Weißtannentales beschränkt und liegt dort stets über der Sandstein-Dachschiefergruppe. Sie erreicht am Blattengrat bei Elm, auf Alp Camperdun und im westlichen Teil des Weißtannentales eine Mächtigkeit von 500—600 m und besteht der Hauptmasse nach aus dunkelgrauen bis blauschwarzen, meistens ziemlich weichen, dünnblättrigen Mergelschiefern mit zahlreichen sehr kleinen weißen Glimmerblättchen, kleinen Pyriteinschlüssen und zahlreichen kleinen Foraminiferen, die an den gelblich anwitternden Schieferblättchen in Form von dunkeln Körnchen erscheinen. Stellenweise, z. B. am Abhang des Grünenspitz gegen den Hintergrund des Ramintales und am Hemmli auf Fooalp, bildet das Gestein mehr kalkige, lebhaft gelb anwitternde Mergelschieferplatten. In den mittleren und oberen Teil der Mergel ist eine Serie von rötlichgelb anwitternden Nummulitenkalkbänken eingeschaltet. Der Weg von Elm nach dem Fahnenstock durchschneidet 7—8 solche Nummulitenbänke. An den Wänden der Tschingelschlucht sind etwa sechs solche Bänke aufgeschlossen und auf der Terrasse von Bützi westlich vom

Foostock beobachtet man deren etwa ein Dutzend. Die Nummulitenbank am Gipfel des Fahnenstocks erreicht etwa 50 m Mächtigkeit und ebenso mächtige Nummulitenkalkmassen trifft man im Weißtannentalgebiet auf Fooalp und im Muttental. Die Nummulitenbänke beginnen unten gewöhnlich mit etwas sandigem glaukonithaltigem Kalk, der neben vielen vorwiegend kleinen Nummulinen auch zahlreiche Muscheln, namentlich der Gattungen *Pecten* und *Spondylus*, enthält. Die Hauptmasse aber ist ein blaugrauer, schwach glaukonithaltiger, massiger Kalk, der ganz erfüllt ist von Nummulinen, *Orthophragminen* und *Assilinen*. Die häufigsten Fossilien sind *Nummulina gallensis*, *N. atacica*, *N. Guettardi*, *N. complanata*, *Assilina granulosa*, *Orthophragmina Archiaci*; *Pecten parisiensis*, *P. multistriatus*, *Spondylus rarispina*. Im Weißtannental enthält der Nummulitenkalk stellenweise auch viele *Lithothamnienknollen* (Kalkalgen).

Die Nummulitenbänke der Blattengratschichten erstrecken sich nicht über weite Gebiete zusammenhängend wie die Bürgenschichten der helvetischen Facies, sondern keilen häufig aus; immerhin lassen sich einzelne Bänke, z. B. diejenige des Fahnenstockgipfels, einige Kilometer weit verfolgen.

Nach der Fauna der Nummulitenbänke müssen die Blattengratschichten ins Mitteleocän (*Lutétien*) eingereiht werden. Da sie aber stets über den oligocänen Dachschiefern liegen, können sie nicht die stratigraphische Fortsetzung der letztern bilden. Man muß annehmen, sie seien aus dem ultrahelvetischen Gebiet über den helvetischen Flysch hinübergeschoben worden.

b) Wildflysch.

Ueber die Verbreitung und die besondere tektonische Stellung dieser Abteilung des Glarner Flysches sind bereits auf S. 30 die nötigen Angaben gemacht. Dort ist auch schon bemerkt, daß der Wildflysch nicht ein Gestein von einheitlichem Charakter ist, sondern daß zahlreiche verschiedene Gesteinsarten an seinem Aufbau teilnehmen. Sein Hauptmaterial, die Grundmasse, in welche die übrigen Komponenten eingebettet sind, ist ein düster braun anwitternder, dunkelgrauer bis schwarzer, unebenflächiger, gefalteter oder zerknitterter

Mergelschiefer mit meistens glänzenden Schieferflächen, ziemlich reich an weißen Glimmerschüppchen und an dünnen Lagen und Linsen von feinsandigem tonigem Kalk, der ohne scharfe Grenze in die schwarze Mergelhülle übergeht. Meistens sind die Mergel reichlich von Adern und Nestern von gelbem Calcit durchsetzt.

Oft gehen die typischen Wildflyschschiefer seitlich in nicht zerknitterte, mehr oder weniger ebenflächige, meistens gelblich, oft aber auch düster braun anwitternde Mergelschiefer über, die an die helvetischen Stadschiefer oder an die Blattengratschiefer erinnern und wie letztere meistens reich an Globigerinen sind. Von den Stadschiefern unterscheiden sie sich aber dadurch, daß sie oft einzelne Lagen oder Linsen von Sandstein, Fetzen von Nummulitengrünsand und häufig viele braun anwitternde sandige Kalkmergelplatten einschließen. Große Massen dieses Wildflyschtypus trifft man z. B. im untern Teil des Badtobels bei Ragaz, im Bachtobel von Vilters, in der Gipfelregion der Ringelkette, zwischen Segnes sura und Segnes sut, im Gebiet des Martinsmad am Vorab, auf Matonalp und bei Mastrils in der Calandakette. An manchen Stellen sind diese glattflächigen, globigerinenreichen Wildflyschschiefer wahrscheinlich ultrahelvetische Senonmergel.

Von den vielen andern im Wildflysch enthaltenen Gesteinen erwähnen wir:

a) **Fucoidenschiefer und Fucoidenkalk.** Die Fucoidenschiefer sind dunkelgraue, meistens gelb anwitternde, ebenflächige Mergelschiefer, auf deren Schieferflächen die baumförmig verzweigten Fucoidenreste (*Chondrites intricatus*, *Ch. Targionii*, *Ch. affinis*) hübsche schwarze Zeichnungen erzeugen. Sie bilden nirgends größere Gesteinsmassen, sondern treten bloß in einzelnen Lagen oder Bankgruppen auf. Sie sind ziemlich häufig in der Sardonagruppe, z. B. auf Werralp, am Foopaß, am Grünenspitz, auf Falzüber, im Gebiet südlich vom Weißtannental, ferner im Schlierenbachtobel westlich vom Wäggitaler Stausee.

Der Fucoidenkalk ist ein gelb anwitternder, dichter bis sehr feinkörniger, bläulich- oder geblichgrauer, scharfkantig muschelig brechender Kalk, der oft ziemlich viele schwarze

Fucoiden, meistens *Chondrites intricatus*, einschließt. Fundstellen hierfür sind der Feldrederligrat am Westende des Niederurnertales, der Brüsstock zwischen Trebsental und Wäggital, die Foopaßhöhe, die Alpen Scheibs und Valtnov südlich vom Weißtannental. In Mergelschiefern, die den Fucoidenschiefern gleichen, findet man bisweilen, namentlich im Sardonagebiet, die gewundenen Figuren der rätselhaften *Helminthoidea labyrinthica*.

b) **Sandsteine**. Im Wildflysch kommen mehrere Arten Sandsteine vor. Am häufigsten ist ein **Glimmersandstein**. Es ist ein braun anwitternder, fein- bis grobkörniger, bräunlichgrauer Sandstein, reich an feinen Quarzkörnchen und besonders durch großen Reichtum an ziemlich großen, glänzenden Muscovitglimmerschüppchen ausgezeichnet. Dieses Glimmergehaltes wegen ist er häufig etwas schieferig, und oft geht er in glimmerreiche Mergelschiefer über. Er ist durch dünne Mergelschieferlagen in Bänke von wechselnder Dicke geteilt. Die mit schwarzen Mergelkrusten überzogenen Schichtflächen zeigen oft fingerbreite rinnenförmige Vertiefungen. Die Bänke sind häufig in kleine, durch Mergel getrennte eckige Brocken zerbrochen. In den Grauen Hörnern bilden diese Sandsteine oft mächtige Wechsellagerungen mit Mergelschiefern. Im Sernftalgebiet findet man sie meistens bloß in Form von zerrissenen Bänken und Brocken.

c) **Kieselkalk und Sandkalk**. Diese Kalke machen neben den Mergeln wohl die Hauptmasse des Wildflysches aus. Es sind dunkelbraun anwitternde, feinkörnige, zähe, kieselige Kalke mit weißen Glimmerschüppchen und feinen Quarzkörnchen. Durch Zunahme dieser Gemengteile entstehen mannigfache Uebergänge zu Sandkalken und Glimmersandsteinen. Die Bänke sind bisweilen 30—80 cm, meistens aber bloß 5—20 cm dick; ihre Schichtflächen sind meistens wellig uneben, mit schwarzen glänzenden Mergelkrusten überzogen und mit großen weißen Glimmerblättchen bestreut. Die Bänke sind wie diejenigen der Glimmersandsteine meistens in kurze, eckig abgebrochene Stücke zerbrochen.

d) **Sardonaquarzit**. Mit diesem Namen bezeichne ich einen hellgrau bis rostbraun anwitternden, fast ganz aus

kristallinischem Quarz bestehenden und noch weiße Glimmerblättchen enthaltenden dickbankigen Sandstein, der besonders in der Sardonagrube in vielen 10—50 m dicken, oft wellig gefalteten Schichtpaketen auftritt, die sich oft bloß 20—50 m, oft aber einige Hundert Meter weit erstrecken und dann innerhalb der Wildflyschschiefer plötzlich abbrechen. Oft ist der Quarzit auch in Form von Blöcken in die Wildflyschmergel eingeschlossen. Die Anwitterungsflächen sind meistens von der kieselliebenden Flechte *Lecidaea geographica* überzogen. Mächtige und ausgedehnte Sardonaquarzitmassen findet man z. B. an den Abhängen der Werralp und der großen Scheibe, am Mörderhorn (Segnespaßweg), zwischen Sardonalp und Muttentalergrat. Westlich vom Sernftal ist das Gestein nicht mehr häufig, bildet aber z. B. noch in etwa 100 m Mächtigkeit den Gipfel des Schabell in der Käpfgruppe und kommt auf Altenoren noch in vereinzelt Blöcken und Bankgruppen vor.

In den großen Sardonaquarzitmassen südlich von Alp Sardon kommen auch Bänke eines graugrünen, fein- bis grobkörnigen Quarzits vor. In Form von kleinen Brocken und Blöcken findet man grüne Quarzite und sogenannte Oel-quarzite in allen Wildflyschgebieten, z. B. auch im Oberseetal, Niederurnertal und hintern Wäggital.

e) Breccien und Konglomerate. Wo der Wildflysch Sandsteine und Quarzite enthält, schließt er meistens auch Breccien ein. Sie bestehen gewöhnlich aus eckigen weißen Quarzkörnern und Feldspattrümmern, weißen Glimmerblättchen und gelben Kalksplintern. Häufig enthalten sie auch dunkle Mergelschieferbrocken und Trümmer von Glimmersandstein und Glimmerschiefer. Die Komponenten der Breccien sind meistens sandfein, oft aber nuß- bis faustgroß. Man beobachtet so alle Uebergänge zwischen fein- und grobkörnigen Breccien. Man findet sie am häufigsten als kleine Brocken und Blöcke im Verwitterungsschutt des Wildflyschs; man trifft sie aber auch in anstehenden Bänken, die aber stets nur geringe Längenausdehnung besitzen, z. B. südlich von der Fooßhöhe im Wechsel mit Sandstein- und Sandkalkbänken. Im Hintergrund des Ramintales liegen eine Anzahl von der

Scheibe abgestürzte mächtige Blöcke eines Konglomerates, bestehend aus einer Grundmasse aus Sardonaquarzit und schwarzen Mergeln, in welche zahlreiche gut gerundete, faust- bis kopfgroße Geschiebe und bis 1 m lange eckige Trümmer von exotischen Graniten und Glimmerschiefern eingebettet sind. Solche Konglomerate kommen anstehend auch am Muttentalergrat und im Sartobel bei Vilters vor.

f) *Exotische kristalline Blöcke.* In fast allen Wildflyschgebieten, namentlich in Gesellschaft von Sandsteinen, Quarziten und Breccien, kommen gerundete Geschiebe und eckige Blöcke von kristallinen Silikatgesteinen vor, die im Aar- und Gotthardmassiv nirgends anstehend gefunden werden. Es sind ausschließlich saure Silikatgesteine. Am häufigsten scheinen glimmerreiche Gneise und Glimmerschiefer vorzukommen, unter letztern besonders häufig ein braunrotes, kupferfarbiges Gestein. Ziemlich häufig sind auch Granite, besonders weißliche Zweiglimmergranite. Dagegen wurden die im Wildflysch der Westschweiz so häufigen Habkerngranite in der Ostschweiz noch nirgends gefunden. Die eckigen Blöcke sind meistens bloß 20—60 cm lang, keiner der bisher gefundenen Blöcke erreicht die Größe von 1 m³. Am häufigsten sind sie im Sardonagebiet, z. B. am Westabhang der Großen Scheibe, bei Mittel-Ramin, auf der Foopaßhöhe, am Ostabhang der Sardona; ferner auf den Weißenbergen bei Matt, in den Grauen Hörnern im Karbecken von Obergamsli, in den Zanayhörnern, auf Lasaalp. Westlich vom Sernftal und im Linthtalgebiet kommen sie nur sehr spärlich vor.

g) *Nummulitenkalk.* Unter den in den Wildflysch eingebetteten Nummulitenschichten lassen sich nach Gesteinscharakter und Fossilgehalt hauptsächlich zwei Facies unterscheiden:

1. *Nummulinen- und Lithothamnienkalk.* Hellbraun bis rotgelb anwitternder, fast ungeschichteter, innen heller oder dunkler blaugrauer, etwas körniger, oft etwas glaukonithaltiger Kalk, der meistens in ungeheurer Zahl vorwiegend kleine Nummulinen, viele Orthophragminen, in großer Zahl auch Assilina granulosa, oft auch ziemlich viele Muscheln (Pecten, Spondylus), weniger häufig Seeigel und

Serpularöhren einschließt. Die Nummulitenriffe der Umgebung von Ragaz sind oft auch reich an grauen Lithothamnienknollen. Die Nummulitenbänke sind meistens 5—30 m mächtig und besitzen in der Regel nur geringe Längenausdehnung; oft sind es lediglich 10—50 m lange, in die Wildflyschmergel eingebackene Linsen und Klötze. Unter ihren Nummulinen sind besonders häufig: *Nummulina distans*, *N. Guettardi*, *N. Archiaci*, *N. Tchihatcheffi*, weniger häufig *N. complanata*, *N. Murchisoni*. Die Fauna beweist, daß die Nummulitenbänke und damit wahrscheinlich auch die Mergel ihrer Umgebung mitteleocänen Alters sind. Besonders häufig sind diese Nummulitenbänke bei Wartenstein, Ragaz, Pfäfers, auf Alp Pardiel, im Sernftalgebiet auf Riesetenalp, Hinter- und Vorderreggalp, Kühbodenalp, Bischofalp, am Nägelistock, im Linthtalgebiet auf Altenorenalp und Fisetenalp, im Schächental nordwestlich von Spiringen.

2. *Assilinengrünsand*. Mehr oder weniger glaukonitreicher, feinkörniger Sandkalk in Form von unbeständigen, zerrissenen Bänken von meistens bloß 0,5—5 m Mächtigkeit, mehr oder weniger reich an *Assilina exponens*, oft auch mit *A. mamillata*, auch kleine Nummulinen, *N. complanata* und vereinzelte Muscheln enthaltend. Dazu gehören die Nummulitenbänke im Seebachtobel bei Vilters, in den senonmergelartigen Schiefern von Matonalp und Mastrils, vereinzelte Grünsandfetzen im Wildflysch der Ringelkette, einige Grünsandbänke an den Abhängen von Zwölfhorn und Piz Grisch gegen Martinsmad und Nummulitengrünsandfetzen im Wildflysch unter dem Mättlistock.

h) Mesozoische Gesteine im Wildflysch. 1. *Seewerkalk und Senonmergel*. In den Wildflysch sind an vielen Orten Schichtmassen eines gelblich bis hellbraun anwitternden, dichten, dünnplattigen Kalkes eingebettet, der als Seewerkalk in ultrahelvetischer Facies betrachtet werden darf. Vom helvetischen Seewerkalk unterscheidet er sich dadurch, daß die flaserig knollige Struktur weniger ausgeprägt ist, die dunkeln Tonhäute weniger häufig sind und die Verwitterungsfarbe im allgemeinen etwas dunkler ist. Er ist, wie der helvetische Seewerkalk, reich an Kleinforaminiferen, aber

arm an Makrofossilien. Als solche wurden bisher bloß Bruchstücke von querfaserigen Inoceramusschalen und vereinzelte Belemniten gefunden.

Dieser seewerartige Kalk kommt nur in Form von allseitig auskeilenden Massen vor, die meistens nur 10—30 m mächtig sind und oft kaum 100 m Längenausdehnung besitzen, oft aber zu großer Mächtigkeit anschwellen und einige Kilometer weit sich ausdehnen. Am Rande geht er oft (z. B. im Val Cosenz bei Untervaz) allmählich in foraminiferenreiche Mergelschiefer über, die wahrscheinlich als Senonmergel betrachtet werden dürfen. Auf der Westseite des Linthtales scheinen diese Kalke zu fehlen; sehr häufig sind sie dagegen in der Sardona-gruppe, in den Grauen Hörnern und in der Calandakette. Auf Falzüber am Nordwestabhang des Piz Segnes bildet der Seewerkalk eine etwa 80 m hohe Steilstufe, und läßt sich vom Bach zwischen Matt und Horn auf 2,5 km Länge bis nach Niederen am Segnespaßweg verfolgen. Sehr reich an Seewerkalkmassen sind die Abhänge des Trinserhorns und des Piz Atlas. Eine umfangreiche Masse dieses Kalkes liegt auf Plattenalp im Calfeisental. Ueberaus auffällig ist die große weißgelbe Seewerkalkmütze, die am Gipfel des Zinerspitz in den Grauen Hörnern auf dem düstern Wildflysch sitzt. Die größten Massen dieses Kalkes trifft man im nördlichen Teil der Calandakette im Val Cosenz und bei Mastrils am Pizalun und seinem Ostabhang. Der schiefrige Seewerkalk geht hier vielfach in weiche Mergel über, die wahrscheinlich zum Senon gehören und am Stelli, westlich von Untervaz und zwischen Mastrils und Matonalp Assilinengrünsandbänke einschließen. Zu diesen ultrahelvetischen Senonmergeln ist auch der Leistmergelzug Oberurnen-Trebsental-Wäggital zu rechnen.

2. **M a l m ä h n l i c h e r K a l k.** Zwischen die steil süd-fallenden Seewerkalke und Senonmergel bei Tardisbrücke-Mastrils sind drei große, 50—100 m mächtige Massen eines hellgrauen, dichten, massigen Kalkes eingeschaltet, der an Schrattenkalk oder Troskalk der helvetischen Facies erinnert. Da bisher keine Fossilien darin gefunden wurden, kann sein Alter nicht sicher festgestellt werden. Auch in dem seewerartigen Kalk des Val Cosenz sind einige ziemlich umfang-

reiche Schollen eines ähnlichen malmartigen Kalkes eingeschlossen. Ferner liegen in den Wildflyschmergeln der Brummbachschlucht, westlich von Linthal, zwei 4—6 m mächtige hellgraue, calcitisierte Kalkbänke von ähnlichem Charakter. Aus der Basis der unteren Bank entspringt die Schwefelquelle des ehemaligen Bades Stachelberg.

3. Röt i d o l o m i t. Am Nordrande des Wildflyschgebietes von Mastrils stehen an mehreren Stellen Bänke eines gelb anwitternden Gesteins, das völlig mit dem helvetischen Rötidolomit übereinstimmt, mit dem vorher erwähnten malmartigen Kalk in Verbindung. Diese Rötidolomitbänke können nicht als Reste einer helvetischen Decke gedeutet werden, sondern müssen zur Wildflyschdecke gehören.

Ueber die Entstehung des Wildflyschs besitzt man noch keine völlig klaren Anschauungen. Man darf wohl als sicher annehmen, daß nicht nur die Mergelschiefer, sondern auch die mit ihnen wechsellagernden Sandsteine und Sandkalke, Breccien und Konglomerate und wahrscheinlich auch die seewerartigen Kalke und Nummulitenkalke zur Zeit der obern Kreide und des ältern Tertiärs im Flyschmeer zum Absatz gekommen sind. Als Herkunftsgebiet der kristallinen Blöcke und des Materials der Breccien, Konglomerate, Sandsteine, Kalke und Mergelschiefer sind Landmassen zu betrachten, die südlich vom ultrahelvetischen Gebiete lagen, vielleicht Inselschwellen, die als Deckenstirnen der damals bereits in Bildung begriffenen unterostalpinen Decken aus dem Flyschmeer auftauchten. Der regellose stratigraphische Aufbau des Wildflysches und seine tektonische Zerknitterung sind wahrscheinlich durch zweierlei Bewegungen bedingt. Schon während seiner Ablagerung können submarine Rutschungen eine Auflösung der Sandstein- und Breccienbänke in Blöcke und eine Verstellung und Zerknitterung ganzer Schichtserien bewirkt haben. Ferner wird der regellose Schichtverband zu einem großen Teil auch eine Folge der tektonischen Bewegungen bei der Ueberschiebung der Wildflyschdecke über das helvetische Gebiet und bei der Ausbildung des helvetischen Deckensystems sein.

4. Molasse.

Die Hirzlikette und ihre östliche Fortsetzung im Schäniserberg und Speer, an denen die helvetischen Decken emporgebrandet sind, gehören zum Molasseland und bestehen größtenteils aus einer gewaltigen, bis 1500 m mächtigen Nagelfluhmasse, deren Bänke 40—50° steil südwärts unter den subalpinen Wildflysch einfallen. Am Südabhang und am Scheitel der Hirzlikette sind Mergellagen nur spärlich zwischen die Nagelfluhbänke eingelagert, gegen das Biltener Bachtobel dagegen beobachtet man einen mehrfachen Wechsel von Nagelfluhbänken mit 10—30 m mächtigen Serien von gelbgrau anwitternden Mergeln.

Die Nagelfluh der Hirzlikette ist sehr arm an kristallinen Geröllen; sie ist eine typische *Kalknagelfluh* wie diejenige der Speerkette. Sie ist eine Flußablagerung, die aus dem in der Auffaltung begriffenen Alpengebirge herausgeschwemmt und in einem großen Seebecken, das zeitweilig mit dem Meer in Verbindung stand, abgesetzt wurde. Längst ist bekannt, daß in dieser Nagelfluh Gerölle der helvetischen Gesteine, welche die angrenzenden Alpenketten aufbauen, völlig fehlen. Ihre weitaus überwiegende Masse besteht aus gelb oder braun anwitternden Kalken und Sandkalken und aus hellgrauen dichten Kalken, die größtenteils ostalpine Triasgesteine sind, zum Teil auch Flyschkalke sein mögen. Nicht selten sieht man dazwischen auch dunkelrote Hornsteine und Radiolarienkalke der ostalpinen Facies und dunkelgrüne Quarzite, die denjenigen der Wildflyschdecke gleichen. Die Gerölle sind meistens nuß- bis faustgroß; doch sind solche von 30—40 cm Durchmesser ziemlich häufig, selten solche von 50—60 cm Durchmesser. Sie sind durch einen grobkörnigen Zement fest verkittet, meistens von einer dunkelroten Kruste bedeckt und zeigen an der Oberfläche häufig Eindrücke.

Unter der Hirzlinagelfluh ist im Biltener Bachtobel eine etwa 400 m mächtige Folge von teils schwärzlichen, teils gelblichen, bröckeligen Mergeln aufgeschlossen, zwischen welche einzelne Nagelfluhstreifen und dünne Sandsteinbänke eingeschaltet sind. Einzelne Sandsteinbänke sind erfüllt von

kleinen marinen Muscheln (darunter *Cardium Heeri* und *C. Luzernense*). Stellenweise finden sich auch fossile Pflanzenreste (z. B. *Phragmites Oeningensis*) und dünne Streifen von pechschwarzer Steinkohle. Diese **Biltener Schichten** gehören nach ihrer Fauna zu den ältesten Molasseschichten und zwar zum **Stampien** des Oligocän. Wahrscheinlich muß auch die gesamte darüberliegende Hirzlinagelfluh noch ins Stampien eingereiht werden.

c) Tektonik der einzelnen Berggruppen.

1. Die Tödi-Hausstockkette zwischen Sandpaß und Panixerpaß.

Beim Betrachten der geologischen Durchschnitte durch die autochthone Tödikette (Profil 4) fällt auf den ersten Blick eine Gliederung des Profils in zwei wesentlich verschiedene Teile auf. Als Sockel des Gebirges sehen wir die 60—80° steil gegen SE fallende mächtige Serie der altkristallinen Gesteine des Aarmassivs, die schon in der paläozoischen Zeit zum herzynischen Gebirge aufgestaut worden waren. Darüber legt sich im Scheitel des Gebirges die diskordant auf den aberodierten Schichtköpfen des herzynischen Gebirges ruhende, aus mesozoischen und tertiären Gesteinen bestehende, im allgemeinen ziemlich flachliegende Sedimenthülle des Aarmassivs. Als ihre jüngsten Schichten, der eocäne Nummulitenkalk und die oligocänen Sandsteine und Dachschiefer, im Meere sich ablagerten, lag die Grenzlinie zwischen dem Kristallin des Aarmassivs und seiner Sedimenthülle 2000—3000 m unter dem Meeresniveau; heute aber erhebt sie sich unter dem Gipfel des Tödi bis in 3000 m Höhe. In der letzten Phase der Alpenfaltung, bei der Ausbildung des helvetischen Deckensystems, sind also das Aarmassiv und sein Sedimentmantel nicht bloß von Süden her gewaltig zusammengepreßt, sondern gleichzeitig noch um 4000—5000 m in die Höhe gehoben worden.

Das **Kristallin des Aarmassivs** bildet zwischen dem Hintergrund des Linthtales und dem Vorderrheintal eine 13 km breite Kuppel, deren Scheitellinie sich vom Reußtal an gegen NE allmählich senkt. Zwischen dem Maderanertal

und dem Oberalppaß liegt sie noch so hoch, daß hier der Sedimentmantel vollständig der Abtragung anheim gefallen ist. Vom Sandalppaß an dagegen senkt sie sich rasch, so daß nun in der Tödikette die Sedimenthülle auch den Scheitel des Aarmassivs zusammenhängend bedeckt und das Kristallin nur noch in den tiefen Erosionseinschnitten des Sandalpbifertengebietes, des Limmernbodens und des Talbeckens von Vättis zu Tage treten läßt. Südlich vom Scheitel des Aarmassivs reicht die autochthone Sedimenthülle bloß bis zur Linie Val Gliems-Frisallücke-Val Frisal. Die südlich davon auf dem Kristallin sitzenden Sedimente, die äußerst kompliziert gefalteten Trias- und Juragesteine der Brigelserhörner und die östlich von der Linie Brigels-Val Frisal das Aarmassiv vollständig verhüllenden Verrucanomassen sind nicht mehr autochthon, sondern gehören bereits zum Deckengebirge.

Die Sedimenthülle des Aarmassivs besteht am Tödi aus nur stellenweise vorhandenem Verrucano, aus Rötidolomit, Dogger, Schiltkalk, Quintnerkalk und Korallenkalk des Malm; aber an dem bloß 3 km weiter östlich liegenden Bifertenstock und am Selbsanft umfaßt sie trotz geringerer Gipfelhöhe auch noch die Kreide und den Nummulitenkalk, weil die Oberfläche des kristallinen Grundgebirges ostwärts sinkt. Sie ist im Tödi-, Kistenpaß- und Panixerpaßgebiet in eine Schar von im allgemeinen flachliegenden, nordwärts gewendeten Falten zusammengeschoben. An den Wänden des Tödi und des Selbsanft kommt die Faltung besonders im Verlauf des rotgelben, etwa 50 m mächtigen Rötidolomitbandes und der darüberliegenden, braun angewitterten Dogger- und Schiltkalkschichten zum Ausdruck. An den ins Val Rusein abfallenden Westwänden von Tödi und Piz Urlaun sieht man diese alten Sedimente in Form von spitzgeklemmten, steil südfallenden Mulden bis 600 m tief ins Kristallin hinuntergreifen. Am Südgrat des Piz Urlaun und im Piz Frisal bildet der mächtige Malm ein nordwärts geneigtes großes Gewölbe, und südlich davon endigt die autochthone Sedimenthülle in der Gliemslücke, in der untern Frisallücke und in der Sohle des Val Frisal mit einer intensiv gequetschten, spitz geklemmten und viele hundert Meter ins Kristallin

hinuntergreifenden Mulde, deren innerster Kern von einer Nummulitenbank gebildet wird (Profil 4). Zu beiden Seiten der untern Sandalp, besonders an der Westwand des Selbsanft, sieht man Rötidolomit, Dogger und Schiltkalk mit flach liegenden, schuppenartig übereinandergeschobenen Falten nordwärts zur Tiefe sinken, und es bleiben nun nördlich von Vordersand diese alten Sedimente samt dem Kristallin des Aarmassivs endgültig unter der Talsohle verborgen.

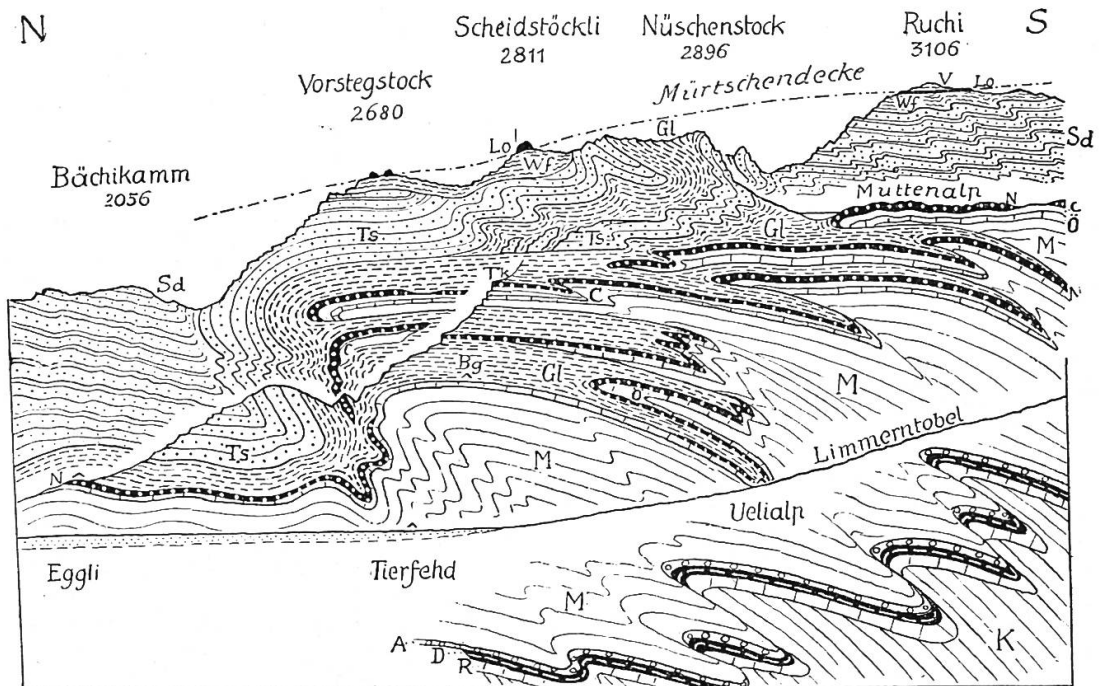


Fig. 5. Querprofil durch die Nüschengruppe. Maßstab 1 : 50 000.
Bg = Unter-Baumgartenalp; Tk = Torkopf.
(Erklärung der Schicht-Monogramme für die Fig. 3—9 in der Profiltafel.)

Der Faltenbau der jüngeren Schichten dieses nordwärts zur Tiefe sinkenden Sedimentmantels ist in eindrucksvoller Weise an den gegen das hintere Linthtal und das Limmerntobel abfallenden Steilhängen der N ü s c h e n g r u p p e aufgeschlossen (Figur 3). Das Faltensystem wird durch eine aus Nummulitenkalk und Globigerinenschiefern bestehende, gegen SE sinkende Mulde, die in der schmalen Terrasse zwischen Uelialp und Unter-Baumgarten zutage tritt, in zwei Teile geteilt. Die untere Gruppe besteht aus etwa drei aus Malm, etwas Oehrlikalk und Nummulitenkalk aufgebauten Falten von geringer

Breite. Die oberste derselben, auf deren Rücken die Hütten von Unter-Baumgartenalp stehen, endigt in der Fuhrbachschlucht mit einem liegenden Gewölbe und ruht auf der Terrasse unterhalb des Tritts auf einer von Nummulitenkalk und Stad-schiefern erfüllten Mulde. Die über der Eocänmulde von Unter-Baumgarten folgende, bis zum Muttentalp-Plateau hinaufreichende Faltengruppe besteht aus sechs bis sieben schuppenartig übereinandergeschobenen, nach SE ins Gebirge sinkenden Falten. Sie sind alle aus Malm, schwach entwickelter unterer Kreide und Nummulitenschichten aufgebaut, am Nordende dünn ausgezogen und durch tief ins Gebirge eindringende eocäne Globigerinenschiefermulden getrennt. Dieser Faltenbau bedingt die besondere Architektur des Steilhanges, über den der Kistenpaßweg von Unter-Baumgarten zum Muttensee hinauf steigt, den mehrfachen Wechsel von aus Malm und Kreide bestehenden Steilwänden mit aus den Globigerinenschiefen herausgewitterten Rasenbändern. Von diesen Falten zeichnet sich besonders die dritte, die Torkopffalte, durch große Breite aus. Als dünn ausgezogenes Kalkband ragt sie drei Kilometer weit über das Südende der darunter liegenden Eocänmulde hinaus.

Diese Falten sind dadurch ausgezeichnet, daß sie, einige verkehrt liegende Nummulitenkalkreste abgerechnet, keine verkehrten Mittelschenkel besitzen. Ihre Malm- und Kreideschichten ruhen nach Art der großen Ueberfaltungsdecken mit einer Rutschfläche auf den Schiefen der Eocänmulden; auch die Gewölbe- und Muldenumbiegungen sind meistens nur mangelhaft ausgebildet. Ueber den Ueberschiebungsflächen keilen stets die ältern Schichten gegen Norden der Reihe nach aus, so daß am dünnen Stirnende der Falten nur noch ihre jüngsten Schichten vorhanden sind.

Während Kreide und Nummulitenkalk im Faltensystem zwischen Linthal und Muttentalp um volle 1900 m in die Höhe steigen, bleiben sie von hier an bis zur Kistenpaßhöhe auf 3 km Breite in fast gleicher Höhe, bei 2500—2700 m Höhe, weil wir uns hier über dem flachen Scheitel des Aarmassivs befinden. Nach der geologischen Tödikarte und den Profilen von F. Weber (Lit. 25) zweigen zwischen dem Muttensee und

der Kistenpaßhöhe vom obern Rand der gegen den Limmernboden abstürzenden Malmwände etwa sechs kleinere, teils normal gebaute, teils schuppenartig übereinandergeschobene, aus Malm, Kreide und Eocän bestehende Falten ab. Entsprechend dem Oberflächenverlauf des Aarmassivs beginnt das Faltensystem unter dem Piz da Dartgas nach Süden zu sinken. Nummulitenkalk und Globigerinenschiefer der obersten Falte biegen unter dem Südende der Piz da Dartgaskette rasch zur Tiefe, steigen im Bach nördlich von Alp Rubi fast senkrecht in die Sohle des Val Frisal hinunter und bilden den Südrand der autochthonen Sedimenthülle des Aarmassivs. In den südwärts folgenden Brigelserhörnern und ihrer östlichen Fortsetzung ist der Sedimentmantel des Aarmassivs durch die von S her andringenden Ueberfaltungsdecken vom Aarmassiv weggequetscht und nach N verfrachtet worden.

Ueber den eocänen Nummulitenschichten und Globigerinenschiefern der autochthonen Falten folgt als stratigraphische Fortsetzung in der Nüschen- und Hausstockgruppe noch ein mächtiger Mantel von oligocänen Taveyannazsandsteinen, Altdorfersandsteinen und Dachschiefern. Diese Flyschserie ist in den Südgräten der Hausstockkette nur 100—250 m mächtig und in kleine nordwärts geneigte Falten gelegt. Sie endigt in den Nordost- und Nordwestwänden des Hausstocks, am Hintersulzhorn, am Nüschenstock und im Locherlizirkus mit gewölbe-förmigen Biegungen und wird dort von dunkeln Mergeln bedeckt, die Stadschiefern gleichen, vielleicht aber zum Wildflysch gehören. Darüber folgt nördlich davon eine neue Masse von Taveyannazsandstein, Altdorfersandstein und Dachschiefern, die am Schölliturm und Leiterberg, unter Rüchi und Scheidstöckli mit wellenförmigen Falten beginnt, unter Mättlenstock und Vorstegstock mit prachtvoller Gewölbeumbiegung zur Tiefe sinkt und nördlich vom Bächikamm und Richetlipaß zu über 1000 m Mächtigkeit anschwillt. Der tektonische Zusammenhang dieser beiden Sandstein-Dachschiefermassen erscheint noch rätselhaft. Jedenfalls hat der mächtige oligocäne Flyschmantel selbständige, von dem Verlauf der darunter liegenden Kreide-Eocänfalten unabhängige tektonische Bewegungen ausgeführt.

Die am Westabhang der Nüschengruppe so prachtvoll aufgeschlossenen Malm-Kreidefalten bleiben ostwärts im Innern der mächtigen Flyschumhüllung verborgen, weil das Aarmassiv und sein mesozoischer Sedimentmantel ostwärts zur Tiefe sinken und weil die Talzweige des Sernftales nicht genügend tief eingeschnitten sind. Einzig die Torkopffalte schaut im Kessel von Hintersulz mit ihrem aus Nummulitenschichten und Globigerinenschiefern bestehenden Stirngewölbe unter dem Taveyannazsandstein hervor und erscheint mit ihren Globigerinenmergeln nochmals am Ostfuß des Leiterberges zwischen Wichlenalp und Alpeli.

Die über dem Scheitel des Aarmassivs liegenden südlichsten Falten des Kistenpaßgebietes zeigen sich nochmals auf der Ostseite der Muttenberg-Piz da Dartgaskette. Sie bilden die rundhöckerigen Karböden von Urscheu dadens, Cavirolas und Alp Meer am Panixerpaß und die Felswände, die den Hintergrund des Panixertales einrahmen. In dem großen Karbecken zwischen Piz da Dartgas und Crap Surscheins kann man drei schuppenartig übereinander geschobene Falten feststellen, deren Malm-Gewölbekerne in Form von drei flach gegen N ansteigenden Keilen von der großen Malmmasse von Urscheu dadens abzweigen und deren gegen S zugespitzte Muldenkerne aus unterer Kreide (Oehrlikalk bis Drusberg-schichten) bestehen. Das Stirnende der obersten Falte ist am Crap tgietschen nördlich vom Crap Surscheins, dasjenige der zweitobersten Falte über dem Südrande des Cavirolasgletschers sichtbar. Die hohe Nord- und Ostwand des Kessels von Panixeralp gehört den Gewölbeschenkeln der beiden oberen Falten an. Die tiefere Falte besteht aus mächtigem Malmkalk und stark reduzierter unterer Kreide (Oehrlikalk bis Drusberg-schichten); die obere Serie beginnt mit 30—100 m oberem Malm, umfaßt noch die ganze Kreide, Nummulitenkalk und Stadschiefer und schließt am Crap tgietschen mit Altdorfer-sandstein ab. Seewerkalk und Nummulitenkalk dieser obersten deckenartigen Falte sind zwischen Alp Meer und Cavirolas in kleinere sekundäre Falten gelegt und bilden auch bei Camona am Panixerpaßweg ein sekundäres Gewölbe, das wieder in eine Serie von fünf kleinen nordwärts überliegenden Falten verzweigt ist.

Wie im Val Frisal und bei Alp Rubi, so tauchen auch im Ladril zwischen Urscheu sura und Urscheu sut und im Panixertal nördlich vom Dörfchen Panix Malm, Kreide und Eocän der südlichsten autochthonen Falte in schwungvoller Biegung steil südwärts zur Tiefe, wobei die jüngeren Schichten gegen unten rasch reduziert und durch die Ueberschiebungsfläche der aus der Tiefe emporsteigenden parautochthonen Vorab-Tschepp-Deckfalte schief abgeschnitten werden.

Während in der Tödi-Selbsanftgruppe das ganze Gebirge autochthon ist, nehmen im Hausstock-Panixergebiet bereits auch die Ueberfaltungsdecken am Aufbau des Gebirges teil, weil hier das kristalline Grundgebirge gegen NE gesunken ist. Die ultrahelvetische *Wildflyschdecke* überdeckt in der Nüschengruppe (Figur 3), unter den Gipfeln von Mättlenstock, Hausstock und Ruchi und an den drei von der Hausstock-Ruchikette nach S ausstrahlenden Flyschgräten in einer Mächtigkeit von 50–200 m die Altdorfersandsteine und Dachschiefer der autochthonen Falten. Sie bedeckt auch am Ruch Wichlenberg nördlich von der Panixerpaßhöhe den Taveyannazsandstein und erreicht südlich davon am Westabhang des Rotstocks den südlichsten Punkt ihrer Verbreitung. Dem Wildflysch dieses Gebietes scheinen zwar die exotischen Blöcke, die Breccien und Quarzite zu fehlen; doch beweisen die oft reichlich vorhandenen Platten von rostig anwitterndem Glimmersandkalk, spärliche Einschlüsse von Glimmersandstein und Kieselkalk und Fetzen von tonigem Nummulitenkalk unter dem Gipfel des Mättlenstocks, daß es sich um echten Wildflysch handelt.

Ueber dem Wildflysch sitzen an den Gipfeln der Hausstockgruppe Reste der *Mürtschendecke*, die sich einst zusammenhängend über das ganze Gebiet hinüberwölbte. Der größte dieser Deckenreste bildet den Gipfel des Hausstocks. Er besteht aus roten und grünen glänzenden Verrucanoschiefern, die nach den Beobachtungen von F. Weber (Lit. 25) ein kleines Lager von basischen Eruptivgesteinen und nach in den Moränen enthaltenen Trümmern auch grünlichweiße und blaßrote Quarzporphyre einschließen. Unter dem Verrucano liegen als Reste des verkehrten Mittelschenkels der Mürtschen-

decke eine dünne Rötidolomitbank und die jedermann auffallende, oben schnurgerade begrenzte hellgraue Lochseitenkalkmauer, die am Nordende des Gipfels 55 m mächtig ist und gegen Süden sich auf eine dünn ausgewalzte Bank reduziert. Kleine, ebenfalls von verkehrt liegendem Rötidolomit und Lochseitenkalk unterlagerte Mützen von Verrucano sitzen auch auf dem Ruchi und auf dem Südende des Grates von Fil Fluaz. Der Mättlenstock wird von einer 70 m hohen hellgrauen Lochseitenkalkmauer gekrönt, die zuoberst noch eine winzige, bei guter Beleuchtung aus der Ferne bemerkbare Mütze von Rötidolomit und Verrucano trägt. Kleine von der Abtragung verschont gebliebene Reste der Lochseitenkalkbank sind der Gipfelklotz des Scheidstöcklis, zwei kleine Kalkklötze am Gipfel des Vorstegstocks (Figur 3) und ein kleiner Kalkrest am Grat zwischen Hausstock und Ruchi.

2. Die Vorabkette.

Die autochthonen Malm-Kreidefalten, die wir vom Kistenpaßgebiet bis zum Panixertal verfolgen konnten, bleiben infolge ihres östlichen Axialgefälles östlich vom Panixerpaß im Innern der Vorabkette verborgen. Eine einzige dieser Falten schaut mit ihrem Stirngewölbe in dem tiefen Einschnitt von J ä t z a l p aus dem mächtigen Flysch heraus, der den untern und mittleren Teil der Nordabdachung der Vorabkette aufbaut. Die Kreide (Kieselkalk bis Seewerkalk) und mächtige Nummulitenschichten bauen hier zwischen Unter- und Oberstafel von Jätzalp eine etwa 100 m hohe Steilwand auf, über die der Jätzbach in schönem Wasserfall stürzt, und bilden auf der Westseite des Baches das spitz ausgezogene Stirngewölbe der Falte mit stark reduziertem, verkehrtem Mittelschenkel.

Der mächtige Flyschmantel, in welchem die Stirnregion der autochthonen Kreidefalten verborgen liegt, beginnt am Nordfuß der Vorabkette mit einer wohl 500 m mächtigen Folge von Altdorfersandstein und Dachschiefer. Sie hängt westwärts durch Rütersegg und Ruch Wichlenberg hindurch mit der Sandstein-Dachschiefermasse zusammen, die in der Nordwand des Hausstocks mit gewölbeförmigen Biegungen endigt und reicht im Osten bis ins Ramintobel hinein. Darüber liegt

eine mächtige Serie ultrahelvetischer Blattengratschiefer, die in der Tschingelschlucht, am Westabhang des Zwölfihorns und auf Hagelegg westlich von Jätzalp Nummulitenbänke enthält und am Ruch Wichlenberg gegen W auskeilt. Die darüberliegende Wildflyschdecke erreicht längs des Segnespaßweges eine Mächtigkeit von 1700 m und zeichnet sich in diesem östlichen Gebiete durch Reichtum an Sardonaquarzitmassen, Seewerkalkschollen, exotischen kristallinen Blöcken und Breccien aus. Westlich von der Tschingelalp wird sie mehr und mehr zu einer Wildflyschmergelmasse mit spärlichen Einschlüssen und ihre Mächtigkeit nimmt ab und erreicht südlich von der Panixerpaßhöhe kaum noch 50 m. Zwischen dem Nordrande von Jätzalp und dem Süden der Decke am Rotstock liegt sie nicht mehr auf den Blattengratschiefern, sondern auf der etwa 100 m mächtigen Folge von Taveyannazsandsteinen, mit denen im Panixergebiet die autochthonen Falten oben abschließen. Ein noch ungelöstes tektonisches Problem liegt in der Tatsache, daß diese Sandsteinzone zu beiden Seiten von Jätzalp die Gewölbeumbiegung der dort aufgeschlossenen Kreidefalte nicht mitmacht, sondern über dem Rücken dieser Falte mit komplizierten Biegungen abbricht und keine Verbindung mit der den Fuß des Gebirges bildenden tieferen Sandstein- und Dachschiefermasse erkennen läßt (Profil 3).

Eine wichtige Rolle im Aufbau der Vorabgruppe spielt die auf den Wildflysch hinaufgeschobene Vorab-Tscheppecke. Am eindrucksvollsten erscheint sie an der Nord- und Westwand des Vorab, wo sie die bis 500 m hohe, gegen das hintere Sernftal und die Jätzalp abstürzende hellgraue Malmwand bildet und oben mit einem etwa 60 m mächtigen bräunlich anwitterndem Bande von unterer Kreide (Oehrlikalk bis Drusbergsschichten) abschließt (Profil 3). Infolge einer die Streichrichtung der Alpen rechtwinklig kreuzenden, von SE nach NW streichenden Querrichtung richten sich in der Gegend der »Gurgel« die Malmbänke rasch zu senkrechter bis nordwärts überkippter Stellung auf, und in der Nische, die vom Panixerseeli zur Sether Furca emporsteigt, tauchen die ältesten Schichten der Vorabdecke, Schiltkalk, Dogger,

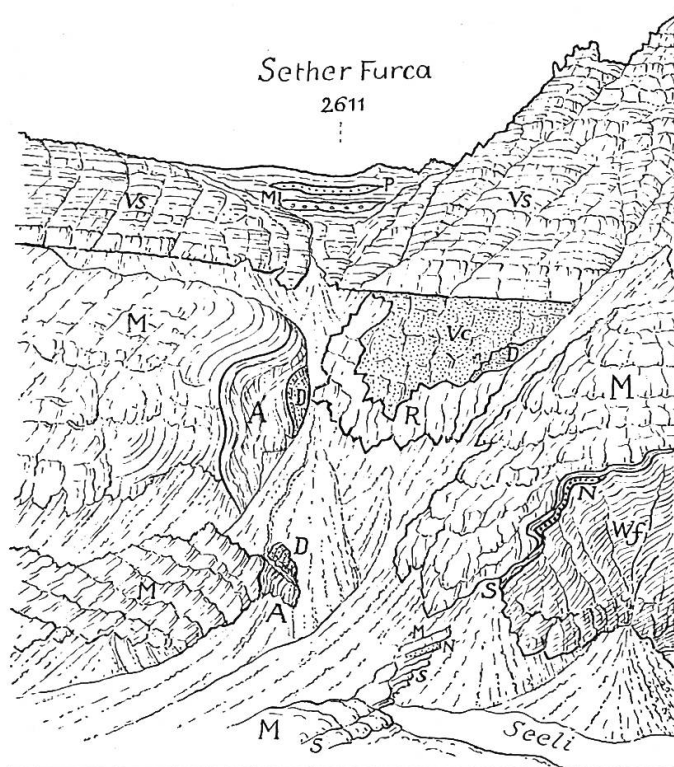


Fig. 4. Abhang zwischen der Sether Furca und dem Seeli am Panixerpaß.

Rötidolomit, Melsersandstein und Verrucano auf (Fig. 4). Malm und Dogger bauen, ebenfalls senkrecht aufgerichtet, auch den westlich von der Gurgel sich erhebenden Rinkenkopf auf. Am Vorab schiebt sich der Verrucano der Mürtschendecke über die Vorab-Tscheppdecke hinweg. Die tischebene, annähernd horizontal verlaufende Ueberschiebungsfläche schneidet rücksichtslos der Reihe nach Kreide, Malm, Dogger, Trias und Verrucano der Vorabdecke ab, so daß südlich vom Panixerseeli die normale Schichtreihe dieser Decke verschwunden ist. Dafür taucht hier zwischen dem Wildflysch und dem Mürtschendecken-Verrucano des Rotstocks der verkehrte Schenkel der Vorabdecke auf, bestehend aus einer bis 60 m mächtigen hellgrauen Malmmasse, die an der Basis noch von einzelnen intensiv ausgewalzten Fetzen von Seewerkalk begleitet ist. Am stärksten ist die Vorabdecke unter dem südlichen Teil des Rotstocks ausgewalzt, wo sie bloß noch aus etwa 25 m verkehrtem Malm und darunterliegenden Fetzen von Drusbergschichten besteht. Dann stellt

sich südwärts rasch wieder die normalliegende Schichtreihe der Decke ein. Am Panixerpaßweg beobachtet man bei Kreuzecke über der verkehrt liegenden Malmbank in normaler Folge 10—20 m Rötidolomit, 10—15 m Dogger, einige Meter Schiltkalk und 10—30 m Quintnerkalk. Die ganze Schichtfolge beginnt südlich vom Rotstock gegen S zu fallen. Etwa 600 m nördlich von Panix taucht die intensiv ausgewalzte, nur noch aus Dogger, Schiltkalk und etwa 20 m Quintnerkalk bestehende Vorab-Tscheppdecke unter die Sohle des Panixertales.

Die Vorab-Tscheppdecke bleibt in der Gipfelregion der Vorabkette unter dem Verrucano der Mürtschendecke verborgen, taucht aber auf ihrer Südabdachung wieder auf und ist nun in den großen rundhöckerigen Karbecken von Ranasca, Alp von Ruschein und auf dem weiten Plateau von Alp von Sagens und Alp Nagiens auf große Ausdehnung wieder aufgeschlossen. Zu ihrem normalen Schenkel gehören hier die große, fast ganz aus Drusbergschichten bestehende Kreidefläche von Alp Nagiens und Alp von Sagens, die Kreide im nordöstlichen und die hellschimmernde große Malmfläche im südwestlichen Teil des Kars von Alp von Ruschein, der Malm im südlichen Teil von Alp Ranasca und die Verrucano-, Rötidolomit-, Dogger- und Schiltkalkaufschlüsse im mittleren und nördlichen Teil dieses Karbeckens. Zum verkehrten Schenkel gehören vor allem die hellgrauen Malmflächen am Südabhang des Rotstocks und einige darunter hervortretende Reste von Kieselkalk und Drusbergschichten, ferner einige zwischen diesen Malm und den Verrucano der Vorabdecke eingeklemmte, dünn ausgewalzte Streifen von Dogger und Rötidolomit. Wie nördlich von Panix, so biegt auch in diesem östlichen Gebiet die Vorabdecke zu steilerem Südfallen um und verschwindet am Südrand von Alp von Ruschein bei etwa 1800 m und am Südrande von Alp von Sagens und Alp Nagiens in der Talfurche des Laaxerbaches endgültig unter der mächtigen Verrucanomasse der Mürtschendecke, die nun die Südabdachung der Vorabkette bis hinunter in die Sohle des Vorderrheintales zwischen Sagens und Waltensburg fast ausschließlich aufbaut und im Norden durch die zwei großen

Verrucanobrücken von Crap ner und Sagenser Furca mit dem Verrucano der Gipfelregion der Vorabkette zusammenhängt (Profil 3). Dieser Verrucano besteht seiner weitaus überwiegenden Masse nach aus glänzenden grünen, violettroten und grau violetten Tonschiefern und schließt stellenweise, z. B. an der Sether Furca, dünn gequetschte Lagen von Melaphyr und Quarzporphyr ein. Umfangreiche Lager von hellem Quarzporphyr liegen darin auf der Südabdachung der Vorabkette, z. B. am Crap Masegn, am Fil Ranasca und im Gebiet der Alpen von Seth und Ruis. Im Gegensatz dazu ist der zur Vorab-Tscheppdecke gehörende Verrucano im Becken von Ranasca, unter der Sether Furca und am Gipfel des Kalkhorns ein sehr grobklastisches, rotes bis grünes Sernifitkonglomerat, ähnlich wie der Verrucano der Glarnerdecke bei Ennenda.

Die Vorab-Tscheppdecke reicht im Norden nicht über die Vorabkette hinaus. Sie endigt ohne Stirngewölbe mit oberem Malm und Oehrlikalk an den Zwölfhörnern, dagegen am Ostfuße des Piz Grisch, am Westrande von Segnes sut, schließt sie mit einem deutlichen Stirngewölbe ab, dessen verkehrter Schenkel neben unterer Kreide auch Gault, mächtigen Seewerkalk, Nummulitenkalk, Stadschiefer und Altdorfersandstein enthält.

Zwischen Fellers und Brigels ist der zur Axendecke gehörende Ilanzer Verrucano, eine dickbankige, grobklastische, serizitreiche Breccie mit Zwischenlagen von grüngrauen bis violettgrauen Serizitschiefern, auf den Verrucano der Mürt-schendecke hinaufgeschoben. Er steigt im Osten bis auf die Terrasse von Fellers, nördlich von Ruschein und Seth bis auf 1800—1900 m, bei Waltensburg bis auf 1000—1100 m hinauf. Auf den Alpen von Ruis und Seth trifft man einige von der Abtragung verschont gebliebene Reste desselben bis auf 2350 m hinauf. Auf der Alp La Muota, nördlich von Ruschein, trägt er noch einen etwa 1 km langen und 600 m breiten Lappen von Rauhwaacke.

Zum System der Axendecke muß gewiß auch die bloß 15—20 m mächtige, aus Lias, Quartenschiefer und Rauhwaacke bestehende, verkehrt liegende Lias-Triasmütze auf dem Gipfel des Rotstocks neben der Panixerpaßhöhe gerechnet werden.

Sie darf wahrscheinlich als Mittelschenkelrest zwischen Mürtschendecke und Axendecke betrachtet werden.

3. Die Segnes-Ringelkette.

Der tektonische Bau der Vorabkette setzt sich ostwärts in der Segnes-Ringelkette fort, mit dem Unterschied, daß hier von der Axendecke keine Reste mehr erhalten geblieben sind. Ihr oberstes Stockwerk wird von der M ü r t s c h e n d e c k e gebildet, die hier wie im Vorabgebiet vorwiegend aus glänzenden grünen Verrucanoschiefern besteht. Sie ist hier in weit höherem Maße als im Vorabgebiet durch Erosion und Verwitterung in einzelne Lappen zerstückelt, die mützenartig auf den Gipfeln und Gräten sitzen (Profil 2). Der größte dieser Deckenreste bildet vom Piz Atlas über Piz Segnes und Piz Sardona bis zur Großen Scheibe den Scheitel der Kette. Ferner gehören dazu die Gipfelkappe des Trinserhorns, die beiden Verrucanolappen auf dem Nord- und Westrand des Flimserstein-Plateaus und ein kleiner Verrucanorest auf dem Südrand desselben, endlich der Gipfelgrat von Tristelhorn und Glaserhorn, der Gipfel des Ringelspitz und sein bis zum Tschepp reichender Südgrat. Wie im östlichen Teil der Vorabkette, so liegt auch hier unter der wunderbar regelmäßigen und mit sanfter Wölbung südwärts sinkenden Ueberschiebungsfläche an der Basis der Decke fast überall als ausgewalzter Mittelschenkel eine hellgraue Lochseitenkalkbank, die häufig oben noch von einer dünnen gelben Rötidolomitbank begleitet ist und an der Basis oft mit vielen spitz ausgezogenen Keilen südwärts in den Flysch hinuntergreift. Die an der Westwand von Piz Segnes und Piz Sardona über 2 km weit schnurgerade verlaufende Kalkbank ist eine auch dem Laien in die Augen springende Erscheinung. Während sie im Segnes-Ringelgebiet meistens kaum 1—2 m dick ist, schwillt sie am Flimserstein zu 50—80 m Mächtigkeit an.

Während die Mürtschendecke in der Segnes-Sardonakette und am Trinserhorn auf dem Wildflysch ruht, wird ihre Unterlage am Flimserstein und im Ringelgebiet wie am Vorab durch die autochthonen und parautochthonen Malm-Kreidefalten gebildet. Die oberste derselben, die V o r a b - T s c h e p p -

Deckfalte, setzt sich von Alp Nagiens her durch das Segnestal hindurch im Flimserstein fort. Ihre Kreide (Oehrlikalk bis Drusbergsschichten) baut sein rundhöckeriges Scheitelplateau auf, soweit es nicht von Lochseitenkalk und Verrucano der Mürtschendecke gebildet wird, und ihr mächtiger, südwärts absinkender Malm bildet zwischen Segnes sut und Flims den Boden und den untern Teil der Seitenwände der Abriß-nische des gewaltigen diluvialen Bergsturzes von Flims, ferner den untern und mittleren Teil der hohen Südwand des Flimsersteins und die Terrasse von Fidaz, auf der Ostseite des Gebirgsklotzes die hellgraue Wand, über welche der Alpweg von Bargis nach Alp sura hinaufsteigt. Im Norden endigt die Deckfalte auf der Ostseite des Geschiebebodens von Segnes sut, ähnlich wie auf seiner Westseite, mit einem deutlichen, auf den Wildflysch hinaufgeschobenen Stirngewölbe mit stark reduziertem Mittelschenkel, der hauptsächlich von schiefrigem Seewerkalk und Resten von Gault und Schrattenkalk gebildet wird.

Oestlich von Bargis sieht man den Malm der Vorab-Tscheppfalte in der gewaltigen Malmmasse sich fortsetzen, die über dem Dorfe Trins die Südabdachung der Ringelkette aufbaut und, nordwärts allmählich dünner werdend, unter dem Scheitelplateau des Tschepp auskeilt. An den Südgräten von Tschepp und Moorkopf setzt darüber die Kreide mit mächtigem bräunlich anwitterndem Oehrlikalk ein und unter dem Tschepp-Plateau spitzt sich die hier nur noch aus unterer Kreide (Oehrlikalk bis Drusbergsschichten) bestehende Deckfalte, ohne ein Stirngewölbe zu bilden, unter dem Lochseitenkalk der Mürtschendecke aus. Zwischen Trins und Tamins steht der Malm dieser Tscheppfalte in ununterbrochenem stratigraphischem Zusammenhang mit Dogger und Trias des autochthonen Sedimentmantels des Aarmassivs, dessen kristalline Gesteine, vorwiegend dunkelgrüne Epidot-Chloritschiefer, am Calandafuß nördlich von Ems, nordwestlich von Tamins und noch einmal unter der Ruine Wackenau am Vorderrhein zutage treten. Die steil südfallenden kristallinen Schiefer und die darüber liegenden Trias-Doggersedimente bilden bei Tamins ein breites, nordwärts geneigtes Gewölbe, das in der

Gegend von Trins durch eine Serie von eng aneinander gedrängten, nordwärts überliegenden Falten ersetzt wird. Zum Gewölbekern einer solchen Falte gehören die Dogger- und Schiltkalkschichten, die hoch über Trins, bei Maliens und Si-Munt, in den Malmkern der Vorab-Tscheppfalte eingefaltet sind. Während diese Deckfalte zu beiden Seiten des Panixerpasses gegen die Wurzelregion intensiver Verquetzung anheimfällt, besitzt sie hier im Osten den Charakter einer breiten liegenden Falte mit einem gegen S immer mächtiger werdenden, vom Sedimentmantel des Aarmassivs abzweigenden Malmkern.

An der Nordostwand des Flimsersteins und in den Taleinschnitten der Südabdachung der Ringelkette tauchen unter dem Malm der Vorab-Tscheppfalte noch eine ganze Serie von flach übereinander geschleppten, vom Sedimentmantel des Aarmassivs abzweigenden Malm-Kreidefalten auf. Das Falten-system läßt sich aufs schönste an der Flimsersteinwand nördlich von Bargis und dann im Osten noch einmal an der Ostwand des Crap Matts überblicken. Ihre von der mächtigen autochthonen Malmmasse abzweigenden Malm-Antiklinalkerne steigen mit etwa 15° Neigung aus der Geschiebeebene von Bargis und aus dem Malmboden des Lawoitobels empor, endigen im Norden spitz keilförmig und werden durch die südwärts sich zuspitzenden Kreide-Synklinalen getrennt, in denen die Seewerschichten sich durch große Mächtigkeit auszeichnen. Verkehrte Mittelschenkelpartien sind meistens bloß in der Nähe der spitz ausgezogenen Stirngewölbe und Muldenumbiegungen vorhanden. An Stelle der Mittelschenkel sind messerscharf ausgebildete Ueberschiebungsflächen getreten, welche die Kreideschichten schief durchschneiden. Die oberste dieser Falten, die *Miruttafalte*, zeigt am Nordwestende des Flimsersteins südlich von der Furca 2551 m ein gut ausgebildetes, aus Seewerschiefer, Senonmergel und sekundär in mehrere kleine Falten gelegten Nummulitenschichten bestehendes Stirngewölbe und bildet auch den Grat des Piz Mirutta zwischen Culm da Sterls und Lavadignas. Die darunterliegende *Panärafalte* ist die mächtigste dieser Falten. Sie baut die Steilwände des Tales von Alp Rusna und den

Boden des Karbeckens von Alp Surcruns, den Boden von Culm da Sterls und Lavadignas und die Gipfelregion der Panärahörner auf. Sie besitzt ihr Stirnende am Nordrand von Surcruns und reicht noch in die Nordwand von Glaserhorn und Ringelspitz hinein. Von ihrem Rücken sieht man in der Nordostwand des Flimsersteins und am Crap Matts noch zwei sekundäre Falten abzweigen. Unter der Panärafalte erscheinen am Ostende der Ringelkette noch die Orgelnfalte, welche die Felstürme der Orgeln aufbaut, und die Simelfalte, deren Kreide den Gipfel des Simel bildet.

Das ganze Faltensystem der Ringelkette sinkt vom Kunkels-
tal bis zum Vorab mit 10° Axialgefälle gegen Westen. Deshalb bleiben die unter der Tscheppfalte liegenden Kreidefalten unter dem Boden des Segnestales verborgen und kommen erst in dem tiefen Einschnitt des Panixertales wieder zum Vorschein.

Mächtiger Wildflysch, reich an Sardonaquarzitmassen, Seewerkalkschollen, Breccien und exotischen kristallinen Blöcken umhüllt an der Nordwand der Segnes-Ringelkette wie in der Vorabkette die Stirnregion der autochthonen und parautochthonen Malm-Kreidefalten. Die Blattengrat-schichten und die Altdorfersandsteine und Dachschiefer, die in der Tschingelschlucht noch seine Unterlage bilden, keilen gegen S und E aus. Der Wildflysch ruht daher in der Ringelkette direkt auf den helvetischen Globigerinenschiefern.

4. Das Taminatal und der Calanda.

Am Nordfuß der Ringel- und Calandakette und am Süd-
fuß der Grauen Hörner treten bei Vättis die kristallinen Ge-
steine des Aarmassivs, vorwiegend quarz- und serizit-
reiche Paragneise, noch einmal zutage (Profil 1). Die Ober-
fläche des Aarmassivs bildete hier vor der Durchtalung des
Gebirges eine langgestreckte Kuppel, deren Scheitellinie von
WNW gegen ENE streicht und westwärts in das Innere der
Ringelkette, ostwärts unter den Calanda taucht. Darüber liegt
in Form eines mächtigen, etwas gegen N geneigten Gewölbes
die vom Melsersandstein bis zu den eocänen Globigerinen-
mergeln reichende autochthone Sedimentserie. Dieses Vätti-

ser Gewölbe sinkt bei St. Martin im untern Calfeisental westwärts unter die Wildflyschdecke. Im Nordosten bleiben auf der rechten Talseite von Langwies bis zur Taminaschlucht hinaus die Kreideschichten unter dem mächtigen Flysch der Calandakette verborgen. Auf der linken Talseite aber lassen die Aufschlüsse bei Vasön und im Mühletobel bei Valens erkennen, daß vom Nordschenkel des Vättiser Gewölbes vier aus Seewerschichten, Nummulitenkalk und Globigerinenschiefen bestehende, schuppenartig übereinander liegende Falten abzweigen. In die nördlichste und unterste dieser Falten ist südlich von Valens das Tschennertobel und östlich von diesem Dorfe die berühmte Taminaschlucht eingesägt. Ihre Wände bestehen aus dünnplattigem Seewerkalk und einer etwa 7 m mächtigen Nummulitenbank, die beim Eingang in die Schlucht beobachtet werden kann und auch die Unterlage des Badgebäudes bildet. Die berühmte heiße Quelle entspringt in der Sohle der Schlucht einer etwa 60° gegen SE fallenden, die Seewerschichten durchschneidenden Bruchspalte.

Das im vorigen Kapitel besprochene Malm-Kreide-Faltensystem, das in der Ringelkette vom Südschenkel des Vättiser Gewölbes abzweigt, setzt sich östlich vom Kunkelstal in der Calandakette fort. Wie man am besten an den gegen Vättis und das Kunkelstal abfallenden Steilwänden der Kette erkennen kann, liegen hier wie in der Ringelkette über dem Vättiser Gewölbe vier große nach N übergelegte Falten übereinander, deren Malm in Form von nordwärts sich zuspitzenden Keilen von der gewaltigen Malmmasse abzweigt, die zur Sedimenthülle des bei Tamins aufgeschlossenen südlichen Zweiges des Aarmassivs gehört, und deren Kreide die südwärts sich zuspitzenden Muldenkerne zwischen den Malmkeilen bildet. Während aber in der Ringelkette alle Falten westwärts einsinken, fällt das Faltensystem des Calanda wie die Oberfläche des darunterliegenden Aarmassivs nach Osten, und zwar mit so starkem Gefälle, daß es vollständig unter den Geschiebeboden des Rheintales untertaucht und jenseits desselben unter den penninischen und ostalpinen Decken verborgen bleibt. Dieses die ganze Bergkette beherrschende öst-

liche Axialgefälle ist schuld daran, daß ihre Abdachung gegen das Rheintal größtenteils aus Schichtflächen besteht und daher im allgemeinen nicht sehr steil ist, während die aus den Schichtköpfen bestehende Nordwestseite mit hohen Steilwänden gegen das Tamina- und Kunkelstal abstürzt.

Die nördlichste und unterste der vier parautochthonen Falten der Calandakette, die *Kaminspitzfalte*, darf als östliche Fortsetzung der Orgelfalte der Ringelkette betrachtet werden. Sie zweigt auf der Alp Schröter östlich von Vättis vom Scheitel des Vättiser Gewölbes ab, wobei ihre Basis die autochthonen Malm-, Kreide- und Eocänschichten von S nach N schief abschneidet. Ihr Malmkern reicht in Form einer bis 200 m hohen hellgrauen Wand nordwärts bis zum Gipfel des Kaminspitz und sinkt bei Isla südlich von Mastrils unter die Sohle des Rheintales. Er baut auch den größten Teil der Abhänge nördlich von Untervaz auf, da hier die Kreide auf weiten Flächen abgetragen ist. Auf Schröter Untersäß reicht die Schichtreihe der Falte eine Strecke weit bis in den Schiltkalk und den Dogger hinunter, und unter ihrem nördlichen Teil liegen noch Reste eines verkehrten Mittelschenkels in Form von dünn ausgewalzten Seewerkalk- und Drusbergschichten und eines bis 100 m mächtigen Zuges von Altdorfer sandstein und Dachschiefen, der sich vom Kaminspitz bis gegen das Rheintal hinunter verfolgen läßt. Besonders interessant ist, daß die Stirnregion der Kaminspitzfalte über das Taminatal hinübergreift und dort nördlich von Vättis die auf die autochthonen Globigerinenschiefer hinaufgeschobenen, aus Malm, Kreide und Nummulitenkalk bestehenden Gipfel des Aelplikopfs und Drachenberges, des Gigerwaldspitzes und bis nach St. Martin den oberen Teil der gegen das Calfeisental abstürzenden Steilwand aufbaut (Profil 1).

Die zweite große Falte der Calandakette, die *untere Calandafalte*, beginnt bei ihrer Abzweigung an der Nordwestwand des Haldensteiner Calanda mit einem hellgrauen Malmkeil, der anfänglich etwa 400 m mächtig ist, dann nordwärts dünner wird und am Nordabhang des Mastrilser Calanda (2248 m) als niedriges Kalkwändchen auskeilt. Die darüberliegende vom Oehrlikalk bis zum Seewerkalk rei-

chende Kreide steigt bis nahe zum Gipfel des Haldensteiner Calanda hinauf, bildet auf seiner Ostabdachung den Grat zwischen Vordertal und Mitteltal und den Kamm des Mastrilser Calanda, sinkt durch die Mastrilseralp und das Gebiet von Ramen, Valdrux und Pramicisters nach Osten und taucht zwischen Horn und der Ruine Neuenburg unter die Sohle des Rheintales. Zwischen dem Westabhang des Mastrilser Calanda und Horn ist die Falte auf eine mächtige Masse von zur Wildflyschdecke gehörenden Seewerschichten und Senonmergeln hinaufgeschoben, welche die Abhänge des Val Cosenz und den kleinen Gipfel Stelli (2055 m) aufbauen und die große Mulde zwischen der Kaminspitzfalte und der untern Calandafalte ausfüllen.

Die untere Calandafalte kann als Fortsetzung der Panärafalte der Ringelkette betrachtet werden.

Die Kreide der untern Calandafalte endigt nördlich vom Schafttäli am Westabhang des Haldensteiner Calanda mit einer schön gerundeten, nordwärts geöffneten Mulde. Ueber die nordwärts rasch nacheinander auskeilenden Schichten des verkehrten Muldenschenkels legt sich eine neue Malm- und Kreidemasse, die o b e r e C a l a n d a f a l t e. Ihr steil nordwärts aufsteigender, dünn gequetschter Malmkern reicht mit den Zementsteinschichten bis nahe unter den Gipfelgrat des Haldensteiner Calanda und wird von mächtigem, braun anwitterndem Oehrlikalk bedeckt, der die das Hintertal einrahmenden Gräte und den Ostabhang bis nach Batänia und Curtanetsch aufbaut und am Südrande bei Seßlinen noch von einem schmalen Bande von Valangienkalk, Kieselkalk, Drusbergsschichten und Schrattenkalk bedeckt wird. Der Schrattenkalk gewinnt bei Batänia plötzlich weit größere horizontale Ausdehnung und steigt als breites Band, das nur stellenweise noch von ältern Kreideschichten unterlagert wird, ostwärts zum Rheintal hinunter. Am Gipfel des Haldensteiner Calanda ist zwischen den Seewerkalk der untern Calandafalte und den Oehrlikalk der obern Calandafalte eine aus der Kreideserie Oehrlikalk bis Schrattenkalk bestehende Schichtfolge eingeschaltet, die auf den ersten Blick tektonisch rätselhaft erscheint, sich aber als das Nordende der obern Calandafalte

erklären läßt, das durch sekundäre Faltung von ihr abzweigt und durch einen stark verquetschten Mittelschenkel mit ihr verbunden ist.

Auf der Linie Curtanetsch-Cortschna-Vazeralp sind zwischen den Seewerkalk der untern Calandafalte und den Oehrlikalk der obern Calandafalte als Reste eines verkehrten Mittelschenkels der letztern ein ziemlich mächtiger Keil von Schrattenkalk und stellenweise eine 4—5 m mächtige Bank von Gault eingeschaltet.

Ueber den Oehrlikalk der obern Calandafalte legt sich am oberen Ende des Schaftälis der aus Korallenkalk und Zementsteinschichten bestehende Gewölbekern der obersten Falte der Calandakette, der *Felsberger Calandafalte*. Dieser Malmkern tritt auf der Ostseite des Gipfelgrates westlich von der Calandahütte und dann nochmals am Ostfuß der Bergkette, in der Talnische von Oldis, zutage. Der darüberliegende bis 150 m mächtige Oehrlikalk hängt am Südgrat des Haldensteiner Calanda mit demjenigen der obern Calandafalte zusammen und bildet den Gipfel des Felsberger Calanda, des Teufelskirchlis, den Untergrund der Haldensteinalp und des Steinwaldes und steigt im Putschstein auf die Sohle des Rheintales hinunter. Er besitzt auch nördlich von der Nische von Oldis eine zum Rhein hinuntersteigende Fortsetzung. Die darunter liegende düstere Oehrlikalkwand von Saßerdont jedoch taucht unter den Malm von Oldis und gehört zur oberen Calandafalte.

Wahrscheinlich darf man die obere Calandafalte als Fortsetzung der Miruttafalte der Ringelkette und die Felsberger Calandafalte als diejenige der Vorab-Tscheppfalte betrachten.

Der nördlichste Teil der Calandakette ist fast ganz aus einer zur *Wildflyschdecke* gehörenden, in die Synklinale zwischen dem autochthonen Gebirge und der Kaminspitzfalte eingewickelten Flyschmasse aufgebaut. Sie besteht größtenteils aus Mergelschiefern, die am Südrande zwischen Matonalp und Mastrils Assilinengrundsandbänke, im mittleren und nördlichen Teil, namentlich zwischen Pfäfers und Wartenstein viele große Nummulinenkalkmassen, zwischen dem Pizalun und Tardisbrücke auch große Seewerkalkmassen, mächtige

Klötze von malmartigem Kalk und kleine Rötidolomitmassen einschließen. Diese Wildflyschdecke überdeckt auch die autochthonen Falten auf der Westseite des untern Taminatales und ruht auf beiden Talseiten auf einer Masse von helvetischem Altdorfersandstein und Dachschiefen, die im Norden beim Zanuztobel und südlich von Pfäfers, im Süden am Monte Luna und unter dem Kaminspitz auskeilt. Darin liegen die Schieferbrüche von Vadura.

5. Die Kärpfgruppe.

Die Altdorfersandsteine und Dachschiefer, die in der Hausstockgruppe das oberste Schichtglied der autochthonen Falten bilden, treten zwischen Durnachtal und Sernftal in einer Mächtigkeit von über 1000 m in die Kärpfgruppe ein und bauen in ihrem südlichen und mittleren Teil ihre untern Talwände auf. Darüber liegt auch hier wie in der Hausstock- und Sardonagruppe die Wildflyschdecke. Im Süden, im Gebiet von Bischofalp und Berglialp, ist sie 100—250 m mächtig und schließt viele rotgelb anwitternde Bänke und Klötze von Nummulitenkalk, am Schabell auch eine große Masse von Sardonaquarzit mit einzelnen kristallinen Blöcken ein. Auf Bischof- und Embächlialp, Geißtal- und Berglialp sind zwischen die Altdorfersandsteine und den Wildflysch noch mächtige Blattengratschiefer mit Nummulitenbänken eingeschaltet, die ebenfalls zur eingewickelten Wildflyschdecke gerechnet werden müssen. Gegen Norden und Westen nimmt die Mächtigkeit dieser Decke rasch ab, und an der Lochseite bei Schwanden ist sie ganz verschwunden.

Auf der Ostseite der Kärpfgruppe ruht vom Kalkstöckli bis nördlich von Engi überall der Verrucano auf dem Wildflysch, und auch im mittleren und westlichen Teil der Berggruppe bildet, abgesehen vom Etzelstock und Salengrat, überall der Verrucano das oberste Stockwerk des Gebirges (Profil 3). Daß tatsächlich der alte Verrucano über die ganze Breite der Berggruppe hinüber auf dem jungen Flysch »schwimmt«, wird aufs schönste durch die Tatsache bewiesen, daß an vielen Stellen im Innern des Gebirges, z. B. nördlich und südlich vom Kies im Niederental, bei der Kärpfbrücke, im Kühtal und auf

Kühltalmatt der Flysch als tektonisches Fenster unter dem Verrucano hervorschaut. Wie im Hausstock- und Sardonagebiet, so liegt auch hier eine meistens kaum 1—2 m dicke, oben oft noch von einer dünnen Rötidomitbank begleitete, intensiv ausgewalzte hellgraue Lochseitenkalkbank zwischen dem Flysch und dem überschobenen Verrucano. Sie liegt am Kalkstöckli in etwa 2450 m Höhe und sinkt von dort aus gleichförmig mit etwa 12° Neigung gegen NW. Sie zeichnet sich daher am Süabhäng des Käpfstocks kilometerweit als schnurgerade Linie ab.

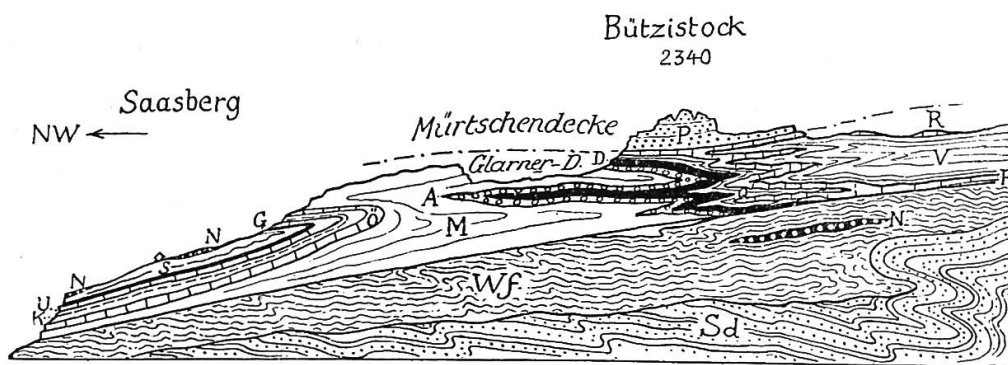


Fig. 5. Querprofil durch Bützistock und Saasberg. 1 : 25 000.

Die Aufschlüsse auf der Westseite der Käpfgruppe, vor allem am Bützistock und Saasberg, beweisen, daß der über dem Flysch liegende Verrucano nicht, wie man auf den ersten Blick vermuten möchte, tektonisch einheitlich ist, sondern zu zwei verschiedenen Decken gehört. Die bis 250 m dicke Gebirgstafel, die am Saasbergscheitel den Flysch überdeckt, umfaßt die ganze Schichtreihe vom eocänen Nummulitenkalk bis zum Verrucano und ist unter dem Bützistock zu drei dünn gequetschten, übereinander liegenden und gegen das Linthtal sinkenden Falten mit spitz ausgezogenen Gewölbe- und Muldenumbiegungen zusammengeschoben (Figur 5). Das Falten-system wird unten durch eine etwa 10° gegen WNW fallende Ueberschiebungsfläche derart schief abgeschnitten, daß es unter dem Bützistock bis in den Verrucano hinunterreicht, unter dem Saasberg aber erst mit dem Malm beginnt. Es wird aber auch oben durch eine Ueberschiebungsfläche begrenzt, über der die Verrucanomassen des Bützistockgipfels und des

Hahnenstocks liegen. Diese können nicht durch lokale Faltung mit dem Verrucano der Saasbergfalten zusammenhängen, da sie eine ganz andere Facies zeigen. Während der in die Saasbergfalten eindringende Verrucano der Kühtalmatt aus roten sandigen Tonschiefern und fein- bis grobkörnigen schiefrigen roten Sandsteinen besteht, ist derjenige des Bützistockgipfels ein grünlichgrauer Quarzporphyr und derjenige des Hahnenstocks eine bunte Wechsellagerung von violettroten, grünen, gelbgrünen oder braunen Serizitschiefern mit eingeschalteten Linsen eines rötidolomitartig anwitternden calcitisierten Gesteins und dünnen Melaphyrbänken. Er stimmt überein mit dem zur Mürtischendecke gehörenden Verrucano des Hausstock- und Sardonagebietes und muß daher auch zur Mürtischendecke gerechnet werden, während der Verrucano der Kühtalmatt und die damit zusammenhängenden Falten des Saasberges ein Stück der nächst tieferen Decke, der Glarnerdecke, darstellen.

Als nördliche Fortsetzung der Kalkkappe des Saasberges und somit ebenfalls als ein Bestandteil der Glarnerdecke ist der Zug mesozoischer Gesteine zu betrachten, der bei Türchlen am Grate zwischen den beiden Diestälern beginnt und am Westabhang der Schönau bis zum Haslerbachtobel sich verfolgen läßt. Am Grat zwischen Bodmen und Altstafel im Diestal bilden Malmkalk, Schiltkalk, Dogger, Rötidolomit und Quartenschiefer eine etwa 60 m mächtige, gegen das Linthtal fallende verkehrte Schichtreihe und darüber sind nördlich von der Hütte Türchlen Verrucano, Rötidolomit und Quartenschiefer miteinander verfaltet ähnlich wie unter dem Bützistock. Am Westabhang der Schönau erscheint dieser mesozoische Gesteinszug im ganzen als eine zwischen den Flysch des Gebirgssockels und den überschobenen Verrucano eingeschaltete, vom Rötidolomit bis zum Quintnerkalk reichende verkehrte Schichtreihe; allein in der Vordern Bodenrunse über Hätzingen sieht man deutlich, daß die Schichtserie gefaltet ist, und daß der rote sandige Verrucano mit Melsersandstein, Rötidolomit und Quartenschiefern ein liegendes Falten-system bildet ähnlich wie unter dem Bützistock. Ursprünglich nahmen gewiß auch Kreide und Eocän an dieser Faltung teil; allein

diese Faltenteile lagen weiter im Westen über dem heutigen Linthtal und sind durch die Erosion zerstört worden. Aus dem gleichen Grunde fehlen nördlich vom Haslerbachtobel nicht bloß Kreide und Eocän, sondern auch die Jura- und Triassschichten der Glarnerdecke. Die Decke wird hier wahrscheinlich bloß noch durch den größtenteils durch Schutt verhüllten untern Teil des Verrucanos des Bühlstocks dargestellt.

Der vorwiegend aus roten Tonschiefern bestehende Verrucano an den Abhängen der Schönaue muß, vielleicht mit Ausnahme der alleruntersten Teile, ganz zur Mürtschendecke gerechnet werden. Ein aus allen Runsenzügen am Westabhang der Schönauekette herausleuchtendes gelbes Band von Rauh- wacke, Rötidolomit und Melsersandstein stellt eine in diesen Verrucano eingefaltete, schmal gequetschte Mulde dar. Sie tritt auch auf der Ostseite der Schönauekette als ein Keil splitterigen Rötidolomits in der »Blabruns« über dem Weier im Niederental und etwas weiter im Süden in Form von Rauh- wackebänken etwa 30 m über dem Lochseitenkalk zutage.

Der zur Glarnerdecke gehörende rote sandige Verrucano- schiefer von Kühtalmatt keilt gegen Osten rasch aus, so daß am Hahnenstock bereits der ganze Verrucano bis hinunter zum Lochseitenkalk zur Mürtschendecke zu rechnen ist. Ebenso gehört in der Kärpfkette vom Hahnenstock bis zum Karren- stock und Hohberg gewiß der ganze über dem Lochseitenkalk liegende Verrucano zur Mürtschendecke, weil er bis in die untersten Teile die für diese Decke charakteristischen Eruptiv- gesteinslager und die sie begleitenden bunten serizitischen Schiefer enthält. Dagegen ist im nordöstlichen Teil der Kärpf- gruppe, am Gandstock, gewiß noch ein großer Teil des Ver- rucanos zur Glarnerdecke zu rechnen; allein eine scharfe Abgrenzung der beiden Decken ist hier schwierig, weil weder ein scharfer Facieswechsel noch eine jüngere Einlagerung dafür sichere Anhaltspunkte bieten. Am Nordabhang des Gandstocks ist der Verrucano bis in etwa 1400 m Höhe grob- klastischer Sernifit wie im südlichen Schiltgebiet und gehört daher sicher zur Glarnerdecke, und die Gipfelregion der Kärpfstockkette mit ihren bis auf etwa 2000 m hinunter- reichenden Eruptivgesteinslagern ist sicher ein Teil der

Mürtschendecke. Unsicher bleibt aber, ob die zwischen diesen beiden Bildungen liegende mächtige Verrucanozone von roten, mehr oder weniger sandigen Schiefern mit einzelnen grobklastischen Zwischenlagen, die das Gebiet von Schwamm, Großloch, Neuenhütten Oberstafel, Lauelialp Oberstafel, die Schwirrenwand und die Steilstufe unter Mettmen aufbaut, noch zur Glarnerdecke gehört oder bereits zur Mürtschendecke gerechnet werden muß. Jedenfalls sinkt die Grenzfläche zwischen den beiden Decken vom Gandstock aus rasch gegen Westen, so daß der westlich von der Sohle des Niederntales und des Tales von Ennetseewen liegende Verrucano bereits zur Mürtschendecke gehört.

Im nordwestlichen Teil der Kärpfgruppe, am Etzelstock und Salengrat, sitzt eine 50—100 m mächtige Masse von Lias, bestehend aus braun anwitternden quarzreichen Sandkalken, rostigen Sandsteinen und schwarzen Mergelschiefern, auf dem Verrucano der Mürtschendecke. Der Lias ist an vielen Stellen, namentlich am Grat zwischen dem Haslerbachtobel und Auern-Ennetseewen, in eine mächtige, an einer Stelle bis auf den Grat reichende Reibungsbreccie umgewandelt, die vorwiegend aus sandfeinen bis faustgroßen, fest verkitteten Trümmern besteht, stellenweise auch eingeknetete Trümmer von rotem Verrucano enthält und oben ohne scharfe Grenze in normal geschichteten Lias übergeht. Man darf aus diesen und anderen Diskordanzerscheinungen schließen, daß der Lias über den Verrucano hinweggeschoben worden ist. Er ist ein von der Erosion verschont gebliebener Rest einer höheren Decke, der *A x e n d e c k e*.

6. Die Schilt-Mürtschengruppe.

Die besten Einblicke in die Tektonik dieser Berggruppe gewinnt man auf ihren Süd- und Westabhängen. Sehr klar läßt sich hier feststellen, daß an ihrem Aufbau drei große Ueberschiebungsdecken, die Glarnerdecke, die Mürtschendecke und die Säntisdecke, beteiligt sind (Profil 2). Die *G l a r n e r d e c k e* beginnt am Südrande der Berggruppe zwischen Schwanden und Engi mit über 1500 m mächtigem rotem grobklastischem Verrucanokonglomerat, das am Ufer

des Sernf mit demjenigen des Gandstocks zusammenhängt. Die dünn ausgewalzte Lochseitenkalkbank, die als verkehrter Mittelschenkel der Decke den Verrucano unten begrenzt, ruht in der Lochseite bei Schwanden auf der autochthonen Sandstein-Dachschiefergruppe, bei Engi und im untern Mühlebachtal aber auf dem Wildflysch. Am Soolerstock und auf Fäßisalp stellt sich über dem Verrucano die Trias mit Melsersandstein, mächtigem Rötidolomit und Quartenschiefer ein. Auf Brand und an der Roterdfurkel folgen darüber Dogger und Schiltkalk, an der Holzfluh und an der Schiltwand mächtiger Malmkalk. Darüber legen sich auf der Nordwestabdachung des Schilt auf Heubodenalp die Kreidestufen vom Oehrlikalk bis zum Seewerkalk. Auf den Ennetbergen bilden Nummulitenkalk und Globigerinenschiefer den Abschluß der Glarnerdecke.

Im südlichen Teil der Schiltgruppe beginnt die Mürtschendecke am Gufelstock, Höchgrat und Schwarzstöckli mit rotem, an der Basis noch konglomeratischem, im übrigen aber schieferigem rotem Verrucano, der unter dem Gufelstock auf dem grobklastischen Verrucano, unter dem Höchgrat und Schwarzstöckli auf Rötidolomit und Quartenschiefer der Glarnerdecke ruht. Auf dem Gipfelplateau des Schilt setzt die Mürtschendecke über dem Malm der Glarnerdecke mit Verrucano, Trias, Dogger und Schiltkalk ein. Ein kleiner Keil von rotem Verrucanosandstein, Melsersandstein, Rauhwanke, Rötidolomit, schwach entwickelter Dogger und ammonitenreicher Schiltkalk bauen den Gipfelgrat der Siwelle auf. Der Schiltgipfel (2302 m) besteht aus stark gequetschten Resten von Rauhwanke, Dogger und Schiltkalk und das kegelförmige Tristli (2286 m) ist aus leuchtend gelber Rauhwanke und Rötidolomit aufgebaut. Am Fähristock setzt sich die Mürtschendecke mit Trias, Dogger und Schiltkalk fort. Am Fronalpstockgipfel folgt darüber mächtiger Quintnerkalk und am Neuenkamm und Kerenzerberg legt sich darüber die gesamte Kreide. Die Mürtschendecke schließt hier mit dem Nummulitenkalkband ab, das von der Furkel zwischen Neuenkamm und Neuenalp einerseits dem Filzbachtobel entlang bis zum Dorf Filzbach, anderseits über Obstock gegen Beglingen

hinuntersteigt und der Kerenzerstraße entlang stellenweise aufgeschlossen ist. Ueber diesem Eocänband liegt als Unterlage der Neuenalp und der Britterberg-Terrasse ein aus Valangienmergel, Valangienkalk und Kieselkalk bestehender Lappen der S ä n t i s d e c k e.

Die U e b e r s c h i e b u n g s f l ä c h e zwischen Glarnerdecke und Mürtschendecke liegt unter der Gufelstockkette annähernd horizontal und sinkt dann unter den Schiltgipfeln noch ziemlich flach, unter Fährstock und Fronalpstock mit $15-20^{\circ}$ Neigung gegen NW und erreicht beim Haltengut zwischen Netstal und Mollis die Sohle des Linthtales. Sie schneidet die Schichtreihe beider Decken schief ab und zwar derart, daß in beiden Decken gegen S hin immer ältere Schichten an die Ueberschiebungsfläche herantreten. So kommt es, daß in der Gipfelregion des Schilt die Glarnerdecke oben schon mit dem Malm aufhört und unter Trias oder oberstem Verrucano der Mürtschendecke liegt, und daß im südlichsten Teil der Schiltgruppe, am Gufelstock, der Verrucano der Mürtschendecke auf dem Verrucano der Glarnerdecke ruht.

Besonders interessant ist, daß die Ueberschiebungsfläche von verkehrt liegenden Schichten begleitet ist, die als Reste eines verkehrten Mittelschenkels zwischen den beiden Decken betrachtet werden dürfen. Von Heuboden Oberstafel bis zum Fronalpbach und zum Nordfuß des Stelli ist eine an den Lochseitenkalk erinnernde, 2—25 m mächtige, teils calcitierte, teils in eine feinsplitterige Dislokationsbreccie umgewandelte Malmbank auf der Grenzfläche der beiden Decken aufgeschlossen. Sie bleibt auf den Ennetbergen unter Moräne verborgen, erscheint aber noch einmal nahe über der Sohle des Linthtales über der Terrasse von Krähberg als etwa 10 m mächtige metamorphe Kalkbank, die stellenweise von einer 3—5 m mächtigen Masse von zerriebenen Resten von Rauhwacke, Quartenschiefern und Doggerschiefern bedeckt ist. Ihrer Basis kleben unter Stelli, Fährstock und Heustöckli stark gequetschte Fetzen von Seewerkalk an. Dazu gehört auch die Seewerkalkplatte, die bei Großberg auf den Ennetbergen und im Bett des Fronalpbaches auf große Ausdehnung die Stadschiefer der Glarnerdecke bedeckt. Eine mächtige

Anschwellung dieses verkehrten Mittelschenkels ist wahrscheinlich die verkehrte Schichtfolge, die unter den Terrassen von Otschlag, Matten, Gruben und Obloch den Fronalpstockfuß zwischen der Bachseliruns und der Terrasse Schlatt-Krähberg aufbaut. Sie beginnt über dieser Terrasse mit 50—100 m mächtigen eocänen Stadschiefern. Darüber folgen gegenüber der Station Netstal etwa 8 m glaukonitreicher Nummulitenkalk, dann am Bergfuß östlich von Langgütli die ganze Kreideserie, dann der im Steinbruch am Elggis ausgebeutete mächtige Troskalk und darüber bis zur Terrasse von Otschlag hinauf der Quintnerkalk. Zwischen diesen Malm und das Eocän der Glarnerdecke schiebt sich zwischen Otschlag und Alpenbrückli eine dünn gequetschte Lage von Seewerkalk, offenbar als Fortsetzung des verkehrten Seewerkalks von Großberg und Heubodenalp. Die über dieser verkehrten Schichtfolge liegende Malmbreccie, die den Abhang zwischen den Terrassen von Obloch und Egg aufbaut und am Schlattbach nördlich von Gruben besonders schön aufgeschlossen ist, macht stellenweise den Eindruck einer alten Bergsturzbreccie, ist aber wahrscheinlich eine zur Basis der Mürtschendecke gehörende anstehende Dislokationsbreccie.

Oestlich von der Linie Widersteinerfurkel-Murgseefurkel-Spannegg gehören zur Glarnerdecke das mächtige Verrucano-konglomerat der Bergkette zwischen dem oberen Murgtal und der Mürtschenalp und das daraufliegende Rötidolomitband, das sich aus der Sohle des Mürtschenalptales über Steinalp in der Westwand des unteren Murgtales fortsetzt. Darüber stellen sich in der Sohle und auf der Westseite des Rötibachtobels noch Quartenschiefer, Dogger und Malm ein. Die Decke sinkt hier rasch gegen NW und taucht zwischen Tiefenwinkel und Mühlehorn unter den Walensee. Die Mürtschendecke beginnt auf der Westseite des Murgtales mit rotem schiefrigem Verrucano, der an den Gipfeln der Silberspitzkette mit scharfer Grenze diskordant auf dem Sernifitkonglomerat der Glarnerdecke ruht, am Ostfuß des Mürtschenstocks und in der Westwand des untern Murgtales aber auf dem Rötidolomit dieser Decke sitzt. Er ist bei Mürtschenalp Oberstafel bloß etwa 50 m mächtig, schwillt aber unter den Drei Hörnern und am

Kühmettler über dem untern Murgtal zu 600 m an und keilt nördlich davon rasch aus. Darüber folgen am Mürtschenstock und Alpfirzstock mächtige Rauhwacke und Rötidolomit, Quartenschiefer, Dogger, Schiltkalk und Malmkalk, der die Wände des Mürtschenstocks und den Alpfirzstock aufbaut und im Querriegel von Spannegg mit dem Malm des Fronalpsstocks und Scheienstocks zusammenhängt. Die untere Kreide bildet die Gipfelpartien des Faulen Mürtschen und des Mürtschenstocks, ferner den Grat nördlich von Hochmatt und setzt sich durch den Riegel nördlich vom Talalpsee in der Kreide des Neuenkamms und Kerenzerberges fort.

Als besonderes tektonisches Glied der Schiltgruppe ist noch das merkwürdige **Malmfenster von Netstal** zu erwähnen. Tektonisch stark gestörter Malmkalk steigt nördlich von der Station Netstal unter dem Eocän der oben besprochenen verkehrten Schichtfolge über die Talsohle auf die Terrassen von Schlatt und Krähberg empor und verschwindet nördlich von Krähberg wieder unter dem Talboden. Vielleicht taucht in diesem Malmfenster die Glarnerdecke noch einmal auf; allein schwer verständlich ist, daß der Malm nicht von Kreide, sondern direkt von dem verkehrt liegenden Eocän der Schlatt-Terrasse bedeckt wird.

Nach diesem Ueberblick über die tektonischen Elemente der Schiltgruppe werfen wir noch einen Blick auf ihre **Falten und Brüche**. Im südlichen Teil der Berggruppe, im Gebiet von Gufelstock und Fäßisalp, sinkt die gewaltige Verrucanomasse der Glarnerdecke samt der Trias mit schwachem Gefälle und kleinen wellenförmigen Biegungen gegen WNW. Vom Schafläger, Hechlenstock und Weißkamm an dagegen fällt die ganze Sedimentmasse im allgemeinen steil gegen das Linthtal. Die Glarnerdecke stellt also hier als Ganzes genommen ein breites Gewölbe mit flachliegendem Südostschenkel und steil gestelltem Nordwestschenkel dar. Sehr auffallend ist, daß die Grenzlinie von flacher und steiler Schichtlage, also gleichsam die Axe dieses Gewölbes, nicht normal von SW nach NE, sondern steil gegen N (etwa N 20° E) streicht und gleichzeitig etwa 12° gegen S sinkt.

Im flachen Scheitel des großen Schiltgewölbes beobachtet man auf Fäßisalp drei kleine zum Teil gegen NW geneigte Falten, deren Muldenkerne aus Quartenschiefern bestehen, in welche die kleinen Seen im obern Teil von Fäßisalp eingebettet sind. Der überkippte Schenkel der südlichsten Mulde wird unter dem Westfuße des Gufelstocks durch die Ueberschiebungsfläche der Mürtschendecke abgeschnitten.

Weit stärkere Störungen zeigt der gegen das Linthtal fallende Nordwestschenkel des Schiltgewölbes. An dem über 1000 m hohen Steilhang zwischen dem Schaflägergrat und dem untern Rand der Terrasse von Holzbort beobachtet man einen viermaligen Wechsel von Rötidolomit und Quartenschiefer, was darauf schließen läßt, daß hier die Trias zu schuppenartig übereinanderliegenden Falten zusammengeschoben ist. Die nördliche Fortsetzung dieser Zone am Hechlenstock und Weißkamm scheint einfacher gebaut zu sein. Der Rötidolomit bildet westlich vom Scheitel des Schiltgewölbes am Hechlenstock ein kleines Gewölbe, dann am Grat eine kleine Mulde und fällt dann auf der ganzen Linie zwischen Aeugsten und Roterdfurkel und im »Kühtäli«, das gegen Mürtschenalp Oberstafel verläuft, steil und tief gegen WNW unter den Schilt ein. Die Triasschichten stehen im oberen Teil des Kühtäli annähernd senkrecht und fallen am Weißkamm und Hechlenstock 50—60° steil gegen WNW, biegen aber dann, wie die Aufschlüsse bei Aeugsten zeigen, unter dem Trümmerfeld des großen alten Bergsturzes von Alp Beglingen muldenförmig zu 20—30° Westfallen um. Zu diesem flacheren Westschenkel der Aeugsten-Roterdmulde gehört nun der mächtige Malm der Schiltwand, auf den die drei Schiltgipfel aufgesetzt sind.

Dieser Malm wird am Westende der Schiltwand plötzlich von einer Bruchfläche abgeschnitten, die etwa 30° steil gegen SE ins Gebirge hineinsinkt. Sie zeigt sich als schon aus der Ferne auffällige Linie, die vom obern Rand der Stockblanken über das obere Ende der Räßegg hinweg in die Lücke zwischen dem Großen Schlafstein und dem Schiltgipfelplateau verläuft und dann noch dem obern Rand von Heubodenalp entlang nach NE streicht. Die Bruchfläche setzt sich südwärts in dem etwa 40 m hohen Ostabhang der »Holzfluh« fort, deren

Malmschichtenköpfe auf der ganzen Länge des Abhanges in eine feinsplitterige Reibungsbreccie verwandelt sind, und verschwindet dann unter dem Bergsturzschnitt. Dafür treten nun vom Süden der Holzfluh an Schiltkalk und Dogger, bei Aeugsten auch noch Quartenschiefer als verkehrter Schenkel einer tief ins Gebirge eingreifenden, gegen WNW geöffneten Mulde auf, deren Kern durch den weit nach S reichenden Malmkeil von Schwamm gebildet wird. Die scharfe Muldenumbiegung im Malm ist deutlich an der Bergkante nördlich von der Hütte Brand (1247 m) sichtbar. Der oben geschilderte obere Räßeggbruch ist also keine gewöhnliche Bruchfläche, sondern eine infolge völliger Zerreißung eines Faltenmittelschenkels entstandene Ueberschiebungsfläche, ähnlich den Ueberschiebungsflächen, welche die größeren autochthonen Falten der südlichen Glarneralpen voneinander trennen. Oberhalb der Räßegg ist der Malm des Schiltgipfelplateaus längs dieser Ueberschiebungsfläche um etwa 500 m über Kreide und Eocän hinweg nach NW vorgeschoben, so daß z. B. der Schiltkalk am Fuße der Schiltwand in gleicher Höhe liegt mit dem obersten Malm des unter der Ueberschiebungsfläche liegenden Gebirges.

Etwa 250 m unter dem oberen Räßeggbruch und annähernd parallel zu ihm werden Malm und Kreide der Glarnerdecke noch von einem zweiten großen Bruche durchschnitten. Er verläuft vom Scheitel des »Kleinen Schlafsteins« unter dem Fuße der aus dem Abhang herausragenden steil gestellten Schrattenkalkplatte der Räßegg durch gegen die über der »Stöckliwand« liegende Terrasse hinunter und läßt sich am Westabhang des Schilt noch bis in den Verrucano am Milchbach verfolgen. Das unter diesem unteren Räßeggbruch liegende Gebirge ist gegenüber dem hangenden Gebirgsteil um etwa 200 m nach N vorgeschoben, so daß z. B. der Schrattenkalk der Räßegg auf den Zementsteinschichten ruht, die über dem mächtigen Korallenkalk der »Laubenwand« durchstreichen. Vom Kleinen Schlafstein weg reicht der Bruch nordostwärts in die obere Heubodenalp hinein und schneidet dort in auffälliger Weise die gegen NW sinkenden Kreideschichten des liegenden Gebirgsteiles ab und bringt sie mit

den eocänen Globigerinenmergeln in Berührung, die über dem Bruch den Großen Schlafstein tragen. Oberhalb des gegen die Hütte Wildmad führenden Weges sieht man die Bruchfläche als tischebene, etwa 10° bergewärts fallende Rutschfläche unter dem dachartig vorspringenden Schrattenkalk. Gegen Wildmad hin scheint der Bruch allmählich auszulöschen. Mehrere andere kleine Brüche bewirken in dieser Gegend eine komplizierte Zerstückelung der Kreideschichten. Tektonisch schwer verständlich sind auch der unter dem oberen Räzeggbruch liegende, aus verschiedenen Kreideschichten, Nummulitenkalk und einer Kappe von Quintnerkalk bestehende Große Schlafstein und einige in den darunterliegenden Flyschmergeln schwimmende kleine Kreideschollen. Sie müssen irgendwo von der Glarnerdecke abgerissen und in ihre gegenwärtige Lage verschleppt worden sein.

Wie man an der Westwand des Schilt sehen kann, fallen Malm und Kreide unter dem untern Räzeggbruch zunächst mit etwa 20° Neigung gegen NW und bilden dann eine etwa 100 m hohe, gegen NW geneigte Falte, deren steil gestellter Nordschenkel durch die Heubodenalp bis unter den Fährstock sich verfolgen läßt. Dann sinkt die Kreide wieder gleichförmig 30° steil gegen NW, biegt in den »Sööliköpfen« zum Gewölbe um und sinkt nun mit Nummulitenkalk und Stadschiefern in senkrechter bis leicht überkippter Stellung fast 600 m tief auf die Sohle des Linthtales hinunter. In dieser Stellung sind Kreide und Eocän gegenüber der Gasfabrik Glarus in einem Wäldchen etwa 50 m über der Talsohle noch einmal zusammenhängend aufgeschlossen. Aus den Aufschlüssen am rechten Linthufer oberhalb der Mühle Alpenbrückli, am Abhang hinter der Mühle und im Walde südlich von der Bachselirunse muß man schließen, daß die Schichten im Niveau der Talsohle aus der senkrechten Stellung zu flacher Lage umbiegen und dann wieder nordwärts emporsteigen. Auf das Sööligewölbe folgt also eine breite und tiefe Mulde. Ihr Kern wird von den mächtigen eocänen Globigerinenmergeln gebildet, auf denen die Wiesen der Ennetberge liegen. Kreide und Nummulitenkalk dieser Ennetbergmulde brechen in der Bachselirunse vor dem verkehrt

liegenden Malm der Elggis-Otschlagscholle plötzlich ab.

Die Schichtbiegungen in den Malmwänden über Ennenda verlaufen nicht völlig konkordant mit der Faltung der Kreide am Nordwestabhang des Schilt und sind weniger scharf ausgeprägt. Ein in der Sturmingerruns am Fuße der Malmwand aufgeschlossenes Dogger-Schiltkalkgewölbe kann wahrscheinlich als Kern des Sööligewölbes betrachtet werden. Die Tektonik dieses Gebietes wird noch gestört durch einen unter dem Hüttenkopf annähernd parallel zum untern Räßeggbruch durchstreichenden, 20—30° bergewärts fallenden Bruch. Merkwürdig ist ferner, daß am Abhang über Ennenda, südlich von der »Aetzgenruns« Verrucano, Rötidolomit und Quartenschiefer eine steil gegen SE ins Gebirge einsinkende Mulde bilden, die sich in den darüber liegenden Jura- und Kreideschichten nicht mehr bemerkbar macht.

Kreide und Eocän von Heubodenalp verschwinden im Osten unter dem zur Mürtschendecke gehörenden Fährstock und erscheinen dann wieder in dem merkwürdigen *Kreidefenster von Plattenalp-Spannegg*. Die steil gestellte Kreideserie im östlichen Teil von Plattenalp ist die Fortsetzung der Kreideschichten, die oberhalb Wildmad unter dem infolge des obern Räßeggbruchs überschobenen Malm des Schiltgipfelplateaus hervortreten und steil nordwärts fallen, und in den flachliegenden Malm-, Kreide- und Eocän-schichten in der Sohle des Beckens von Plattenalp-Spannegg tritt das Heubodengewölbe noch einmal zutage.

Die auffälligsten tektonischen Formen der Mürtschendecke sind die beiden großen, etwas nach N geneigten, größtenteils aus Malm bestehenden, prachtvoll geschwungenen Falten, die den *Mürtschenstock* aufbauen (Figur 6). Von der südlichen Falte ist nur noch der Mittelschenkel erhalten geblieben. Der Gipfel des Ruchen Mürtschen besteht aus den senkrecht aufgerichteten, bereits den Beginn der Gewölbeumbiegung andeutenden Malmbänken. Sein Südabhang ist aus den überkippten und am Bergfuß scharf muldenförmig umbiegenden Malm-, Schiltkalk-, Dogger- und Rötidolomitschichten aufgebaut. Der Faule Mürtschen und der Stock sind aus dem Gewölbeschenkel und der prachtvoll gerundeten Gewölbe-

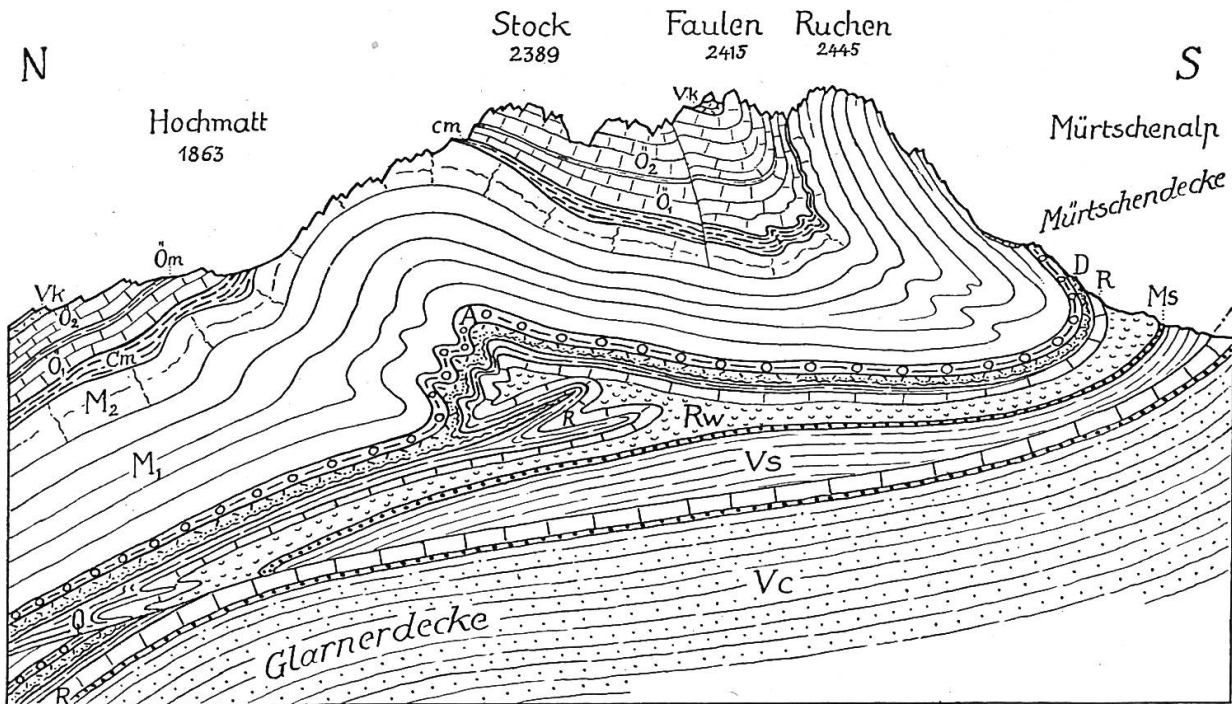


Fig. 6. Querprofil durch den Mürtschenstock. 1 : 33 000.

M₁ = Quintnerkalk; M₂ = Korallenkalk; Ö₁ = Unterer Ohrlikalk;
 Ö_m = Oehrlimergel; Ö₂ = Oberer Ohrlikalk.

umbiegung der nördlichen Falte modelliert. Von der Hochmatt an sinkt der Muldenschenkel dieser Falte ohne stärkere Faltung, aber am Weißberg von vielen kleineren Brüchen durchschnitten, unter den Kerenzerberg und gegen den Walensee. Die nördliche Mürtschenfalte setzt sich westwärts in der prachtvoll S-förmig gebogenen Falte fort, die den Gipfel des Fronalpstocks aufbaut (Profil 2). Ihre Muldenumbiegung ist im Malm oberhalb der Hütten von Fronalp Mittelstafel sehr schön zu sehen, und ihrer Gewölbeumbiegung gehören die steil nordwärts herunterbiegenden Quintnerkalkplatten der Nordwand an. In dem auf Fronalp Oberstafel aufgeschlossenen Gewölbekern sind Rauhwacke, Rötidolomit und Quarten-schiefer zu komplizierten sekundären Falten verbogen. Dem Mittelschenkel der Falte gehören die senkrecht aufragenden Malmzacken des Scheienstocks an und aus dem ohne stärkere Faltung nordwestwärts absteigenden Muldenschenkel ist der Neuenkamm und der Kerenzerberg (mit Ausnahme des zur

Säntisdecke gehörenden Neuenalpgebietes) aufgebaut. Diesem Muldenschenkel gehört östlich vom Mürtschenstock auch der Alpfirzstock und seine Abdachung gegen Mühlehorn an. Die äußerst komplizierten sekundären Falten von Rötidolomit, Quartenschiefer und Dogger, die man südlich vom Alpfirzstock am Grat zwischen Bärenboden und Alp Biglingen beobachtet, liegen im Gewölbekern der nördlichen Mürtschenfalte, ähnlich wie die sekundären Triasfalten von Fronalp Oberstafel.

Ein *Q u e r b r u c h*, der sich von Ueblital im Mühlebachtal über die Widersteinerfurkel, die Murgseefurkel und die Mürtschenfurkel bis in die Gegend von Spannegg auf eine Länge von fast 8 km verfolgen läßt, ist der wichtigste Bruch der Mürtschengruppe und der gesamten Glarneralpen. Wenn auch die Bruchspalte wegen Bedeckung mit Schutt und Vegetation fast nirgends sichtbar ist, so geht ihre Existenz doch mit Sicherheit aus der Tatsache hervor, daß westlich von jenen Furkeln überall Gesteine der Glarnerdecke, östlich davon aber meistens Gesteine der Mürtschendecke anstehen. So liegt auf der Höhe der Mürtschenfurkel der Verrucano der Glarnerdecke fast unmittelbar neben dem Malm des Mürtschenstocks. Der Abhang auf der Westseite der Murgseefurkel besteht bis hoch hinauf aus dem groben Verrucanokonglomerat und aus Rötidolomit der Glarnerdecke, während auf der Ostseite der Furkel mächtige Verrucanoschiefer der Mürtschendecke anstehend sind. Längs dieser Bruchspalte, einer echten Verwerfung, sind der Mürtschenstock und die Silberspitzkette um 200—400 m gegenüber der Gufelstockkette und der Plattenalp in die Tiefe gesunken. Südlich von Ueblital ist der Bruch nicht mehr bemerkbar und ebenso scheint er nördlich von Spannegg auszulöschen.

Viele kleinere Brüche durchschneiden den Steilrand, mit dem die Mürtschendecke gegen den Walensee und die Linthebene abfällt. Rutschstreifen auf den Bruchflächen beweisen, daß längs derselben die Gebirgsmassen sich vorwiegend in horizontaler Richtung gegeneinander verschoben haben. Besonders schön läßt sich diese Erscheinung im untersten Teil der Filzbachschlucht beobachten.

7. Die Magerrain-Guschagruppe.

Diese im Westen vom Murgtal, Widersteinerloch und Sernftal, im Süden von Ramintal und Weißtannental, im Norden und Nordosten vom Walensee-Seeztal begrenzte Berggruppe wird zum größten Teil von der Glarnerdecke und der Mürtischendecke aufgebaut. An ihrem Südrande, im Sernftalgebiet und Weißtannental, sieht man das helvetische Deckengebirge wie in der angrenzenden Kärpfgruppe auf mächtigem Flysch aufruhend, der auch hier an der Basis noch aus den autochthonen Altdorfersandsteinen und Dachschiefen besteht, im oberen Teil aber sich aus mächtigen Blattengratschiefern mit vielen Nummulitenbänken und aus Wildflysch zusammensetzt, also zu den eingewickelten ultrahelvetischen Decken gehört. Auch hier erscheint an der Basis des überschobenen Verrucanos fast überall wieder als verkehrter Mittelschenkelrest die metamorphe Lochseitenkalkbank, die meistens sehr dünn ist, am Foostock aber auf 70 m anschwillt. Die Ueberschiebungsfläche fällt am Westabhang des Gulderstocks bis 20° steil gegen NW, unter dem Gipfel des Gulderstocks und im Krauchental etwa 16° nach N und östlich davon etwa 10° gegen NE. Infolgedessen verschwindet der Flysch schon im südlichen Teil des Mühlebachtales und im hintern Teil des Krauchtales gegen N, im östlichen Teil des Weißtannentales gegen NE endgültig unter den Talsohlen. Wir müssen uns aber vorstellen, daß er in der Tiefe unter der ganzen Berggruppe und unter dem Walensee durchgreift und dann am Nordrand der Churfürstentumskette wieder zum Vorschein kommt.

Die Glarnerdecke ist bloß am Westrand unserer Berggruppe sichtbar und umfaßt wie am Ostrand der Schiltgruppe bloß Verrucano und Trias. Im untern Murgtal endigt sie oben mit dem Rötidolomitband, das sich von Tobelwald nordwärts gegen den Walensee senkt und in der Umgebung von Quarten noch von Quartenschiefern bedeckt ist. Der darüber hinweggeschobene mächtige Verrucano des Güslen, die daraufliegende Trias und der Lias der Magerrain-Sexmoorkette gehören zur Mürtischendecke. Da auf der Terrasse von Tobelwald die Trias der Glarnerdecke auskeilt, so kommt südlich davon der Verrucano der Mürtischendecke

direkt auf denjenigen der Glarnerdecke zu liegen. Deshalb ist es schwierig, den Verlauf der Grenzlinie der beiden Decken auf der Ostseite des mittleren und südlichen Murgtales genau festzustellen. Sicher ist, daß die grobklastische Verrucano-breccie im untern Teil der Ostwand des Murgtales bis zum oberen Murgsee hinauf zur Glarnerdecke, der rote Verrucano-schiefer im oberen Teil dieses Abhangs aber zur Mürtschendecke gehört. Ueber den Murgseen ist die Grenze der beiden Facies und damit auch der beiden Decken scharf ausgeprägt; allein weiter im Norden, im Gebiet von Kammalp, Seeweli, Kartalp, schiebt sich wie im Kärpfgebiet zwischen die beiden Facies eine aus Breccienbänken und Schiefeln gemischte Uebergangszone ein, deren Deckenzugehörigkeit unsicher ist. Aus dem gleichen Grund bleibt auch im Gebiet des Mühlebachtales die Deckenabgrenzung unsicher. Da am Südabhang des Gulderstocks ein mächtiges Melaphyrlager bis fast auf den Lochseitenkalk hinunterreicht, die Eruptivgesteinslager des Verrucanos aber charakteristisch für die Mürtschendecke sind, so gehört offenbar schon am Süd- und Ostabhang des Gulderstocks der gesamte Verrucano zur Mürtschendecke (Profil 2). Dasselbe darf nun auch für die ganze Verrucano-, Trias- und Liasserie des mittleren und östlichen Teils unserer Berggruppe angenommen werden. Man beobachtet zwar zwischen der Verrucano-Triasserie und dem Lias der Magerrain-Guscha-gruppe zahlreiche Diskordanzen, aus denen man schließen möchte, der Lias gehöre einer höhern Decke, der Axendecke, an. Zu diesen Erscheinungen gehören das Auskeilen der Trias unter dem Gipfel des Gulderstocks und unter dem Mager-rain (Figur 7), das Auskeilen der Quartenschiefer unter dem Spitzmeilen, ferner die merkwürdige Tatsache, daß am Rottor und Heustock nördlich vom Mühlebachtal Trias und Lias fehlen, so daß der Dogger dieser Gipfel direkt auf dem Verrucano ruht (Profil 2). Allein diese Erscheinungen lassen sich aus der Tatsache erklären, daß der Lias, der in der Mürtschendecke westlich vom Murgtal noch völlig fehlt, in der Mager-rainkette rasch transgressiv einsetzt und daß während der Festlandsperiode, die dieser Transgression voranging, die Trias an manchen Stellen ganz oder teilweise wieder abgetragen wurde.

Im ganzen südlichen Teil der Magerrain-Guschagruppe, vom Foostock bis zum Spitzmeilen, an den Nordabhängen des Weißtannentales und zu beiden Seiten des Schilsbachtals zeichnet sich die Verrucano-Triasserie der Mürtschendecke durch auffallend ruhige Lagerung aus (Profil 1). Viele Kilometer weit sinkt sie ohne auffallende Faltung langsam gegen Norden und Nordosten. In auffallendem Gegensatz dazu steht die Tatsache, daß am Nordrand des Weißtannentales zwischen dem Walenkamm und der Roten Wand von dieser ruhig gelagerten Schichtfolge eine aus 10—50 m roten Verrucano-schiefern, mächtiger Trias und Lias bestehende deckfaltenartige Schuppe abzweigt und im Gebiet der Tamonseralp und des Kohlschlagertales sich breit über die tiefere Verrucano-Triasserie hinüberlegt (Profil 1). Sie greift noch über das Kohlschlagertal nach N hinüber, so daß in der Gipfelregion des südlichen Teiles der Guschakette ihr unterer und mittlerer Lias auf Dogger oder oberem Lias der tieferen Serie liegt. Diese überschobene Liasscholle zeigt mehrere kleine, gegen WNW geneigte knieförmige Falten. Die weitere Fortsetzung dieser T a m o n s e r s c h u p p e gegen Norden ist vollständig abgetragen.

Nordwestlich von der Guschagruppe zeigt die Mürtschendecke erst im Spitzmeilengebiet wieder kräftigere Faltung. Verrucano, Trias und Lias bilden unter Spitzmeilen und Weißmeilen eine ziemlich hohe, gegen NW geneigte Falte (Figur 7). Zu ihrem Gewölbeschenkel gehört der Gipfel des Spitzmeilen, zu ihrem überkippten Mittelschenkel der Gipfel des Weißmeilen und der Gipsgrat und zu ihrem Muldenschenkel der geradlinig nach NE streichende Triasgrat zwischen dem Madplateau und dem Tälchen von Fursch, ebenso der Triaskamm zwischen dem Bützi und dem Gulderstockgipfel. Sehr schön ist die Muldenumbiegung in der Furkel des Bützi am Westende des Gipsgrates zu sehen. Im Anschluß an diese W e i ß m e i l e n f a l t e bildet der Lias des Magerraingipfels ein flaches Gewölbe, in dessen Kern die untern Liasschichten zu einer Schar nordwärts geneigter kleiner sekundärer Falten zusammengeschoben sind. Der Nordschenkel des Gewölbes fällt vom Magerraingipfel ziemlich steil gegen NW und verbiegt

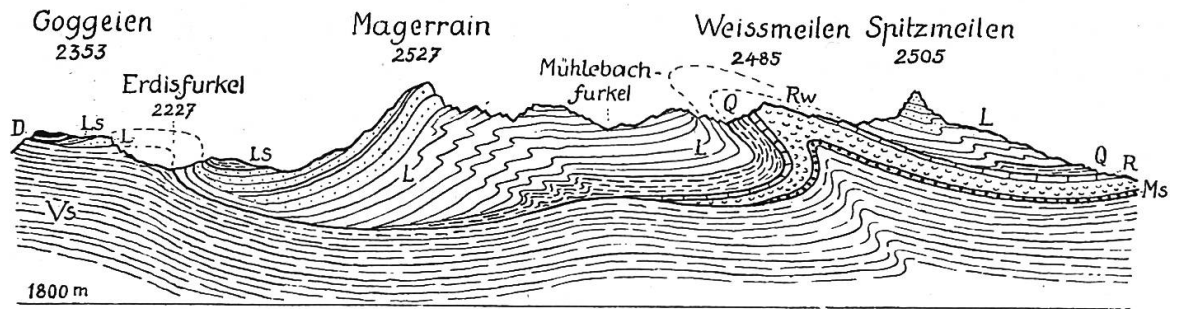


Fig. 7. Querprofil durch die Spitzmeilen—Magerrainkette, ca. 1 : 33 000.

sich gegen den Erdissattel zu einer flachen Mulde. Dann richten sich bei diesem Sattel die Liasbänke plötzlich zu senkrechter Stellung auf und setzen sich westlich davon am Gipfel des Goggeien wieder in wagrechter Lagerung fort. Diese Störung ist wahrscheinlich durch eine lokale N-S streichende Querfalte bedingt.

Nördlich vom Magerrain bilden Verrucano, Trias und Lias eine breite und sehr flache Mulde, deren nördlicher Schenkel im Gebiet der Alpen Fursch und Leist und besonders deutlich auf der Nordseite des Schilsbachtals nordwärts ansteigt. Daran schließt sich ein System von mehreren nordwärts übergelegten Falten, das den ganzen Abhang zwischen dem Schilsbachtal und dem Walensee-Seeztal aufbaut (Profil 1). Die Faltung macht sich zwar im Landschaftsbilde wegen der starken Bedeckung mit Moräne und Vegetation nur wenig bemerkbar. Da aber die Aufschlüsse von Verrucano, Trias und Lias sich zu langgestreckten, der Streichrichtung folgenden, vorwiegend gegen S fallenden Gesteinszonen zusammenordnen, die deutlich einen mehrfachen Wechsel von normaler und verkehrter Schichtlage erkennen lassen, da ferner auch einzelne Gewölbe- und Muldenumbiegungen sichtbar sind, so ist nicht zu zweifeln, daß die Schichten hier zu vier bis fünf übereinanderliegenden Falten zusammengeschoben sind, deren Muldenkerne jedoch nicht sehr tief ins Innere des Gebirges eindringen. In den aus roten Verrucanoschiefern bestehenden Gewölbekern der obersten und südlichsten dieser Falten sind das Längstälchen von Ober-Molseralp und die von Torfmooren erfüllte breite Mulde von Tannenboden eingeschnitten. Ein schmaler Zug von Verrucanoschiefern, der bei

den Hütten von U n t e r - M o l s e r a l p beginnt und ostwärts unter dem Kurhaus Gamperdon durch bis zum Tobelbach verfolgt werden kann, stellt den Gewölbekern einer zweiten Falte dar. Der Verrucano-Gewölbekern der dritten Falte ist am Steilhang von T s c h i n g e l unterhalb Alp Seewen etwa 500 m mächtig, setzt sich westwärts in dem mächtigen Verrucano des Güslen fort und spitzt sich ostwärts an der Ostwand des Zirkus von Oberterzen aus. Merkwürdig ist, daß die Trias-schichten des Gewölbeschenkels dieser Falte westlich von Recket mehr und mehr verquetscht werden, so daß am Westrande des Beckens von Seewen davon nur noch einige schwache Reste von Rötidolomit vorhanden sind. Zwischen Oberterzen und Gafadura tritt der aus Verrucano, Melersandstein und Rötidolomit bestehende Gewölbekern einer vierten Falte zutage. Sie setzt sich ostwärts in dem mächtigen Lias fort, der an der Ostwand des Zirkus von Oberterzen unter dem Verrucano und der verkehrten Trias der Tschingelfalte auftaucht und ostwärts an der Nordabdachung der Flumserberge bis an den Rand des Seeztales hinausstreicht. Der unter der Terrasse von Fäsch liegende 300 m hohe Liassteilhang des Molserbergwaldes ist aus dem Gewölbe dieser Falte modelliert, während die über jener Terrasse sich erhebende, bis zur Ruine Gräplang sich erstreckende Steilstufe dem verkehrten Schenkel der über der Falte folgenden Liasmulde angehört. Auf das M o l s e r b e r g w a l d g e w ö l b e folgt gegen N eine nordwärts überkippte Mulde, in deren aus Mergelschiefern des obern Lias bestehenden Kern das Tälchen zwischen dem Molserbergwald und dem Hügel von Reischibe eingeschnitten ist. Daran schließt sich nordwärts noch ein sanft gerundetes Liasgewölbe, zu dessen Nordschenkel der unter das Seeztal und den Walensee sinkende mächtige Dogger von R e i s c h i b e gehört.

In der Bergkette am Ostrande des Murgtales bemerkt man unter dem Breitmantel und dem Munzkopf mehrere von Verrucano und Trias gebildete Gewölbe- und Muldenkerne, die wahrscheinlich zu den vorhin besprochenen Falten gehören. Eine genaue Parallelisierung mit jenen Falten ist aber der starken Abtragung wegen kaum möglich. Die auffälligste

tektonische Form dieses Gebietes, die prachtvolle Liasfalte des *S e x m o r*, gehört wahrscheinlich der Falte von Obermolseralp an.

Zwischen dem Sihltal im Westen und dem Rheintal im Osten bildet das Deckensystem in den nördlichen Glarneralpen ein weitgespanntes flaches Gewölbe, dessen N-S verlaufende Scheitellinie ungefähr über dem Murgtal liegt. Die Falten und Decken der Magerrain-Guschagruppe gehören dem östlichen Flügel dieses Gewölbes an und sinken daher mit ostwärts allmählich sich steigerndem Axialgefälle gegen E. Die Falten tauchen daher zwischen Walenstadt und Mels unter die Sohle des Seeztales und kommen weiter im Osten nicht mehr zum Vorschein.

Verrucano und Trias der Mürtschendecke keilen südlich von Murg und Unterterzen über der Glarnerdecke gegen Norden aus. Die jüngern Schichten der Decke, Malm und Kreide, erscheinen dagegen auf dem Nordufer des Walensees als Sockel der Churfirstenkette. Oberhalb Quinten reicht die Schichtreihe der Mürtschendecke bis zu 1550 m hinauf und sinkt dann, entsprechend dem auf der Südseite des Sees herrschenden Axialgefälle, westwärts gegen Betlis, ostwärts gegen Walenstadt. Außerhalb dieser beiden Punkte bleibt sie unter der Säntisdecke verborgen.

8. Die Grauen Hörner.

Da die Ueberschiebungsfläche der *M ü r t s c h e n d e c k e* von der Guschagruppe her südwärts in die Höhe steigt, liegt sie in den zwischen dem Weißtannental und dem Taminatal liegenden Grauen Hörnern bereits so hoch, daß die jüngern Schichten der Decke, Lias und Dogger, vollständig der Abtragung anheim gefallen sind und auch die Trias stark reduziert ist. Dagegen ist der Verrucano noch in einem vom Seeztobel bis zum Piz Sol ansteigenden, 10 km langen und 2—3 km breiten Lappen erhalten geblieben (Profil 1). Er hängt im Seeztobel bei Mels mit dem Verrucano der Guschagruppe zusammen und besteht wie dieser, wenigstens im nördlichen und mittleren Teil der Berggruppe, seiner Hauptmasse nach aus roten Tonschiefern, zwischen welche gegen die Basis

hin schiefrige Sandsteine und grobklastische Breccienbänke eingelagert sind. Im Süden, zwischen dem Schottensee und dem Piz Sol, wird die Basis des Verrucanos von einem 10—50 m mächtigen Lager von grünlichgrauem Quarzporphyr gebildet. Die Trias, von der bei den Drei Kreuzen, am Gamidauerspitz und nördlich von Vermialp Reste erhalten sind, zeigt die gleiche Facies wie in der Mürtschendecke der Schiltgruppe und des Spitzmeilengebietes; namentlich gliedert sich die Rötstufe auch hier in mächtige Rauhwacke und eine weniger mächtige Folge von Rötidolomitbänken.

Die Ueberschiebungsfläche an der Basis des Verrucanos scheint eine fast vollkommene Ebene zu sein, die mit 15° Neigung gegen N sinkt. Die auch hier unter der Ueberschiebungsfläche vorhandene Lochseitenkalkbank ist meistens kaum 1—2 m mächtig, stellenweise auch völlig verquetscht. In den isolierten Resten dieses Kalkes dagegen, die östlich vom Erosionsrande des Verrucanos auf Gaffia und Muggalp auf dem Wildflysch sitzen, erreicht er 10—15 m Mächtigkeit. Unter der Basis des Verrucanos sind noch andere Reste des verkehrten Mittelschenkels erhalten; besonders auffallend ist die aus Quartenschiefer, Rötidolomit, Rauhwacke und Melersandstein bestehende, 15—20 m mächtige verkehrte Schichtreihe, die zwischen Maienberg und Stein westlich von Wangs auf einer fast 2 km langen Strecke unter dem Verrucano zutage tritt.

Als Ganzes genommen sinkt die Mürtschendecke auffallend gleichförmig nach Norden; allein in ihren oberen Schichten zeigen sich doch einige kleinere und größere tektonische Störungen. So ist am Abhang des Gamidauerspitzes gegen Ober-Vermi infolge kleiner Falten und Faltenverwerfungen der Verrucano an einigen Stellen eine kleine Strecke weit über den Melersandstein hinweggeschoben. Am Gipfel des Gamidauerspitzes und an seinem Ostgrat bilden Rauhwacke und Rötidolomit eine nach Osten geneigte, anormal N-S streichende Querfalte mit fast senkrecht stehendem Mittelschenkel. Die stärkste Störung zeigt sich an den Gratrücken, welche das Becken von Ober-Vermi im Osten und Westen begrenzen. Es zweigt in dieser Gegend eine aus Verrucano bestehende,

nordwärts tauchende, schuppenförmige Falte vom Rücken der Mürtschendecke ab und legt sich über einer scharf umgebogenen Mulde über die Trias der Mürtschendecke.

Der Verrucano der Grauen Hörner, der unter der Alp Ochsen säß noch 500 m mächtig ist, keilte wahrscheinlich primär schon in geringer Entfernung von seinem heutigen östlichen Erosionsrande völlig aus. Dafür spricht die Tatsache, daß der am Rande des Seeztales liegende Hügel, auf dem die Kirche von Wangs steht, nicht aus Verrucano, sondern aus Liassandkalk der Mürtschendecke (oder der Säntisdecke?) besteht, und daß bloß 400 m östlich vom Erosionsrande des Verrucanos ein anderer Fetzen von unterem Lias dicht über dem Wildflysch liegt.

Eine andere merkwürdige tektonische Erscheinung der Grauen Hörner zeigt sich im Gebiet von K r i n n e westlich von Ragaz, wo der Wildflysch auf einer etwa 2 km² großen Fläche von einer aus Rötidolomit, Dogger, Malm und Seewerkalk bestehenden, 20—25° gegen N fallenden, 50—100 m mächtigen Kalkplatte bedeckt wird. Die Schichtfolge Rötidolomit bis Malm liegt teils normal, teils verkehrt und stellt wahrscheinlich einen zur G l a r n e r d e c k e gehörenden isolierten Schubfetzen dar. Der Seewerkalk, der die Basis der ganzen Schichtfolge bildet, gehört wahrscheinlich zur Wildflyschdecke, da er starke Anklänge an die ultrahelvetische Facies zeigt.

Unter der Mürtschendecke und dem Rest der Glarnerdecke liegt auch hier die W i l d f l y s c h d e c k e. Der Wildflysch zeichnet sich in diesem Gebiete durch große Mächtigkeit und typische Ausbildung aus und hängt westwärts durch die Berge zwischen dem hintern Weißtannental und dem Calfeisental mit dem mächtigen Wildflysch der Sardona-gruppe zusammen. Mächtige Blattengratschichten mit Nummulitenbänken bilden in diesem westlichen Gebiete die Basis des Wildflysches und sind südlich vom Weißtannental mit ihm verfaltet. Auf der Südabdachung der Grauen Hörner tritt zwischen St. Martin im Calfeisental und Langwies im Taminal, wie früher schon (S. 79—80) geschildert wurde, das bis zum Kristallin des Aarmassivs aufgeschlossene autochthone Gebirge zutage.

9. Die Claridenkette.

Die *autochthonen Sedimentfalten* der Nüschengruppe (vergl. S. 66—68) setzen sich auf der Westseite des Linthtales in der Claridenkette fort. Die aus mächtigem Malm, Oehrlikalk, Nummulitenschichten und Globigerinenschiefern bestehende Schichtreihe bildet dort zunächst die vom Fuß des Kammerstocks bis zum Taleinschnitt des Walenbaches aufsteigende Felswand und die darüberliegende Terrasse von Altenoren. Die im allgemeinen südfallenden Malmschichten jener Felswand zeigen manche kleine Faltungen, lassen aber keine durch Eocänmulden getrennte größere Falten erkennen. Erst südlich vom Ahornenstafel greift eine aus Nummulitenschichten und Globigerinenschiefern gebildete schmale Mulde etwa 80 m tief in den Malm hinunter. Viel größer ist die südlich davon folgende, im Taleinschnitt des Walenbaches breit geöffnete Eocänmulde, die wahrscheinlich als westliche Fortsetzung der Eocänmulde von Uelialp- Baumgartenalp am Südufer des Walenbaches bis auf 1170 m hinuntersteigt. Ueber dieser Eocänmulde folgen im Gemsistock und Altenorenstock drei große Falten, die in ähnlicher Weise übereinander geschoben sind wie im Osten die Falten zwischen Baumgartenalp und Mutseeplateau. Ihre aus mächtigen quarzreichen Nummulitenschichten und aus Globigerinenschiefern bestehenden Muldenkerne erscheinen an der 1000 m hohen Nordwand des Gemsistocks in Form von düster braunen Bändern, und die dazwischen liegenden hellgrauen Malm-Gewölbekerne sind Abzweigungen der mächtigen Malmmasse, welche die bis in die Sohle des Sandalptales hinuntersteigenden Ostwände von Gemsistock und Zutreibistock aufbauen. Auf die oberste Eocänmulde legt sich südlich von der Claridenhütte eine dünnegequetschte Oehrlikalkfalte mit einem aus Gault, Seewerkalk und Nummulitenschichten bestehenden verkehrten Mittelschenkel. Darauf folgen südwärts eine flache Mulde und an den Gipfeln von Zutreibistock und Geißbüztistock eine nordwärts geneigte knieförmige Falte, die beide aus Oehrlikalk und mächtigen fossilreichen, rostig braun anwitternden Nummulitenschichten bestehen.

Die Falten der Gemsstockkette sind auffallend weniger breit als ihre Fortsetzungen in der Nüschengruppe. Sie greifen nicht auf die Nordseite des Walenbachtals hinüber und ihre Gewölbe sind nicht spitz ausgezogen, sondern abgerundet und besitzen darum einen verkehrten Mittelschenkel aus unterer Kreide und Nummulitenschichten. Die Eocänmulden greifen nicht sehr tief ins Gebirge ein, ihre Südenden sind kaum 500 m von den Gewölbeumbiegungen entfernt (Profil 4).

Zwischen der Claridenhütte und dem Geißbüztstock verschwinden die autochthonen Falten westwärts unter dem Eis des Claridenfirns. Im Claridengebiet können einzig die am Nordrande des Claridenfirns am Fuße der Teufelsstöcke und des Bocktschings, am Südgrate des Claridenstocks und in seiner Nordwand zutage tretenden Taveyannazsandsteine zum Autochthonen gerechnet werden. Im übrigen gehört der ganze nördlich vom Claridenfirn liegende Teil der Claridenkette zum Deckengebirge. Erst auf der Ostseite des Reußtales, in der Windgällenkette und ihrer Abdachung gegen das Schächental wird das autochthone Gebirge wieder sichtbar. Seine tektonischen Formen haben sich aber inzwischen so verändert, daß eine Parallelisation seiner Falten mit denjenigen des Linthgebietes kaum möglich ist. Südlich von Schattdorf sind Dogger und Malm bei ihrem Auftauchen über die Sohle des Reußtales zu einer Schar dicht übereinander liegender, nordwärts geneigter kleiner Falten zusammengeschoben. Südlich davon aber bildet der Sedimentmantel eine auffallend ruhig liegende, südwärts allmählich emporsteigende Decke über dem Kristallin des Aarmassivs. Er endigt dann auf der Nordseite des Maderanertales mit der großartigen Windgällenfalte, deren Kern durch den zum Aarmassiv gehörenden Windgällendorphyr gebildet wird und deren Malm auf 2—3 km Breite über eine schmale Nummulitenkalkmulde hinübergelegt ist. Sie ist vielleicht das tektonische Äquivalent der Faltenschar, die im Linthtalgebiet vom Claridenfirn bis zur Terrasse von Altenoren und vom Muttseeplateau bis zur Terrasse von Unter-Baumgartenalp hinuntersteigt.

Der zum Deckengebirge gehörende Teil der Claridenkette gehört zu den tektonisch am schwersten verständlichen

Gebieten der Glarneralpen. Ueber den Taveyannazsandsteinen, mit denen das autochthone Gebirge oben abschließt, liegt zunächst die eingewickelte Wildflyschdecke. Sie ist an der Ostwand des Kammerstocks und auf Altenorenalp unter dem Gipfel des Rotstocks in 100—400 m Mächtigkeit aufgeschlossen, taucht am Südfuß des Gemsfayrenstocks unter den Claridenfirn und keilt wahrscheinlich gegen S rasch aus. Sie schaut im hintern Teil des Urnerbodens, in der Klus und auf Niemerstafel westlich von der Klausenpaßhöhe fensterartig unter der Griesstockdecke hervor und tritt dann nördlich und westlich vom Griesstock zwischen dieser Decke und dem autochthonen Altdorfersandstein wieder auf größere Ausdehnung zutage.

Die auf dem Wildflysch liegende Griesstockdecke ist am Griesstock westlich vom Scheerhorn am mächtigsten entwickelt, wo sie aus etwa 250 m mächtigem Malm und schwach entwickelter, aber alle Stufen vom Oehrlikalk bis zum Seewerkalk umfassender Kreide aufgebaut ist. Sie sinkt vom Griesstock, kleine Falten bildend, nordwärts gegen die Kammlialp, liegt hier fast horizontal, bildet die Balmwand, über die der alte Klausenpaßweg ins Schächental hinuntersteigt, sinkt nordwärts unter die Kette des Glatten und endigt ohne deutliches Stirngewölbe bei Windeggen oberhalb der Klausenstraße. Vom Griesstock aus steigen Malm und Kreide der Griesstockdecke in das Scheerhorn empor, bilden an seinem Westabhang ein nach N geneigtes knieförmiges Gewölbe und keilen dann am Gipfel gegen S und E infolge tektonischer Verquetschung vollständig aus.

Auf der Klausenpaßhöhe bleibt die Griesstockdecke eine Strecke weit unter höheren tektonischen Elementen verborgen, erscheint dann aber wieder bei Vorfrutt und in der 250 m hohen Malmwand des prachtvollen Felsenzirkus der Klus. Von dort an bildet dieser Malm auf der Südseite des Urnerbodens als 20—25° nordwärts fallende Felsplatte die Unterlage der Alp Gemsfayer und des Wängiswaldes (Profil 4) und ist im Fätschbach bis zum »Berglistüber« aufgeschlossen, wo die Ueberschiebungsfläche über dem liegenden Wildflysch prächtig sichtbar ist. Er schaut auf den Fruttbergen längs der

Klausenstraße an manchen Stellen unter der Moränendecke hervor und keilt am Steilhang westlich von Linthtal zwischen dem liegenden Wildflysch und den hangenden Globigerinenschiefern in etwa 950 m Höhe aus. Im Schächental liegt das Nordende der Decke in etwa 1500 m Höhe. Die Decke sinkt also auf der 15 km langen Strecke um 550 m gegen Osten.

Merkwürdig ist, daß im ganzen Gebiet zwischen der Kammlalp und Linthal der Malm der Griesstockdecke nicht von Kreide, sondern direkt von eocänen Globigerinenmergeln bedeckt ist. Das Fehlen von Kreide und Nummulitenkalk ist wahrscheinlich nicht durch eine primäre stratigraphische Lücke bedingt, sondern eher die Folge tektonischer Auswälzung oder Abschürfung. Im ganzen Gebiet ist der Malm stark dislokationsmetamorph, nach allen Richtungen von tektonischen Klüften und Calcitadern durchzogen, an der Basis und oft auch an der oberen Grenze lochseitenkalkartig verändert.

Der Malm der Griesstockdecke taucht am Südrande des Wängiswaldes und auf Kammeralp unter höhere Decken und erscheint dann in beträchtlicher Mächtigkeit wieder im Kessel von Fisetenalp. Er wird dann südwärts rasch zu einer dünnen, stellenweise in Linsen zerrissenen Bank ausgewalzt, die an den Ostabhängen von Kammerstock und Rotstock langsam in die Höhe steigt und am Südfuß des Gemsfayrenstocks unter dem Claridenfirn verschwindet. Aus der Verquetschung, welche die Griesstockdecke hier wie am Gipfel des Scheerhorns erleidet, darf man schließen, daß diese Decke eine von ihrer Wurzel, die auf der Südabdachung des Aarmassivs lag, völlig abgerissene und nordwärts geschleppte Schubmasse ist.

Der Gipfel des Kammerstocks wird von einer 450 m mächtigen Kalkmasse gebildet, die an der Ostwand mit etwa 120 m oberem Malm beginnt und dann noch alle Kreidestufen bis zum Seewerkalk umfaßt und am Gipfel mit Nummulitenkalk (Assilinengrünsand) und Globigerinenschiefern endigt. Die ganze Serie ruht mit scharfer Ueberschiebungsfläche auf dem dünnen eocänen Schieferbände, das die verquetschten Malmreste der Griesstockdecke überlagert und endigt am Ostrand der Nische, die oberhalb Kammeralp Oberstafel in den

Gipfel eingeschnitten ist, mit drei stark gequetschten, übereinanderliegenden kleinen Falten, deren Muldenkerne durch Nummulitenkalk gebildet werden. Diese Falten werden auf der Nordwestseite von schwarzen Globigerinenmergeln umhüllt und dadurch vollständig von den Kreideschichten des gegen den Fisetenpaß laufenden Grates getrennt. Daß der Schichtenkomplex des Kammerstockgipfels tektonisch stark gequält ist, kommt auch in dem unruhigen Verlauf der Schichtgrenzen und in einigen Brüchen zum Ausdruck, die an der Ostwand sichtbar sind. Er gehört zum auffallend anormal von SSW nach NNE verlaufenden Stirnrand der Glarnerdecke.

Diese Decke setzt sich auf der Südseite des Talkessels von Fisetenalp am Gipfel des Gemsfayrenstocks und des Rotstocks fort. Am Rotstock besteht sie bloß aus hellgrauem Korallenkalk des obern Malm und einigen auf den Gipfeltürmen sitzenden Resten von unterer Kreide. Am Gemsfayrenstock reicht die Schichtreihe bis in den Quintnerkalk hinunter und umfaßt, wie am Kammerstock, auch die gesamte Kreide bis zum Seewerkalk, am Gipfelgrat und am Nordabhang auch Assilinengrundsand und Globigerinenschiefer. An der gegen den Fisetenalpkessel abstürzenden Nordwand des Gemsfayrenstocks sieht man, daß Malm, Kreide und Eocän wie am Kammerstock ein gegen WNW geneigtes Gewölbe bilden, das in 4—5 kleine, flach übereinander gelegte Falten sich gliedert. Dunkle Globigerinenschiefer bilden die äußere Umhüllung und die Unterlage des Faltensystems und schwellen unter dem Hergensattel zu über 100 m Mächtigkeit an. Sie schauen auch rings um den Rotstock unter seinem Malm hervor und trennen in der Lücke zwischen Gemsfayrenstock und Speichstock das Gemsfayrengewölbe vollständig von der Kreide des letztern Gipfels. Der Gemsfayrenstockgipfel gehört also wie der Kammerstockgipfel dem sekundär gefalteten, auf Eocänschiefern schwimmenden Stirngewölbe der Glarnerdecke an (Profil 4).

Sehr kompliziert gebaut und schwer verständlich ist der vom Speichstock über die Teufelsstöcke und den Claridenstock bis zum Kammlistock sich erstreckende Grat und sein

Nordabhang gegen die Alpen Gemsfayer und Orthalden. Die aus Jura, Kreide und Eocän bestehende Felsmasse der Gipfelregion ruht in der Kammlilücke auf dem Eocän der Griesstockdecke, am Claridenstock und unter den Teufelsstöcken mit scharfer Rutschfläche auf dem Taveyannazsandstein und den Dachschiefeln, mit denen das autochthone Falten-system endigt. Sie ist also gewiß eine über das Autochthone und die Griesstockdecke hinweggeschobene Ueberschiebungsmasse. Ob diese K a m m l i s t o c k d e c k e zum Stirnrand der Mürt-schendecke gehört, wie P. von Schumacher (Lit. 20) vermutet, erscheint mir noch fraglich. Am Kammlistock bildet sie ein mächtiges liegendes Gewölbe mit einem Kern aus Dogger und Schiltkalk und einem Gewölbescheitel und verkehrten Mittelschenkel aus mächtigem Quintnerkalk. Auf der Nordabdachung des Kammlistocks folgt unter dem verkehrten Malmkalk eine bis 200 m mächtige, mit dem hangenden Quintnerkalk verfaltete Zone schwarzer Zementsteinschiefer und darunter eine die untere Kreide (Oehrlikalk bis Schrattenkalk) umfassende, im allgemeinen verkehrt liegende und flach gegen S fallende, aber intensiv gefaltete Schichtfolge. Der Doggerkern der Kammlistockdecke ist östlich vom Kammlistock nirgends mehr sichtbar und der Malm nimmt östlich vom Claridenstock rasch an Mächtigkeit ab und keilt gegen den Bocktschinkel aus. Die darunter liegende verkehrte Kreide ist auch in der Nordwand des Claridenstocks in komplizierte liegende Falten gelegt und hängt wie ein mächtiger Mantel über das Taveyannazsandsteingewölbe herunter, das an dieser Nordwand in Form eines großen Fensters auftaucht. Der Gipfel des Claridenstocks und sein Nordostgrat bis zu Punkt 2916 m bestehen aus einer intensiv gequetschten und gefalteten Serie von Kreide und Nummulitenkalk, die wahrscheinlich als eine südliche Fortsetzung der Griesstockdecke zu deuten ist. Die gefaltete Kreide der Kammlistockdecke wird durch das Taveyannazsandsteinfenster orographisch in einen oberen und einen unteren Zweig zerlegt. Der obere Zweig baut die Gipfel der Teufelsstöcke und des Speichstocks auf und stellt eine steil südfallende, diskordant auf den nordwärts fallenden Taveyannazsandsteinen sitzende Schichtfolge dar.

Zum untern, im allgemeinen verkehrt liegenden, aber zum Teil wieder stark gefalteten Kreidezug gehören die aus dem Rotnossenfirn herausschauenden Kreidefelsen und die hohe Felswand, mit der die Teufelsstöcke und der Speichstock gegen die Alp Gemsfayer abfallen. Dieser Kreidezug bleibt eine Strecke weit unter dem Langfirn verborgen, setzt sich dann in der Südwand des Kessels von Fisetenalp unter dem Eocän des Hergensattels fort und bricht am Nordabhang des Rotstocks plötzlich ab. P. von Schumacher ist der Ansicht, dieser Kreidezug hänge mit dem normalliegenden Seewerkalk und Nummulitenkalk, der an der Westwand des Kessels von Fisetenalp zutage tritt, durch eine Muldenumbiegung zusammen und es sei hier die Kammlistockdecke (Mürtschen-decke) unter das Stirngewölbe der Glarnerdecke eingewickelt. Allein jene Muldenumbiegung ist in Wirklichkeit nicht vorhanden und Seewerkalk und Nummulitenkalk der Westwand von Fisetenalp wie auch die Kreidefetzen am Grat zwischen Fisetenpaß und Kammerstock sind durch eocäne Schiefer vollständig von dem Kreidezug am Südrande von Fisetenalp getrennt.

In den mächtigen, braun anwitternden, stark an Wildflynisch erinnernden eocänen Globigerinenschiefeln, die auf der Nordabdachung der Claridenkette zwischen den Malm der Griesstockdecke und die Kreide der Kammlistockdecke eingeschaltet sind, schwimmen, besonders am Abhang zwischen der Klausenpaßhöhe und dem Kammligrat, zahlreiche kleinere und größere Schichtpakete von Seewerkalk und Nummulitenkalk, die weder mit der Griesstockdecke noch mit der Kammlistockdecke in Zusammenhang stehen. Sie müssen weiter im Süden abgerissen und von höheren Decken nordwärts verschleppt worden sein. Zu diesen verschürften Massen gehören auch die Kreide- und Nummulitenkalkfetzen am Grat zwischen Fisetenpaß und Kammerstock und am Abhang gegen Kammeralp und Orthalden, die Seewerkalk- und Nummulitenkalkserie an der Westwand von Fisetenalp und wahrscheinlich auch die verkehrte Kreideserie an der Südwand dieses Talkessels.

10. Die Glärnisch-Ortstockgruppe.

Diese im Süden vom Urnerboden und Klausenpaß, im Norden vom Klöntal und Pragelpaß, im Osten vom Linthtal und im Westen vom Bisistal und Ruosalperkulum scharf umgrenzte Gebirgsgruppe ist ein typisches Deckengebirge. Zwischen dem Fätschbach und Leuggelbach bildet noch die aus Altdorfersandstein und Dachschiefeln bestehende Flyschhülle der autochthonen Falten den waldbedeckten Ostfuß der Berggruppe. Das ganze übrige sichtbare Gebirge besteht aus fünf oder sechs flach übereinander geschobenen Ueberfaltungsdecken.

Die unterste Decke, die eingewickelte Wildflyschdecke, besitzt wie an der Ostwand des Kammerstocks unter den Fruttbergen und unter Braunwald bloß noch eine Mächtigkeit von 100—150 m und ist schon westlich von Betschwanden und im Luchsingertobel infolge Verquetschung vollständig verschwunden. Die darüber folgende, bloß aus oberem Malmkalk und etwa 50 m eocänen Globigerinenmergeln bestehende Griesstockdecke ist auf den Fruttbergen längs der Klausenstraße aufgeschlossen und endigt, wie bereits (S. 110) gesagt wurde, westlich von Linthal im bewaldeten Steilhang unter der Nußbühlterrasse.

Viel eindrucksvoller erscheint die längs der ganzen Ostfront der Gebirgsgruppe aufgeschlossene Glärnerdecke. Am Ostabhang des Ortstocks bildet sie die 150 m hohe, kräftig aus dem bewaldeten Steilhang hervortretende Felswand, welche die Terrasse von Nußbühl trägt. Sie ist hier wie am Kammerstockgipfel, dessen nördliche Fortsetzung sie bildet, aus hellgrauem oberem Malmkalk (Troskalk mit wenig Zementsteinschichten), der ganzen Kreideserie vom Oehrlikalk bis zum Seewerkalk und aus Nummulitenkalk (Assilinengrünsand) mit Globigerinenschiefeln aufgebaut. Ein gefaltetes Stirngewölbe ist nicht vorhanden; dagegen keilen im Einschnitt der vom Riedstöckli kommenden Staldenrunse ihre Schichten von unten nach oben rasch nacheinander aus, so daß östlich von den Hütten von Unterfritternalp von der Decke nur noch etwas Seewerkalk, Nummulitenkalk und Globigerinenschiefer übrig geblieben sind. Auch gegen Nor-

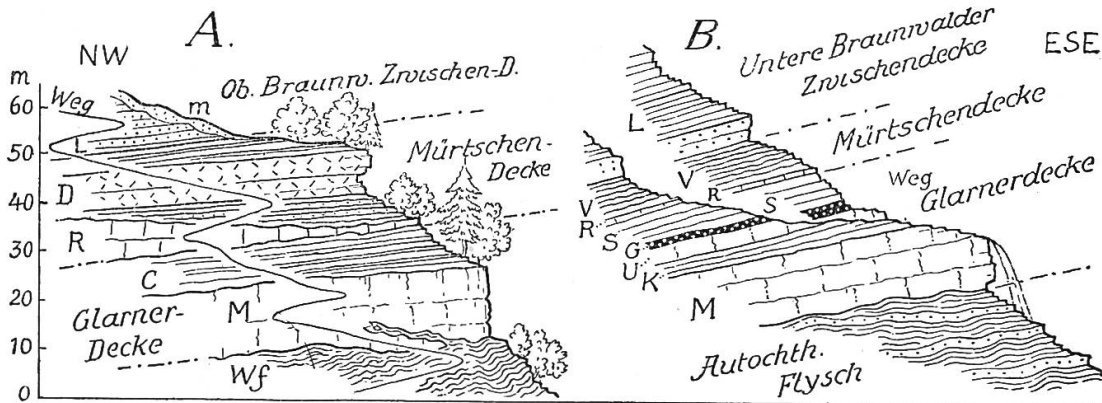


Fig. 8. Profile durch die Quetschzone unter Braunwald.
 A. Am Weg von Stachelberg nach Braunwald.
 B. In der Hellrunse südlich von Luchsingen.

den tritt eine rasche Auswalzung der Decke ein. Am Nordende der Nußbühlwand besteht sie nur noch aus Troskalk, Seewerkalk und damit verfaltetem Assilinengrünsand. In der Brummbachschlucht und unter der Terrasse von Braunwald ist sie auf eine an Lochseitenkalk erinnernde Malmbank reduziert, die am Brummbach etwa 30 m, am Weg von Stachelberg nach Braunwald etwa 15 m mächtig und noch von einigen Metern dünnplattig gequetschter Kreide bedeckt ist (Fig. 8 A). Unter der Terrasse von Oberschwendeli westlich von Betschwanden besteht sie aus einer etwa 15 m mächtigen aus dem Walde hellgrau herausleuchtenden Malmbank. Gegen das Luchsingertobel hin beginnen die Kreideschichten sich über der Malmbank wieder einzustellen (Fig. 8 B). Im untern Teil dieses Tobels lassen sich über der lochseitenkalkartigen Malmbank trotz starker Auswalzung bereits alle Kreidestufen vom Ohrlikalk bis zum Seewerkalk und der Assilinen-grünsand unterscheiden. Infolge einer lokalen Ueberschiebung ist hier auf dem Südufer des Baches der obere Teil der Kreide-Eocänserie zweimal vorhanden. Zwischen Luchsingen und dem Stöckli am Vorderglärnisch bildet nun die vorwiegend aus Malm, stark gequetschter, aber in allen ihren Stufen deutlich erkennbarer Kreide, glaukonitreichem Nummulitenkalk und Globigerinenschiefern bestehende Glarnerdecke im Sockel der Glärnischgruppe das tiefste aus dem Abhang vorspringende Felsgesimse. Zwischen Nidfurn und Thon ist ihre Schicht-

reihe bis in den Rötidolomit hinunter aufgeschlossen. Westlich von Schwändi bleibt die Glarnerdecke eine Strecke weit unter der Trümmermasse des großen Bergsturzes von Guppen verborgen, und westlich vom Stöckli taucht sie unter die alten Bergsturzmassen des Klöntales. Man darf mit ziemlicher Sicherheit annehmen, daß sie unter der Glärnisch-Ortstockgruppe auf einer von der Fritternalp bis zum Klöntalersee annähernd S-N verlaufenden Linie infolge Verquetschung ausgeht.

Die M ü r t s c h e n d e c k e nimmt besonders am Vorderglärnisch einen großen Anteil am Aufbau des Gebirges. Sie beginnt auf der Stöckliterrasse über dem Eocän der Glarnerdecke mit einer am Nordende des Stöcklis 50 m mächtigen, in der Hetschirunse westlich von Mitlödi aber bloß 25 cm dicken Lochseitenkalkbank, die als verkehrter Mittelschenkel der Decke zu betrachten ist. Darüber folgen wie in der Mürtschendecke der Schiltgruppe die Trias mit mächtiger Rauhwacke und wenig Rötidolomit, dann schwach entwickelter Dogger, mächtiger Malm, der die Hochwand südlich von Untersack und die 300 m hohe Wand unter den Wildheuplanken von Baumgarten aufbaut, bis 50 m mächtige schwarze Zementsteinschichten und eine bis 100 m mächtige hellgraue -Wand von Ohrlikalk. Die weitere Fortsetzung der Schichtreihe ist durch die über dem Ohrlikalk folgende Ueberschiebungsfläche der Axendecke abgeschnitten. Diese Ueberschiebungsfläche schneidet gegen Süden in immer ältere Schichten hinunter. An der Hansliruns werden Ohrlikalk und Zementsteinschichten völlig abgeschnitten und am Nordufer der Guppenruns ist der Malmkalk bereits auf etwa 150 m Mächtigkeit reduziert. Südlich von der Guppenruns, am Geißer, endigt die Decke oben schon mit dem Schiltkalk, am Leuggelstock mit dem Dogger und am Steinigerbach keilt auch dieser aus. Dafür reicht die Decke zwischen Guppenruns und Luchsingertobel bis in den Verrucano hinunter. Er schwillt über der Leuggelenterrasse und am Leuggelstock auf über 400 m Mächtigkeit an, erfährt aber am Steinigerbach schon wieder eine rasche Reduktion. Die ganze Decke erleidet von Leuggelbach an gegen Süden

in noch höherem Grade als die Glarnerdecke eine intensive Auswalzung. Im Luchsingertobel erscheint sie als eine etwa 25 m mächtige, aus einem Gemenge von schwarzen Doggerschiefern und roten und grünen Fetzen von Verrucano bestehende Reibungszone. Südlich von der Terrasse von Oberschwendeli ist davon einzig noch ein 12—15 m mächtiges Band von Verrucano übrig geblieben, und am Weg von Stachelberg nach Braunwald erkennt man sie in einer intensiv metamorphen Folge von 4—6 m Rötidolomit und 10—15 m Dogger (Figur 8). Südlich von dieser Stelle ist sie durch Verquetschung vollständig verschwunden.

Die Axendecke und Zweigdecken derselben nehmen den weitaus größten Anteil am Aufbau unserer Gebirgsgruppe. Nördlich vom Schächental, Klausenpaß und Urnerboden setzt die Axendecke über der Griesstockdecke plötzlich mit einer gewaltigen Steilmauer ein, die auf der Klausenpaßhöhe mit der Trias (Rauhwacke und rote Quartenschiefer) beginnt und sich nach oben mit mächtigem Lias, Dogger und Malm fortsetzt. Die Trias bleibt östlich von Vorfrutt unter den Schutthalden am Fuße der Ortstockkette verborgen und erscheint dann nochmals mit mächtigen Quartenschiefern zwischen Oberfritternalp Unterstafel und Nußbühl. Der Lias bildet die unterste düster braune Felswand über dem Urnerboden, setzt sich nordwärts in der Felswand zwischen Braunwald und Brächalp, im Kneugrat und am Leuggelstock fort und endigt am Geißer auf Guppenalp. Im Dogger liegt die meistens stark von Schutt bedeckte Terrasse, die der ganzen Süd- und Ostfront der Berggruppe entlang über die Alpen Firnen, Zingel, Oberfrittern, Brächalp, Oberblegi, Oberguppen und die Wildheuplanken von Baumgarten sich verfolgen läßt. Er setzt sich in der Steilwand unter der Gleiterterrasse und unter dem Vordern Schlattalpeli fort und sinkt beim Bärentritt unter die Sohle des Klöntales. Der Malmkalk baut die hellgrauen Steilwände der Gipfelregion des Glatten, der Jägerstöcke und des Ortstocks, ferner die Karrenfelder der Karrenalp, die Gipfelregion der Eggstöcke und des Bösen Faulen, die hellgrauen Glärnischwände über Oberblegi und Guppen, am Gipfel des Vorderglärnisch, über dem Schlatt-

alpeli und über dem hintern Teil des Klöntalersees auf. Die darüber folgenden mächtigen Zementsteinschichten des obern Malms bilden die Unterlage der Glattalp, des Bächifirns und den Gipfel des Vorderglärnisch. Die Kreide fehlt in der Ortstockkette völlig; sie setzt erst an der Zeinenfurkel ein und baut die Gipfelregion des hintern und mittleren Glärnisch auf.

Die Axendecke der Glärnisch-Ortstockgruppe bildet als Ganzes genommen eine gewaltige, annähernd horizontal liegende Tafel, in der sich aber viele nach N gewendete Falten erkennen lassen (Profil 4). Eine erste Zone intensiver Faltung gehört der *O r t s t o c k k e t t e* an. Jedem Klausenpaßwanderer fallen die beiden prachtvollen S-förmigen Falten auf, welche der Lias an der Felswand unter *F i r n e n* und *Z i n g e l* über dem südlichen Teil des Urnerbodens bildet. Die Muldenkerne dieser Falten werden von Dogger und Schiltkalk gebildet. Der Malm des Glatten und des Leckistocks legt sich steif über diese beiden Falten hinweg; aber nördlich davon ist er zu einer kräftig nach Norden ausgreifenden liegenden Falte zusammengeschoben. Sie erklärt die auf den ersten Blick überraschende Tatsache, daß zwischen Leckistock und Ortstock die gewaltige hellgraue Malmwand aus zwei übereinander liegenden normalen Malmserien besteht. Die obere dieser Serien, die zugleich die Fortsetzung des Malms des Glatten und des Leckistocks bildet, stellt den Gewölbeschenkel der großen *O r t s t o c k f a l t e* dar und ist am Gipfel und am Nordabhang des Ortstocks zu einem prachtvollen Gewölbe umgebogen, das durch eine flache Muldenbiegung in zwei Teilgewölbe gegabelt ist. Die untere der beiden Malmserien ist der Muldenschenkel der Falte. Die scharfe Muldenumbiegung erblickt man über der Terrasse von Zingel, wo die Malmbänke der untern Serie sich aus der horizontalen Lage plötzlich zu senkrechter Stellung aufrichten. Als Gewölbekern erscheint dort zu beiden Seiten der Nische zwischen Leckistock und Märenberge an der Basis der oberen Malmserie noch eine Bank von Schiltkalk. Der Mittelschenkel der Falte ist durch Auswalzung verschwunden. An seiner Stelle liegt ein schmales Bändchen von Zementsteinschichten, das die beiden Malmserien voneinander trennt und tektonisch noch

zum Muldenschenkel der Falte gehört. Die Muldenumbiegung verschwindet westwärts unter dem Leckistock ins Innere des Gebirges und ist im Hintergrund des Bisistales am Eingang zum Firnerlochpaß wieder prachtvoll sichtbar.

Eine überraschende Erscheinung ist, daß über den Zementsteinschichten, die an der Ortstockfurkel sich um das Ortstockgewölbe herumbiegen, am **H o h e n T u r m** nochmals eine normale, aus Quintnerkalk und Zementsteinschichten bestehende Malmserie folgt. Ihre Zementsteinschichten hängen am Flätstock und unter dem Hohen Turm mit denjenigen der Ortstockfurkel zusammen. Wir sehen hier eine neue Falte vor uns, die einst südlich vom Kamm der Ortstockkette vom Rücken der Ortstockfalte abzweigte und deckfaltenartig über diese Falte hinweg nach Norden geschoben wurde. Diese Falte baut die Kette des Kirchberges auf und setzt sich westlich vom Bisistal im Gipfel der Schächentaler Windgälle fort. Die Ortstock-Gipfelfalte und die Kirchbergfalte zeigen beide die merkwürdige Erscheinung, daß ihr Stirnende tiefer liegt als ihre Wurzel. Es sind sogenannte Tauchfalten.

Unter dem Malmfaltensystem der Ortstockkette ist an der Liaswand über dem Südende der Braunwaldterrasse eine etwa 150 m hohe knieförmige Falte mit annähernd senkrecht stehendem Mittelschenkel aufgeschlossen, die sich in den darüber liegenden Dogger- und Malmschichten kaum fortsetzt. Nördlich davon folgt im Gebiet des Alpweges zwischen Unter- und Oberstafel von Brächalp eine zweite kräftige Liasfalte mit stark überkipptem Mittelschenkel, die ebenso in Dogger und Malm nicht zum Ausdruck kommt. Dann steigt die ganze Axendecke unter dem Plateau der **K a r r e n a l p** mit 15—20° Neigung ohne stärkere Faltung gegen die Kette des Bösen Faulen an. Einzig unter den Eggstöcken sind Lias, Dogger und der untere Teil des Malms zu zwei kleinen nordwärts geneigten Falten zusammengeschoben.

In der **F a u l e n k e t t e** folgt nun wieder eine Zone intensiver Faltung. Sie ist im Hintergrund des Bösbächitales an der Ostwand des Bösen Faulen sehr eindrucksvoll aufgeschlossen. Man sieht zunächst Dogger und Schiltkalk vom Hintern Eggstock her steil in diese Wand hinaufsteigen und eine hohe

Falte bilden, deren spitz geklemmtes Gewölbe fast bis auf den Südgrat des Faulen hinaufreicht. Mit der darunter liegenden eng gepreßten und sekundär gefältelten Mulde beginnt die imposanteste tektonische Form der Axendecke, die *Faulenfalte*. Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk steigen als ihr Gewölbeschenkel in der Ostwand des Bösen Faulen empor, biegen am Gipfel und an dem auf seinem Nordgrat sitzenden Gassenstock zum prachtvoll gerundeten Gewölbe um, sinken im Rüchigrat als überkippter Mittelschenkel viele hundert Meter zur Tiefe und biegen an seinem Südfuß rasch wieder zur nordwärts geöffneten Mulde um. Eindrucksvolle tektonische Bilder bieten der Südabhang des Rüchigrates im Bösbächital und der Gassenstockgrat im Hintergrund des Roßmattertales, die beide aus den steil aufgerichteten Schichtplatten des überkippten Mittelschenkels der Falte aufgebaut sind. Dem Gewölbekern der Falte gehört der Fluhberg im hintern Teil des Bächitales an, dessen belemnitenreiche Liasbänke mit halbkreisförmiger Biegung gegen den Bösbächibach heruntersteigen.

Das Faulengewölbe streicht unter dem Nordrand des Karrenalpgebietes geradlinig nach SW. Es ist am Pfannenstock noch einmal prachtvoll sichtbar und an dessen Ostfuß im Braunalpeli bis auf den Doggerkern entblößt. Im tiefen Einschnitt des Bisistales ist es östlich von Schwarzenbach bis auf den Liaskern aufgeschlossen und westlich davon läßt es sich im Gebirge südlich vom Wasserberg und Kaiserstock noch weithin verfolgen. Dem Umstande, daß der steil gestellte Nordschenkel des Gewölbes um viele hundert Meter nordwärts zur Tiefe sinkt, ist es zu verdanken, daß die Kreide, die über dem Karrenalpgebiet völlig abgetragen worden ist, auf der Nordseite des Faulengewölbes im Gipfelgebiet des Glärnisch, an der Silbern und in der Kaiserstockkette nun fast das ganze sichtbare Gebirge aufbaut. Gegen Westen verflacht sich das Faulengewölbe allmählich. Während sein Nordschenkel am Pfannenstock noch deutlich überkippt ist, fallen seine Malmschichten am Geitenberg östlich vom Bisistal 60—70° gegen N.

Die Falten der Ortstock-Märenbergkette und des Eggstock-

Karrenalgebietes treten in etwas veränderter Form auch an den Wänden des Bisistales zutage. Die Dogger-Schiltkalkgrenze liegt im Scheitel des Faulengewölbes am Bösen Faulen bei etwa 2400 m, bei Bärensol auf der Ostseite des Bisistales aber bei 1200 m. Die Axe der Faulenfalte sinkt also auf der 10 km langen Strecke zwischen dem Bösen Faulen und dem Bisistal um 1200 m. Auch die südlicheren Falten des Ortstock-Karrenalgebietes besitzen ein deutliches Axialgefälle gegen Westen.

Viele Brüche durchschneiden die Juragebirgstafel der Ortstock- und Faulenkette; doch haben sie meistens keine bedeutende Verschiebung der Schichten bewirkt. Sehr auffällig ist ein östlich vom Braunalpeli aufgeschlossener Längsbruch am Bösen Faulen, längs welchem die Gipfelpartie um etwa 50 m über die unter dem Bruch liegende Felsmasse nordwärts vorgeschoben wurde. Eine noch stärkere tektonische Störung bewirkt ein Querbruch, der zwischen »auf den Stollen« und dem Geitenberg im westlichen Karrenalgebiet das Faulengewölbe durchschneidet und eine beträchtliche Senkung des westlich davon liegenden Gebirgsteiles bewirkt hat.

Sehr merkwürdig ist die Tatsache, daß die ältesten Schichten der Axendecke, Rauhwacke und Quartenschiefer, zwischen Unter-Fritternalp und dem Luchsingertobel nicht auf den uns bisher bekannten tieferen Decken (Griesstockdecke, Glarnerdecke und Mürtschendecke), sondern auf einer Serie von Liasschichten aufruhend, die zwischen Fritternalp und Braunwald weniger als 50 m mächtig ist, unter dem mittleren und nördlichen Teil von Braunwald aber 200—300 m hohe Felswände bildet und im Runsenbach und oberhalb Schlatt bei Luchsingen wieder von Trias (Rauhwacke und Quartenschiefer) unterlagert wird. Am Weg von Bösbächialp Mittelstafel nach Braunwald endigt diese Trias-Liasserie mit etwa 30 m weichen schwarzen Mergelschiefen des oberen Lias, und darüber beginnt die Axendecke mit tektonisch stark zerknitterten Schichten des untern Lias. Unter dieser die Unterlage von Braunwald bildenden Trias-Liasserie liegt zwischen der Terrasse von Oberschwendeli und dem Luchsingerbach

nochmals eine nordwärts auf über 200 m anschwellende Liasserie, und darunter folgen dann die zerquetschten Reste der Mürtshendecke und die Glarnerdecke (Figur 8). Es sind also in diesem Gebiete zwischen die gequetschten Reste der Mürtshendecke und die Triasbasis der Axendecke zwei aus Trias und Lias bestehende, schuppenartig übereinandergeschobene Schichtmassen eingeschaltet, die weder mit dem Liegenden noch mit dem Hangenden in direktem tektonischem Zusammenhang stehen. Wir nennen sie die *u n t e r e* und die *o b e r e* *B r a u n w a l d e r* *Z w i s c h e n d e c k e*. Wahrscheinlich sind es Schichtmassen, die sich von der Unterseite der Axendecke während ihres Vormarsches abgetrennt haben und dabei schuppenartig übereinandergeschleppt worden sind. Wahrscheinlich setzen sie sich noch in das Liasgebiet auf der Nordseite des Luchsingertobels fort; sie lassen sich aber hier weder gegeneinander noch von der Axendecke mit Sicherheit abtrennen, da die trennenden Triasschichten fehlen und die Beobachtung durch die starke Ueberschüttung des Geländes mit Moräne gehindert ist.

Die Jura- und Kreideschichten der Axendecke fallen der ganzen Südostfront des *G l ä r n i s c h* entlang als Muldenschenkel des Faulengewölbes mehr oder weniger steil nach NW, während sie an den Nordwänden ziemlich flach gegen S einsinken. Die Axendecke bildet also im Innern des Glärnisch eine breite Mulde mit ziemlich steilem Südschenkel und flacherem Nordschenkel (Profil 3). In voller Breite ist diese *G l ä r n i s c h m u l d e* im westlichen Teil des Gebirgsstockes ausgebildet, im Osten dagegen, am Vorderglärnisch, ist bloß noch ihr flaches Mittelstück erhalten geblieben. Kleinere Störungen erfährt der Bau der Mulde durch kleine faltenförmige Verbiegungen, die man im Dogger unter der Terrasse des Vordern Schlattalpeli beobachtet, ferner durch einige Brüche, die über dem Oberblegisee und oberhalb Mittelguppen Dogger und Malm durchschneiden und jeweilen eine Hebung des nördlichen Gebirgsteiles um 10—50 m bewirkt haben.

Ein besonderes Gepräge erhält die Tektonik des Glärnisch durch die Tatsache, daß die Kreide der Axendecke oben durch eine Ueberschiebungsfläche abgeschnitten ist und daß über

derselben im Gipfelgebiet nochmals eine normale Kreideserie folgt, die mit der tieferen Serie nirgends durch Faltung verbunden ist, also eine kleine Ueberfaltungsdecke darstellt. Wir nennen sie die *B ä c h i s t o c k d e c k e*. Da die Facies ihrer Schichten nicht stark von derjenigen der tieferen Kreideserie abweicht, kann es sich nicht um eine Hauptdecke, sondern lediglich um eine Zweigdecke handeln, die sich vom südlichen Teil der Axendecke abspaltete. Die Ueberschiebungsfläche zwischen der eigentlichen Axendecke und der Bächistockdecke durchschneidet die Kreide beider Decken in der Weise schief, daß sowohl im Dache der tieferen wie an der Basis der höhern Decke von Süden gegen Norden allmählich immer jüngere Schichten auftreten. So endigt die Kreide der Axendecke im Süden, am Grat zwischen der Zeinenfurkel und dem Bächistock, schon mit den Valangienmergeln. Nordwärts stellen sich darüber dann über dem Bächifirn und am Roßstock rasch nacheinander Valangienkalk und Kieselkalk ein. Darüber erscheinen die Drusbergsschichten zum ersten Mal südlich vom Guppenfirn und bei den Hütten von Bächi auf Roßmattalp. Der Schrattenkalk tritt nördlich vom Guppenfirn zum ersten Mal in der Hochtornwand und im Westen am Abhang über Werben auf. Erst im nordwestlichen Teil des Glärnisch, am Nordabhang von Nebelkäppeler und Milchblankenstock, stellen sich Gault und Seewerkalk als Abschluß der Axendecke ein. Die Bächistockdecke beginnt der ganzen Südostseite des Glärnisch entlang mit der ältesten Kreide, dem Oehrlikalk; aber vom Guppenfirn bis zur vordern Dunkellaui im Klöntal bilden die Valangienmergel ihre Basis. Sie endigen auf der Westabdachung des Glärnisch schon unter dem Westgrat des Bächistocks, und unter Nebelkäppeler und Milchblankenstock keilen Valangienkalk, Kieselkalk und Drusbergsschichten über der Ueberschiebungsfläche gegen Westen rasch nacheinander aus, so daß auf der Hintern Schlattalp der Schrattenkalk der Bächistockdecke unmittelbar auf demjenigen der Axendecke ruht. Die Ueberschiebungsfläche verläuft im Innern des Glärnisch muldenförmig; es bildet hier also auch die Bächistockdecke eine Mulde, doch etwas weniger ausgesprochen als die Axendecke.

Sowohl die Bächistockdecke wie die Axendecke des Glärnisch sind durch ein westliches Axialgefälle ausgezeichnet. Daher sinken an der Nordwand des Glärnisch alle Schichten gegen Westen und tauchen der Reihe nach unter den Boden des Klöntales. So liegt die obere Doggergrenze der Axendecke an der Ostwand des Vorderglärnisch bei etwa 1700 m; 5 km weiter im Westen, beim Bärentritt, taucht sie in 850 m Höhe unter den Klöntalersee. Die Axe der Glärnischmulde liegt an der Oberkante der Hochtorwand in 2500 m, 6 km weiter im Westen bei Werben bei 1700 m, also 800 m tiefer. Am Westende des Glärnisch verschärft sich das Axialgefälle derart, daß südlich von Vorauen die Kreideschichten etwa 30° steil unter den Boden des Roßmattertales sinken.

Während an den Südostabhängen des Glärnisch die Schichten der Axendecke und der Bächistockdecke sehr gesetzmäßig übereinanderliegen, zeigen sich an der zum Klöntal abfallenden Nordwand in der Kreidereion beider Decken eine Reihe von zum Teil schwer verständlichen Störungen. Infolge einer kleinen sekundären Faltung sitzt am Großen Feuerberg (2642 m) über dem Gaultband nochmals eine etwa 50 m mächtige Kappe von Schrattenkalk und am Kleinen Feuerberg (2605 m) liegen über dem Gault etwa 30 m Seewerkalk als Muldenkern und darüber als Reste des verkehrten Schenkels der Falte nochmals ein dünnes Gaultband und eine kleine Mütze von Schrattenkalk. Im »Kalten Täli« sendet der Valangienkalk der Bächistockdecke einen langen Keil in den Kieselkalk der Nordwand des Ruchenglärnisch hinein, wahrscheinlich als Gewölbekern einer schmal gedrückten Falte, die sich aber in den höheren Schichten nicht mehr bemerkbar macht. Schwer verständlich sind die starken Störungen, die in der Kreide der Axendecke auftreten. Der Oehrlikalk, der am Grat zwischen Vorderglärnisch und Vrenelisgärtli fast 200 m mächtig ist, reduziert sich an der Nordwand des Vrenelisgärtli auf eine Bank von wenigen Metern Mächtigkeit und verschwindet samt Valangienmergeln und Valangienkalk eine Strecke weit vollständig, so daß unter dem Firnfeld im »Kalten Täli« der Kieselkalk direkt auf den Zementsteinschichten ruht. Gegen Westen stellen sich dann der Oehrlikalk und nachher auch

Valangienmergel und Valangienkalk wieder in normaler Mächtigkeit ein. Die Störung muß die Folge einer tektonischen Verquetschung sein. Viel komplizierter noch sind die Störungen in den höheren Kreideschichten am Nordabhang von Vrenelisgärtli und Ruchen Glärnisch. Infolge Schuppung innerhalb der untern Kreide schaut im »Kalten Täli« auf langer Strecke ein schmaler Keil von Valangienkalk aus dem Kieselkalk heraus. Tektonisch sehr unruhig ist der Verlauf der Orbitolinaschichten im Schrattenkalk am Nordabhang des Vrenelisgärtli, und sehr auffallend ist die Diskordanz zwischen der Basis dieses Schrattenkalks und den darunter liegenden Kieselkalk- und Drusbergschichten am Fuße der Hochtorwand. Am auffallendsten sind die tektonischen Verwicklungen innerhalb von Kieselkalk, Drusbergschichten und Schrattenkalk am Nordabhang des Ruchen Glärnisch. Am Westrand des »Kalten Täli« gabelt sich das Neocom (Kieselkalk und Drusbergschichten) in zwei gegen Westen ziehende Zweige, von denen jeder von einer Wand von hellgrauem Schrattenkalk mit Orbitolinaschichten bedeckt wird. Der untere Schrattenkalkzweig beginnt im »Kalten Täli« mit einer deutlichen Muldenumbiegung. Der untere Neocomzweig ist anfänglich stark reduziert, stellenweise ganz verquetscht, wird aber weiter im Westen zum normalen Neocom der Axendecke, während der obere Neocomzweig in der Vordern Dunkellaui auskeilt. Diese Verwicklungen lassen sich am besten durch die Annahme erklären, daß Neocom und Schrattenkalk unter der Ueberschiebungsfläche der Bächistockdecke eine liegende stark gequetschte Falte bilden.

Der Glärnisch wird von einer großen Zahl von *B r ü c h e n* durchschnitten. Sie sind im Westen zahlreicher als im Osten und in der Bächistockdecke häufiger als in der Axendecke. Am häufigsten sind sie in der Kette zwischen dem Ruchen Glärnisch und dem Milchblankenstock. Das Gebirge ist hier von einer großen Zahl paralleler, 50—60° gegen Osten fallender Bruchflächen zerhackt, wobei fast ausnahmslos der westliche Gebirgsteil gegenüber dem östlichen gehoben erscheint. Darin kommt der Widerstand zum Ausdruck, den das Gebirge dem axialen Einsinken gegen Westen entgegensetzte.

Die Mehrzahl dieser Brüche bleibt auf die Bächistockdecke beschränkt, die größten aber durchkreuzen beide Decken, ein Beweis, daß das Bruchsystem erst nach der Deckenüberschiebung entstanden ist. Die Sprunghöhe der Brüche beträgt meistens bloß 1—10 m, einige wenige haben die Schichten um mehr als 50 m vertikal verschoben. Der auffallendste unter diesen Brüchen, der etwa 60° gegen E fallende Doppelbruch im Heuzug am Nordabhang des Milchblankenstocks, durchschneidet das ganze Gebirge vom Gipfel bis auf die Sohle des Klöntales. Er zeigt sich am Fuße des Gebirges in Form von zwei Brüchen, die etwa 200 m voneinander entfernt sind, höher oben aber sich vereinigen und den westlichen Gebirgsteil im ganzen um etwa 400 m treppenförmig gehoben haben, so daß der Valangienkalk der Westseite in gleicher Höhe liegt mit dem Schrattenkalk der Ostseite. Er streicht auf dem Scheitel des Gebirges westlich von Milchblankenstock und Nebelkäppeler vorbei und springt auch am Südabhang der Bergkette östlich von der Hütte Werben stark in die Augen.

11. Kratzerengrat und die Silber.

Westlich vom Roßmattetal setzt sich der Südrand des Glärnisch tektonisch im Nordgrat des Gassenstocks und im Kratzerengrat fort, während das Silbergebiet die tektonische Fortsetzung der mittleren und nördlichen Teile des Glärnisch bildet. Genau wie der Roßstock an der Südwestecke des Glärnisch, so bestehen auch der Nordgrat des Gassenstocks (Profil 4) und der Kratzerengrat aus Ohrlikalk, Valangienmergel, Valangienkalk und Kieselkalk der Axendecke und aus dem Ohrlikalk der Bächistockdecke. Da die Kreideschichten der Axendecke dem Nordschenkel des Faulengewölbes angehören, so fallen sie am Gassenstockgrat und im östlichen und mittleren Teil des Kratzerengrates 70—80° steil nach S und biegen in der Tiefe zu steilem Nordfallen um. Der diskordant darauf sitzende Ohrlikalk der Bächistockdecke steht im Scheitel der Kette ebenfalls annähernd senkrecht und biegt in der Tiefe zu Nordfallen um. Kieselkalk und Valangienkalk der Axendecke werden durch die Ueberschiebungsfläche der Bächistockdecke gegen S rasch abgeschnitten und

sind daher im allgemeinen bloß an den Enden der Kette, südlich von Dreckloch und am Abhang gegen das Bisistal sichtbar; doch schaut der Valangienkalk im mittleren Teil des Kratzerengrates eine Strecke weit zwischen den Valangienmergeln der Axendecke und dem Oehrlikalk der Bächistockdecke heraus. Am Ostende des Kratzerengrates sind zwischen den Kieselkalk der Axendecke und den Oehrlikalk der Bächistockdecke etwa 5 m Valangienkalk und 5 m fossilreiche Valangienmergel als Rest eines verkehrten Mittelschenkels der Bächistockdecke eingeschaltet. Auch östlich vom Torloch tritt auf etwa 1 km Länge ein dünnes Valangienmergelband als verkehrter Mittelschenkel unter dem Oehrlikalk der Bächistockdecke zutage.

Infolge der steilen Schichtstellung kommen die Tektonik und der Gesteinswechsel in den orographischen Formen des 8 km langen, schnurgerade verlaufenden Kratzerengrates aufs schönste zum Ausdruck. Der widerstandsfähige und mächtige Oehrlikalk der Bächistockdecke bildet im Verein mit dem meistens südwärts sich anschließenden zähen Valangienkalk der Axendecke den zackigen Hauptkamm und die Nordwand der Kette, der obere Oehrlikalk der Axendecke die niedrigere südliche Gratlinie und die südliche Steilwand, während aus den Valangienmergeln, Oehrliemergeln und Zementsteinschichten die beiden die Kette begleitenden Längstalfurchen und das zwischen den beiden Längsgräten liegende Valangienmergel-Terrassenband herausmodelliert worden sind.

Im Roßmattental sieht man die Schichtensysteme der Axendecke und der Bächistockdecke vom Glärnisch her in die Silberngruppe eintreten (Profil 4). Die Sohle des Tales ist zwischen Käsern und Klönstalden in den Quintnerkalk und die Zementsteinschichten der Axendecke eingeschnitten, und darüber folgen im Sockel der Silbern die hier nur bis in die Drusbergschichten hinaufreichenden und tektonisch stark gequetschten Kreideschichten dieser Decke. Zwischen Klönstalden und Richisau stellen sich darüber nacheinander Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk ein, und die ganze Schichtreihe beginnt hier zum Stirngewölbe der Axendecke umzubiegen. Der verkehrte Schenkel dieses Gewölbes ist

jedoch nicht mehr sichtbar, sondern unter der Sohle des hinteren Klöntales verborgen.

Ueber der Axendecke folgt an der Ostwand der Silbern die B ä c h i s t o c k d e c k e. Sie beginnt bei der Hütte von Drecklochalp mit Valangienmergeln und Valangienkalk; darüber folgen in der Südostecke von Silbernalp mächtiger Kieselkalk, dann am Steilhang westlich von Käsern Drusbergsschichten, etwa 150 m mächtiger Schrattenkalk, der an der Ostwand der Silbern eine hohe hellgraue Wandstufe bildet und ein 25—30 m mächtiges Band von Orbitolinaschichten einschließt, dann Gault und Seewerkalk, der unter dem von Oberalpeli nach Silbernalp führenden Weg zu über 100 m Mächtigkeit anschwillt und im Norden noch von glaukonitreichem Nummulitenkalk bedeckt ist. Axendecke und Bächistockdecke bilden unter der Silbernalp, ähnlich wie im Glärnisch, eine breite flache Mulde. Daran schließt sich nordwärts in der Bächistockdecke ein ebenso breites flaches Gewölbe und dann in der Gegend von Alpeli eine 150 m tiefe, unten scharf umgebogene, nordwärts geneigte Mulde, deren unterer Schenkel bloß noch aus Seewerkalk, Gault und etwas Schrattenkalk besteht und bei Roneband auf den Seewerkalk der Axendecke hinaufgeschoben ist. Zur Stirnregion der Bächistockdecke gehören der Schrattenkalk, der als hohe Wandstufe zwischen Gampel und Kellen westwärts ins Richisauertal hinuntersteigt, der darüber liegende Gault und Seewerkalk und der Nummulitenkalk, der als schmales Band vom Schönbühl nach Westen zieht und bei der Brücke südlich von Schwellaui die Richisauer Klön erreicht. Zwischen diese normale Serie der Bächistockdecke und den bei Gampel anstehenden Nummulitenkalk der Axendecke ist als verkehrter Schenkel des Stirngewölbes der Bächistockdecke eine dünn gequetschte Serie von Gault und Seewerkalk eingeschaltet. Die Gewölbumbiegung selbst liegt in der Gegend von Schwellaui unter den Valangienmergeln der Drusbergdecke verborgen.

Ueber der Bächistockdecke folgen in der Silberngruppe noch drei normalliegende, durch Ueberschiebungsflächen getrennte Kreideserien, die wie die Bächistockdecke als obere Zweigdecken der Axendecke betrachtet werden müssen. Wie

man besonders klar am Abfall der Silberalp gegen Drecklochalp sehen kann, beginnen sie alle im Süden mit Valangienkalk und Kieselkalk und gegen Norden stellen sich darüber jeweilen der Reihe nach Drusbergschichten, Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk ein, während die ältern Kreideschichten an der Basis der Decke gegen Norden der Reihe nach auskeilen. Infolgedessen besteht die gegen das Roßmattetal abfallende Ostwand der Silbern im Süden aus einer mehrfachen Wiederholung der Serie Valangienkalk, Kieselkalk und Drusbergschichten, im Norden aber aus einer mehrfachen Wiederholung von Drusbergschichten, Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk. Denselben merkwürdigen tektonischen Bau zeigt der Absturz des Silbernplateaus gegen das untere Bisistal.

Die unterste dieser Kreideserien, die *u n t e r e S i l b e r n d e c k e*, beginnt am Nordrande des Tälchens von Dreckloch mit einer etwa 100 m mächtigen Serie von Valangienmergeln, Valangienkalk und Kieselkalk, bildet dann eine flache Mulde und hierauf unter Punkt 1926 m ein breites Gewölbe, das in einer über 200 m hohen gegen Fätschenalpeli abstürzenden Wand sehr schön aufgeschlossen ist. Seine Kieselkalkschichten biegen im Norden zu überkippter Stellung um, werden aber unten durch die muldenförmig verlaufende Ueberschiebungsfläche der Decke plötzlich abgeschnitten. Unter dem nördlichen Teil von Silberalp setzt sich die Decke mit einer stark gequetschten, aus Drusbergschichten und Schrattenkalk bestehenden normalen Schichtfolge und einer darunter liegenden verkehrten Serie von Seewerkalk, Gault und Schrattenkalk fort. Die Decke spitzt sich im Süden in der Felswand über Kaltbrünneli aus und ist am Südrand des Silbernplateaus zwischen dem Kalberloch und dem Bisistal nirgends mehr sichtbar. Sie keilt auch im Norden aus, ohne das Pragelpaßgebiet zu erreichen.

Die folgende Decke, die *o b e r e S i l b e r n d e c k e*, baut den weitaus größten Teil des Silbernplateaus auf. Ihre ältern Schichten, Valangienkalk und Kieselkalk, bedecken am Süd- und Ostrande des Plateaus weite Flächen, während in seinem mittleren und nördlichen Teil Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk die herrschenden Gesteine sind. Die Decke bildet

im Süden ein flaches Gewölbe, dann konkordant zur untern Silberndecke eine flache Mulde, deren Nordschenkel mit etwa 15° Neigung gegen den Silberngipfel ansteigt. Nördlich vom Gipfel folgt eine kräftige liegende Falte, deren Gewölbe- und Muldenumbiegungen in Drusbergschichten, Schrattenkalk und Orbitolinaschichten an dem vom Silberngipfel gegen NE streichenden Felsrücken sehr deutlich sichtbar sind. Zwischen die Drusbergschichten, die bis gegen Oberalpe die Basis der obern Silberndecke bilden, und das dünne Nummulitenband der Bächistockdecke sind südlich von Oberalpe dünne Lagen von Seewerkalk und Schrattenkalk als Reste eines verkehrten Mittelschenkels eingeschaltet. Im Gebiet von Biet und Butzen lassen sich in der Stirnregion der oberen Silberndecke drei flachgedrückte, übereinanderliegende sekundäre Falten erkennen, deren Gewölbeumbiegungen gegen NW in die Tiefe tauchen. Aus der mittleren derselben ist der Bietstock modelliert. Die unterste Falte liegt mit verkehrtem Seewerkalk auf dem Nummulitenkalk der Bächistockdecke. Der gegen Norden tauchenden Mulde zwischen der zweiten und der obersten Teilfalte gehört der Seewerkalk von Butzen und der Pragelpaßhöhe an. Im verkehrten Schenkel der obersten Falte liegen der über diesem Seewerkalk folgende Gault und der mächtige Schrattenkalk des Karrenfeldes südlich von Butzen. Dagegen liegen Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk des ganzen Gebietes von Twärenen und Bödmernalp fast ausschließlich im normalen Schenkel der westlichen Fortsetzung der Silberngipfelfalte.

Ueber das ganze Silbernplateau und seine Nordabdachung sind zahlreiche, meistens bloß 5—20 m dicke Lappen von stark dislokationsmetamorphem Valangienkalk und Kieselkalk zerstreut. Sie ruhen auf den verschiedensten Schichten der obern Silberndecke. Sie sind die von der Abtragung verschont gebliebenen Reste der obersten Zweigdecke der Axendecke, der *Tor-alp-decke*. Am Südrande des Silbernplateaus hängt die Decke durch eine scharfe Muldenumbiegung mit Valangienkalk und Kieselkalk der obern Silberndecke zusammen. Sie ist wahrscheinlich dadurch entstanden, daß der südliche Teil der oberen Silberndecke von der aus dem Süden vorrückenden

Drusbergdecke erfaßt, muldenförmig umbogen und über den nördlichen Teil der Silberndecke hinübergeschoben und dabei intensiv ausgewalzt wurde. Das Aussehen von Valangienkalk und Kieselkalk wurde dadurch derart verändert, daß sie oft nur schwer erkennbar sind. Die auffallendsten Reste dieser Decke sind die dünnen Valangienkalklagen auf dem Seewerkalk des Silberngipfels, die umfangreichen, steil nach NW fallenden Valangienkalkklappen bei Butzen und nordöstlich von der Pragelpaßhöhe, ein großer Lappen dieses Gesteins auf dem Seewerkalk nördlich von Bödmern, Kieselkalk- und Valangienkalkmassen auf Toralp und der umfangreiche Kieselkalk von Kreuzbühl. Da längs des Pragelpasses nur stellenweise Reste der Toralpdecke zwischen der obern Silberndecke und der Drusbergdecke sitzen, muß die Zerstückelung der Decke nicht allein die Folge der Abtragung, sondern auch eine Wirkung der tektonischen Verquetschung sein.

Als letztes tektonisches Element des Silbergebietes ist das Roggenstöckli zu erwähnen, ein etwa 50 m hoher, aus Valangienmergel, Valangienkalk in der Facies des Diphyoideskalkes und schieferigem Kieselkalk bestehender Hügel, der nördlich von den Hütten von Bödmern auf Seewerkalk und Schrattenkalk der obern Silberndecke sitzt. Da seine Gesteine die Facies der Drusbergdecke zeigen, so kann er nicht mehr zu den oberen Zweigdecken der Axendecke gehören, sondern muß als ein von der Abtragung verschont gebliebener Rest der Drusbergdecke betrachtet werden. Er ist ein prächtiger Beweis dafür, daß die Drusbergdecke einst auch über das Silber- und Glärnischgebiet sich ausdehnte.

Die Decken und Falten senken sich auch in der Silbergruppe wie am Glärnisch gegen Westen. In der östlichen Hälfte bis zum Ostrand von Bödmernalp ist das Axialgefälle wesentlich größer als in der Westhälfte, jedoch geringer als am Westende des Glärnisch.

Wie der Glärnisch, so werden auch Silber und Kratzerengrat von einer großen Zahl von meistens schwarmweise parallel verlaufenden Brüchen durchschnitten. In ihrer Mehrzahl sind es von SSE nach NNW verlaufende echte Querbrüche; im nordöstlichen Teil der Silber kommen dagegen eine Reihe

von SSW nach NNE verlaufenden, die Faltung schief durchkreuzenden Brüchen vor. Auch hier durchschneiden manche Brüche das ganze Deckfaltensystem, ein Beweis, daß sie teilweise jünger sind als die Deckenüberschiebung. Fast ohne Ausnahme ist der westlich vom Bruch liegende Gebirgsteil gegenüber dem östlichen gehoben wie am Glärnisch und auch hier ist die vertikale Verschiebung meistens gering; bei wenigen Brüchen beträgt die Sprunghöhe 30—50 m. Bei manchen Brüchen erfolgte die Verschiebung der Gebirgsteile nicht bloß in vertikaler, sondern auch in horizontaler Richtung.

Von den vielen Brüchen sollen einige wenige, die sich im Landschaftsbilde auffallend bemerkbar machen, erwähnt werden. Am weitesten läßt sich der *B i e t - B u t z e n b r u c h* verfolgen, der aus der Gegend von Horlauri an der Richisauer Klön über Biet und Butzen bis südlich von der Pragelpaßhöhe nach SW streicht und unter dem Roggenstöckli durch bis in den Bödmerwald hinein zu beobachten ist. Längs desselben ist der nordwestliche Gebirgsteil um 30—50 m gehoben worden. Orographisch noch auffallender ist der *A l p e l i b r u c h*, der nördlich von Unteralpeli schon im Schrattenkalk der Axendecke beginnt, dann östlich von den Hütten von Unter- und Oberalpeli die Bächistockdecke durchschneidet und hierauf bogenförmig der Talrinne folgt, die von Oberalpeli südwärts gegen den Silberngipfel verläuft. Durch ihn ist der westliche Gebirgsteil gehoben und in dem Maße nach Süden verschoben worden, daß der Nummulitenkalk der Bächistockdecke, der auf der Ostseite des Bruches neben der Hütte von Oberalpeli bei 1750 m abbricht, auf der Westseite erst 500 m weiter im Süden in der Höhe von 1920 m sich wieder fortsetzt. Eine starke Schichtstörung hat auch der große *S i l b e r n - a l p b r u c h* bewirkt, der südlich von Klönstalden in der Sohle des Roßmattertales beginnt, die ganze Ostwand der Silberalp durchschneidet und auf dem Silbernalpplateau sich noch etwa 1 km nach Süden verfolgen läßt. Er hat an jener Wand die Ausbildung einer tiefen Erosionsrinne veranlaßt, durch welche man aus dem Roßmattertal auf die Silbernalp steigen kann. Der ganzen Bruchrinne entlang liegen auf der Nordwestseite die Schichtgrenzen um 30—50 m höher als auf der

Südostseite. Von den echten Querbrüchen erwähnen wir den Bruch, der östlich von der obern Bödmernalp aus der Gegend von Schluchbühl nach der Toralp streicht, dann den ganzen Kratzergrat durchschneidet und dort die Entstehung des Torlochs veranlaßt hat, einer malerischen Bresche in der südlichen Oehrlikalkwand, durch die man aus dem Melchtal ins Rätsthal hinuntersteigen kann. Dieser Bruch hat ausnahmsweise eine Senkung des westlichen Gebirgsteiles bewirkt.

12. Die Wiggisgruppe.

Wir fassen unter diesem Namen das ganze nördlich vom Klöntal und Pragelpaß liegende Kalkgebirge zusammen, das orographisch in die zwischen Klöntal, Linthtal und Oberseetal liegende Wiggisgruppe im engeren Sinne, die Rädertenkette, die Fluhbrigkette, die Risetenkette und die Wagetenkette sich gliedert.

Am Aufbau der Wiggisgruppe im engeren Sinne sind hauptsächlich drei Decken, die Mürtschendecke, die Axendecke und die Säntisdecke beteiligt. Die Mürtschendecke bildet den Sockel der Wiggiskette und ist bloß an ihrer Ost- und Südwand sichtbar. Während sie am Vorderglärnisch bis in die Trias hinunterreicht und oben schon mit dem Oehrlikalk endigt, beginnt sie über dem Grundkopf am Wiggis erst mit der Dogger-Echinodermenbreccie und umfaßt darüber die ganze Schichtreihe bis zum Seewerkalk und Nummulitenkalk. Sie endigt unter der Hütte von Auernalp Unterstafel an der untern Kante des Rasenbandes, das sich von dort durch den oberen Teil der Büttenenwand zieht, und an der äußeren Kante der Terrasse des Wiggisalpeli mit Seewerkalk, unter dem nördlichen Teil dieses bei Näfels auf die Talsohle hinuntersteigenden Rasenbandes mit Nummulitenkalk. Sie sinkt in der Büttenenwand mit schwacher Neigung gegen Westen, zieht sich unter dem untern Rand von Blanken und durch den Sockel des Deyenstocks hindurch, verschwindet dann unter dem Schuttkegel von Unter-Herberig und tritt westlich davon nicht mehr zutage. Im Inneren des Gebirges bildet sie nördlich von Unterauernalp zunächst eine flache

Mulde, steigt dann unter dem Rautispitz etwas gegen Norden an und bildet ein Gewölbe mit gegen Näfels sinkendem Nordschenkel. Als Wirkungen des Schubes, den die Säntisdecke der Gipfelregion bei ihrem Vormarsch auf ihre Unterlage ausgeübt hat, bemerkt man in der Kreide der Mürtschendecke an der Ostwand von Wiggis und Rautispitz einige stärkere tektonische Störungen, nämlich nördlich von der Altigerruns eine etwa 100 m hohe knieförmige Falte mit leicht überkipptem Nordschenkel, etwa 500 m weiter im Norden eine Faltenverwerfung mit völlig zerrissenem Mittelschenkel, und bei der Ziegelhütte bei Näfels, kurz vor dem Untertauchen der Decke unter die Talsohle, eine kleine von Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk gebildete liegende Falte mit einem aus Nummulitenkalk und Globigerinenschiefer gebildeten Muldenkern.

Am Grundkopf bei Riedern und in der Butziruns bei Netstal sitzt die Mürtschendecke mit einer Ueberschiebungsfläche auf oberem Malm (Troskalk), der wie auch die Malmfelsen an der Straße bei Staldengarten und in der Löntschschlucht am ehesten als westliche Fortsetzung der verkehrt zwischen Glarner- und Mürtschendecke liegenden Elggischolle (vergl. S. 91) betrachtet werden darf. Westlich vom Grundkopf bleibt die Basis der Mürtschendecke auf langer Strecke unter der Trümmermasse des großen Bergsturzes von Blanken verborgen und tritt dann nochmals am Fuße des Deyenstocks an der Klöntalstraße zutage, wo der Oehrlikalk, mit dem hier die Mürtschendecke beginnt, mit tischebener Rutschfläche auf Globigerinenschiefern und glaukonitreichem Nummulitenkalk ruht, die wie der darunter liegende Seewerkalk wahrscheinlich zur Glarnerdecke gehören (Profil 3).

Die Säntisdecke baut die Gipfelregion der Wiggiskette auf. Sie beginnt mit bis 80 m mächtigen Valangienmergeln, die das rasenbedeckte Terrassenband des Wiggisalpeli und seine Fortsetzung im oberen Teil der Büttunenwand bilden, und umfaßt die ganze Kreide bis und mit den Senonmergeln. Die Schichtreihe weicht faciell auffallend stark von derjenigen der Mürtschendecke ab. Nicht nur treten hier ganz neue, in der tieferen Decke noch fehlende Schichtgruppen auf, wie die Valangienmergel, der Aptien-Gault und die Senon-

mergel, sondern es sind auch alle Kreidestufen, namentlich der Kieselkalk, die Drusbergschichten, der obere Schrattenkalk, der Gault, weit mächtiger als in der Mürtschendecke. Die Schichtmasse bildet unter der Auernalp eine flache Mulde, dann unter dem Gipfel des Rautispitz ein breites Gewölbe. Daran schließt sich nordwärts die schwungvoll gebogene, 5 km breite und 1400 m tiefe *O b e r s e e t a l m u l d e*. Ihr nördlicher Schenkel baut die anormal von WNW nach ENE streichende Risetenkette auf und stellt das eckig abgebrochene Nordende der Säntisdecke dar. Als Rest eines verkehrten Mittelschenkels darf der etwa 6 m dicke Seewerkalkkeil betrachtet werden, der auf der Paßhöhe südlich von Mittel-Lochegg in fast senkrechter Stellung zwischen die Valangienmergel der Säntisdecke und die Senonmergel der Oberurner Flyschzone eingeschaltet ist. Gegen Westen erleiden alle Kreidestufen der Risetenkette eine rasche Reduktion und östlich von Vorderschwändi bricht die Säntisdecke infolge völliger Verquetschung plötzlich ab. Eine westliche Fortsetzung derselben erscheint wieder zu beiden Seiten des Wäggitales im Calvarienberg und in der Aubrigkette.

Vom Westabhang des Schilt aus sieht man deutlich, wie am Gipfel des Wiggis Seewerkalk, Gault und Schrattenkalk des Südschenkels des *R a u t i s p i t z g e w ö l b e s* mit scharfer Krümmung sich zu einer nordwärts geöffneten Mulde umbiegen. In der Nische zwischen Rautispitz und Wiggis sind noch die Senonmergel als Kern dieser *W i g g i s m u l d e* erhalten geblieben, und aus ihrer verkehrten Schichtfolge Seewerkalk bis Kieselkalk ist der mit einer Steilwand gegen die Rautialp abstürzende, über die Scheye verlaufende Hauptkamm der Wiggiskette modelliert (Profil 3).

Die durch das Tälchen von Längenegg und Deyenalp von der Wiggiskette getrennte *D e y e n k e t t e* steht weder mit der Säntisdecke noch mit der Mürtschendecke in direktem tektonischem Zusammenhang. Sie gehört dem *S t i r n g e w ö l b e* der *A x e n d e c k e* an (Profil 3). Am Deyenstock ist der aus der ganzen Kreideserie und aus Eocän bestehende, in den jüngern Kreideschichten stark reduzierte oder verquetschte, stark überkippte Nordschenkel des Gewölbes, der

aus Schrattenkalk gebildete Gewölbescheitel und der aus mächtigem Oehrlikalk und aus Zementsteinschichten bestehende Kern des Gewölbes erhalten. Westlich von der Lücke zwischen Deyenstock und Mättlistock bleibt der verkehrte Schenkel im Inneren des Gebirges verborgen und die Gipfel bestehen hier aus dem steil nordwärts herunterbiegenden Gewölbescheitel, während der gegen den Klöntalersee abfallende Südabhang dem aus Quintnerkalk, Zementsteinschichten und unterer Kreide modellierten normal liegenden Schenkel des Stirngewölbes angehört. Infolge des auch in der Wiggisgruppe wie im Glärnisch herrschenden westlichen Axialgefälles sinkt das Gewölbe gegen Westen mehr und mehr zur Tiefe. Es bleibt westlich von Vorauen eine Strecke weit unter mächtigem Schutt verborgen und erscheint nochmals mit seinem nordwärts fallenden Gewölbeschenkel bei Richisau am Nordfuß der Silbern.

Daß die Schichten des Deyenstocks nicht durch eine Muldenumbiegung mit denjenigen im Sockel des Wiggis zusammenhängen, wie man früher annahm, ergibt sich aus den Erscheinungen am Abhang zwischen Ober-Herberg und Blanken, wo die steil südfallenden Schichten des Deyenstocks durch eine Ueberschiebungsfläche abgeschnitten werden und diskordant auf den nordwärts fallenden Kreideschichten der Mürtischendecke ruhen.

Auf Deyenalp schaut am Nordfuß des Deyenstocks aus dem Schrattenkalkblockwerk eines alten Felssturzes ein kleines Felsriff heraus, das aus einer verkehrt liegenden Serie von etwa 10 m Seewerkalk, 4 m glaukonitreichem Nummulitenkalk und einigen Metern Globigerinenschiefern besteht und steil südwärts unter die Globigerinenschiefer des Deyenstockgewölbes einsinkt. Der Seewerkalkzug setzt sich ostwärts durch den oberen Teil der Bergsturznische von Blanken fort und gabelt sich hier in zwei Zweige, die zwischen sich noch eine Serie von Schrattenkalk und Drusbergschichten einschließen. Die Kreidemasse endigt am Ostrande von Blanken mit dem obersten der drei zwischen Blanken und Mittellauern aufragenden Felstürme und spitzt sich nach unten mit einem dünnen Seewerkalkkeil aus. Diese Kreideschuppe ist nach

ihrem tektonischen Bau ein auf den Kopf gestelltes, spitz gequetschtes Gewölbe und darf wahrscheinlich als das Stirnende der B ä c h i s t o c k d e c k e angesehen werden.

Der verkehrtliegende Valangienkalk der Wiggismulde der Säntisdecke sinkt am oberen Rande von Blanken steil unter die eocänen Schiefer der soeben besprochenen Bächistockdeckenschuppe und des Deyenstockgewölbes und formt mit den normalliegenden Valangien- und Kieselkalkschichten dieser Mulde im nordwestlichen Teil der Büttinnenwand einen bis an den untern Rand von Blanken reichenden, unter den zur Axendecke gehörenden, am Ostrande von Blanken stehenden Felstürmen durchgreifenden Keil. Die Säntisdecke greift also mit ihrer Wiggismulde noch unter das Stirngewölbe der Axendecke hinunter. Sie ist auf etwa 1 km Breite unter dieses Stirngewölbe eingewickelt. Die Erscheinung beweist, daß die Säntisdecke bereits über die Axendecke und die Mürtschendecke hinweggeschoben war, bevor der Deckenschub der Axendecke zum Stillstand kam.

Ueber der axial stark gegen Westen sinkenden Wiggismulde folgt im westlichen Teil der Scheyenkette ein kurzes liegendes Gewölbe, dessen scharfe Umbiegung in Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk in der Nordwand dieser Kette westlich vom Scheyengipfel sichtbar ist und in dessen Gewölbeschenkel das Karrenfeld von L a c h e n a l p liegt. Am Südrande dieses Karrenfeldes, in den Roßlöchern und am K r a u t l i s t o c k , biegen Schrattenkalk, Drusbergsschichten, Kieselkalk und Valangienkalk abermals muldenförmig um und legen sich im westlichen Teil von Lachenalp verkehrt über den normalen Schrattenkalk von Lachenalp. Alle tektonischen Formen der Wiggiskette, das Rautispitzgewölbe, die Wiggismulde, das Lachenalpgewölbe und die Krautlistockmulde, sinken axial nach Westen unter die Sohle des Oberseetales und tauchen unter eine neue mächtige, wieder die gesamte Kreide von den Valangienmergeln bis zu den Amdenerschichten umfassende Kreideserie, welche die R ä d e r t e n k e t t e aufbaut. Diese Kette gehört einer neuen, etwa 6 km breit über die Säntisdecke hinübergeschobenen Deckfalte, der R ä d e r t e n d e c k e , an (Profil 3). Sie endigt im Norden am

Scheinberg, Bockmattlistock und Tierberg mit einem mächtigen, prachtvoll gerundeten Stirngewölbe. Seinem Gewölbescheitel gehören die steil nach NW herabbiegenden Schrattenskalkbänke des Scheinbergs und Bockmattlistocks an und aus seinem verkehrten Schenkel sind der Tierberg und der Söligrat modelliert. Das Ahornental ist aus dem aus Valangienmergel und Valangienkalk bestehenden Gewölbekern herausgeschnitten. Der Kontakt der Rädertendecke mit ihrer Unterlage ist am Westrand des Oberseetales meistens durch Schuttbildungen verhüllt, am Fuß des Söligrates jedoch im Tobel des von Bärensol kommenden Baches sehr schön aufgeschlossen. Ueber Wildflysch mit eingebackenen Blöcken von Sandstein und kieseligem Kalk liegen dort etwa 10 m Senonmergel, dann eine bloß 10—50 cm dicke Lage von intensiv gequetschtem Seewerkalk, oben durch die tischebene, 23° nach NW fallende und von N-S verlaufenden Rutschstreifen bedeckte Ueberschiebungsfläche der Rädertendecke begrenzt. Darüber folgt eine 1,5—6 m dicke Bank von calcitisiertem Schrattenskalk und dann der steil südfallende Kieselkalk des verkehrten Schenkels des Bockmattligewölbes. Der Aufschluß beweist, daß der überkippte Schenkel des Stirngewölbes der Rädertendecke unter dem Söligrat durch die Ueberschiebungsfläche glatt abgeschnitten wird, daß aber diese Fläche noch von dünn ausgewalzten Fetzen des verkehrten Schenkels begleitet wird. Unter dem mittleren Teil der Rädertendecke fehlt der Mittelschenkel völlig, denn am Ostfuß des Brünnelistocks und in den Runsen von Sulzalp sieht man die fossilreichen Valangienmergel als älteste Schichten der Rädertendecke direkt auf dem zwischen die Rädertendecke und die Säntisdecke eingewickelten Wildflysch ruhen; aber auf Lachenalp stellt sich der Mittelschenkel mit dem verkehrtliegenden Schrattenskalk, Kieselkalk und Valangienkalk der Krautlistockmulde wieder ein. Es hängt also die Rädertendecke durch die Krautlistockmulde mit der Säntisdecke zusammen.

Die Rädertendecke zeigt mehrere kleinere sekundäre Falten. Südlich vom Bockmattligewölbe folgt am Gipfel des Brünnelistocks eine schon aus der Ferne auffallende, nordwärts gewendete Mulde mit leicht überkipptem, aus Schratten-

kalk und Drusbergsschichten gebildetem Südschenkel. Daran schließt sich gegen Süden das prächtig gebogene Zindlenspitzen-
gewölbe, dann die flache und breite Lachenstockmulde und das sehr flache Rädertenstockgewölbe. Im Süden schließt die Rädertendecke mit der überaus auffälligen, nach Norden geöffneten Ochsenkopfmulde ab. Ihr normaler Schenkel endigt unten mit den mächtigen Valangienmergeln von Längeneggalp, die am Längeneggpaß den Antiklinalkern zwischen Säntis- und Rädertendecke bilden. Aus dem die ganze Kreideserie mit Einschluß der Amdenerschichten umfassenden verkehrten Schenkel der Ochsenkopfmulde sind der Gipfel des Ochsenkopfs und die Wannenstockkette aufgebaut. Alle Falten der Rädertendecke fallen wie diejenigen der Säntisdecke mit starkem Axialgefälle gegen Westen und verschwinden unter der Sohle des hinteren Wäggitales.

Die westlich vom Wäggital und vom Schweinalppaß sich erhebende Fluhbrig-Drusbergkette ist aus einer neuen Kreide-Deckfalte aufgebaut, die in ähnlicher Weise über die Rädertendecke hinübergeschoben ist wie letztere über die Säntisdecke der Wiggiskette. Diese Drusbergdecke endigt im Norden am Fluhbrig mit einem aus Kieselkalk, Drusbergsschichten, Schrattenkalk, Gault, Seewerkalk und Senonmergeln gebildeten, schwungvoll gerundeten, auf den Wildflysch des Wäggitales hinaufgeschobenen Stirngewölbe (Profil 4). Der verkehrte Schenkel desselben verschwindet am Brehmenrain unter Schuttbildungen und ist unter dem Gipfel des Fluhbrig wahrscheinlich vollständig zerrissen. Er erscheint aber wieder bloß 1,5 km weiter im Süden am Berggubel in verkehrtliegenden, dünn ausgewalzten Seewerkalk-, Gault- und Schrattenkalkschichten, welche die nördliche Fortsetzung des verkehrten Schenkels der Ochsenkopf-Wannenstockmulde darstellen. Durch diesen verkehrten Schenkel der Ochsenkopfmulde hängt also die Drusbergdecke mit der Rädertendecke zusammen, ähnlich wie letztere durch die Krautlistockmulde mit der Säntisdecke.

Die Drusbergdecke ist in der aus Valangienmergel, Valangienkalk und außerordentlich mächtigem Kieselkalk aufgebauten Kette zwischen Drusberg und Fluhbrig zu einigen im

allgemeinen flachwelligen Mulden und Gewölben zusammengeschoben, von denen bloß das Gewölbe der Ganthöhe, in dessen Nordschenkel der Kieselkalk annähernd senkrecht steht, durch stärkere tektonische Bewegung hervortritt. Die Faltenachsen der Drusbergdecke fallen in ähnlicher Weise westwärts gegen das Sihltal, wie diejenigen der Rädertendecke gegen das Wäggital. Westlich vom Sihltal wird das Axialgefälle geringer, weshalb die Drusbergdecke auch die Kreideberge zwischen Sihltal, Muotatal und Vierwaldstättersee aufbaut.

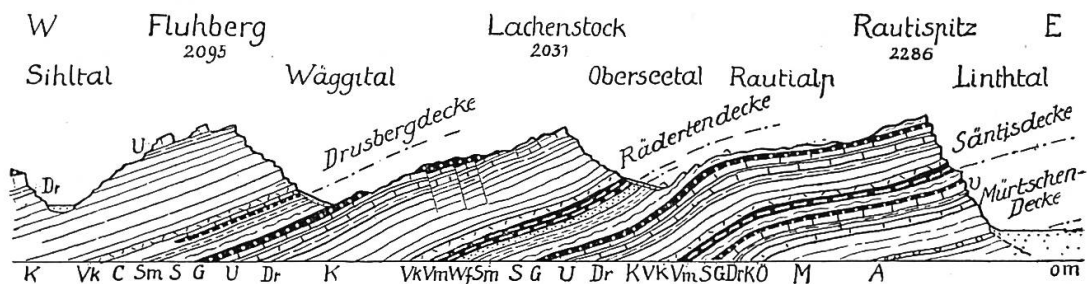


Fig. 9. Längsprofil der Wiggisgruppe.

Säntisdecke, Rädertendecke und Drusbergdecke der Wiggis-Sihltalgruppe sind nichts anderes als drei große, deckenförmig übereinandergeschobene, durch Gewölbe- und Muldenumbiegungen miteinander verbundene und sekundär gefaltete Falten einer Hauptüberschiebungsdecke, der Säntis-Drusbergdecke. Dem in der ganzen Gebirgsgruppe herrschenden starken westlichen Axialgefälle ist es zuzuschreiben, daß Erosion und Verwitterung aus den drei einst vollkommen übereinandergreifenden Teildecken drei jetzt nebeneinander liegende Ketten geschaffen haben, ferner daß alle drei Ketten mit Steilwänden gegen Osten abfallen und gegen Westen sich sanfter abdachen (Figur 9).

Fast alle Teile der Wiggisgruppe sind von zahlreichen Brüchen durchschnitten. Am stärksten von Brüchen zerhackt sind im allgemeinen die Stirnregionen der Teildecken und die überkippten Schenkel der größeren Falten, weil diese beim Vormarsch der Decken auf die stärksten Widerstände stießen und den stärksten tektonischen Spannungen ausgesetzt waren (Risetenkette, Tierbergkette, Deyenkette, Scheyen-

kette, Wannenstockkette). Auch hier ist wie am Glärnisch und im Silbergebiet das schwarmweise Auftreten paralleler Brüche eine allgemein verbreitete Erscheinung. Ebenso ist auch hier am häufigsten der westlich vom Bruch liegende Gebirgsteil gegenüber dem östlichen gehoben (Ochsenkopf-Rädertenstock, Brünnelistock, Tierbergkette). Die Sprunghöhe der Brüche ist auch hier meistens gering; doch haben einzelne Brüche Verschiebungen von 50—100 m bewirkt, z. B. die beiden großen Brüche der Risetenkette bei Stutz und westlich vom Fridlispliz, der große Bruch, der die Tierbergkette westlich vom Söligrat durchschneidet und sich wahrscheinlich in dem auffälligen Bruch an der Nordwand des Brünnelistocks fortsetzt, zwei Brüche in der Wannenstockkette, die sehr auffallende Verschiebungen zwischen Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk bewirkt haben. Die weitaus meisten Brüche sind Querbrüche; doch kommen auch einzelne Längsbrüche vor, z. B. in der Deyenkette, wo sie im Gebiet von Ruoggisalp ein staffelförmiges Absinken der Kreideserie gegen Süden bewirkt haben.

Ein rätselhaftes tektonisches Element der Wiggisgruppe ist die *Richisauer Zwischendecke*. Zwischen Richisau und Ratlis findet man an mehreren Stellen am Fuße der Ochsenkopfkette in den oberen Teil der mächtigen Valangienmergel des Säntis-Drusbergdeckensystems eine normalliegende, aber lückenhafte und durch tektonische Quetschung stark reduzierte Kreideserie eingeschaltet, die vorwiegend aus Valangienkalk in der Facies des Diphyoideskalkes und Kieselkalk besteht, aber auch Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk enthält. Sie tritt auch westlich und östlich von der Pragelpaßhöhe in Form eines aus Diphyoideskalk und Kieselkalk bestehenden, aus dem oberen Teil der mächtigen Valangienmergelmasse der Drusbergdecke herausragenden Felsgesimses zutage. Diese Kreideserie kann nicht als ausgewalzter Mittelschenkel an der Basis der Säntis-Drusbergdecke betrachtet werden, da ihre Schichten nicht verkehrt, sondern stets normal liegen. Sie kann auch nicht zu den oberen Zweigdecken der Axendecke gehören, da ihre Valangien- und Kieselkalkschichten in der Facies der Drusbergdecke ausgebildet sind. Sie muß

ein aus dem Faciesgebiet der Drusbergdecke stammender Schubfetzen sein, der durch tektonische Bewegungen, die sich kaum mehr genau feststellen lassen, zwischen die Säntis-Drusbergdecke und die Axendecke hineingeraten ist.

Nicht völlig abgeklärt ist auch die tektonische Stellung der *W a g e t e n k e t t e*, die den Nordrand der Wiggisgruppe bildet. Sie besteht aus einer von Malmkalk, der ganzen Kreideserie bis und mit dem Seewerkalk, Nummulitenkalk, Globigerinenschiefen und Taveyannazsandstein gebildeten normalliegenden Schichtreihe, die an die Molassenagelfluh der Hirzlikette angepreßt ist, in den Gipfeln von Wageten, Brüggler und Köpfler fast senkrecht steht und unten zu steilem Südfallen umbiegt. Betrachtet man von Osten her den nördlichen Teil der Wiggisgruppe, so vermutet man, die Mürtschendecke, die bei Näfels unter den Talboden sinkt, mache die Biegung der Oberseetalmulde der Säntisdecke mit und tauche, nachdem sie unter den Schuttmassen des Niederberges verborgen geblieben war, bei Oberurnen in der Wagetenkette wieder empor. Allein die Faciesverhältnisse sprechen gegen die Zugehörigkeit der Wagetenkette zur Mürtschendecke. Vor allem weicht ihr Nummulitenkalk nach Gesteinscharakter und Fauna stark von demjenigen der Mürtschendecke bei Näfels ab, stimmt dagegen ziemlich mit demjenigen der verschürften Nummulitenschichten der Claridenkette überein. Ferner fehlen in der Wagetenkette der obere Schrattenkalk und die Orbitolinaschichten ähnlich wie im Autochthonen und in der Griesstockdecke, und die Globigerinenschiefer werden von Taveyannaz- und Altdorfersandstein überlagert wie im autochthonen Gebiet, während sie den helvetischen Decken sonst fehlen. Das alles spricht dafür, daß die Wagetenkette nicht die Stirne der Mürtschendecke darstellt, sondern aus einem ursprünglich nördlicheren Faciesgebiet, vielleicht aus demjenigen der Griesstockdecke stammt und beim Vormarsch der helvetischen Decken von ihrer Wurzel abgerissen und bis an den Alpenrand nach Norden verschleppt wurde.

Eine östliche Fortsetzung der Wagetenkette stellt der Kapfenberg bei Weesen dar. Die aus Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk bestehende, stark gequetschte Flifalte, die dort

zwischen Kapfenberg und Säntisdecke sich einschiebt, gehört wahrscheinlich dem Stirnende der Mürtschendecke an.

Auch die Wagetenkette wird von zahlreichen, meistens ebenfalls schwarmweise parallel verlaufenden Brüchen durchschnitten. Durch den größten derselben ist der Hügel, der die Ruine Vorburg bei Oberurnen trägt, von der übrigen Kette abgetrennt und beträchtlich nach Norden vorgeschoben worden. Westlich vom Köpfler endigt die Kette plötzlich am Rande des Trebsentales, was mit der Annahme, sie sei eine abgerissene Schubmasse, gut übereinstimmt.

Als letztes tektonisches Glied der Wiggisgruppe ist die *Wildflyschdecke* zu erwähnen. Von dem großen Wildflyschgebiet des hintern Wäggitales aus dringt sie in die Mulde zwischen Drusbergdecke und Rädertendecke ein. Sie ist im Schwändital und Oberseetal zwischen die Rädertendecke und die Säntisdecke eingewickelt und im Niederurnertal zwischen die Wagetenkette und die Nagelfluh eingeklemmt. Zu diesem ultrahelvetischen Deckengebiet müssen auch die Senonmergel mit Nummulitenkalkbänken gerechnet werden, die zwischen Oberurnen und dem Trebsental teils über dem Taveyannaz-Sandstein, teils über den Globigerinenschiefern der Wagetenkette liegen und südwärts steil unter die Risetenkette und den Wildflysch des Schwänditales fallen.

13. Tektonische Beziehung der Alpen zum Mittelland und zum Juragebirge.

Als die helvetischen Decken der Glarneralpen infolge des alpinen Faltungsschubes nach Norden wanderten, waren die Molasseschichten, die das schweizerische Mittelland aufbauen, bereits in gewaltiger Mächtigkeit abgelagert, zu festem Fels verkittet und von der Erosion benagt. Sie setzten dem Vormarsch der Decken einen mächtigen Widerstand entgegen, vermochten ihn aber nicht völlig aufzuhalten. Die Molasse wurde selbst vom Faltungsschub ergriffen und nordwärts geschoben. Dabei behielten im zentralen Teil des Mittellandes die Molasseschichten ihre horizontale Lage im ganzen bei; aber am Südrande, in leichterem Grade auch am Nordrand des

Molassetrogen wurden sie schief gestellt und zu Falten verbogen. Am Südrande, im Gebiet der sogenannten subalpinen Molasse, wurde sogar die zum Mitteloligocän (Stampien) gehörende älteste Molasseserie, aus der im Vorland der Glarneralpen die Speer-Hirzlikette aufgebaut ist, von ihrer Unterlage abgeschürft und als mächtige Ueberschiebungsdecke mehrere Kilometer weit nordwärts über die jüngeren Molasseschichten hinüberschoben. Als Wirkung des alpinen Faltungsschubes sind auch die zahlreichen, im allgemeinen wellenförmigen, zum Teil aber zu Ueberschiebungen gesteigerten Falten des Juragebirges zu betrachten. Erst die intensiv versteiften herzynischen Gebirgsmassen des Schwarzwaldes und der Vogesen setzten dem tertiären Faltungsschub einen unüberwindlichen Widerstand entgegen.

Die hemmende Wirkung des Molasselandes auf die alpine Deckenbewegung zeigt sich in eindrucksvoller Weise in der Erscheinung, daß die Jura- und Kreideschichten der nördlichen Randketten der Alpen, z. B. im Sigriswilergrat, im Pilatus, in der Rigi-Hochfluhkette, in der Wagetenkette, im Mattstock und im Säntis, steil aufgerichtet sind, wie eine Brandungswelle am Nagelfluhgebirge emporsteigen und stellenweise, z. B. im Pilatus und namentlich im Säntisgebirge, zu dicht aneinandergedrängten Falten zusammengeschoben sind.
