

	Seite
II. Der Bau der Freiburger Voralpen und der Berner Hochalpen	92
1. Die Gurnigel-Nordüberschiebung	93
2. Die Gantrisch-Nordüberschiebung	94
3. Die Gastlose-Nordüberschiebung	95
4. Die Wildstrubel-Nordüberschiebung	97
5. Der Bau der Schuppenzone	100
6. Der Bau der Berner Hochalpen	103
7. Zusammenfassung	106
III. Der Bau der nördlichen Schweizer Alpen	108
A. Die Alpen zwischen Arve und Rhone	108
B. Die Alpen zwischen Aare und Rhein	112
1. Die Gurnigel-Nordüberschiebung	112
2. Die Gantrisch-Nordüberschiebung	113
3. Die Gastlose-Nordüberschiebung	114
4. Die Wildstrubel-Nordüberschiebung	115
5. Die Rhonetal-Verwerfung	118
6. Die Südüberschiebungen in den Hochalpen	119
7. Die Südüberschiebungen in den Voralpen	122
8. Die Freiburger und die helvetische Südüberschiebung	123
IV. Rückblick	125
Schlusswort	129



Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	1
Lugeons Auffassung	3
Scharchts Auffassung	6
Carl Schmidts Modifikationen	8
I. Die Alpen zwischen Gurnigel und Sitten	10
A. Stratigraphischer Teil	10
1. Die Trias	10
2. Der Lias	14
3. Der Dogger	15
4. Der obere Jura	17
5. Die untere Kreide	19
a) Die Wildstrubelkette	19
b) Das Neocom im Norden	20
6. Die obere Kreide	21
7. Der Flysch	23
B. Tektonischer Teil	25
1. Die praealpinen tektonischen Vorgänge in den Frei- burger Alpen	25
2. Die alpine Tektonik	29
I. Das Profil von Gurnigel nach Weissenburg	29
II. Das Profil vom Klushorn bis Schwenden	35
3. Profil von der Dürrifluh zum Laubegg an der Simme	39
4. Profil durch Bunschlergrat und Niederhorn	42
5. Profil vom Sparrenmoos über Hohlas nach Zweisimmen	43
6. Profil vom Hundsrück über den Rinderberg zum Matten- berg	47
7. Profil durch den Col de Videman	51
8. Profil von Matten zum Amertengrat	57
9. Die Kartenskizze der Umgebung von Lenk	62
10. Profil vom Laufboden ins Iffigental	65
11. Profil vom Iffigen-Horn zum Regenbolshorn	68
12. Profil durch das Südgehänge der Wildstrubelkette	71
13. Schematisches Querprofil durch das ganze Gebiet	76
14. Ueber die Richtung, aus der die Schubdecken kamen	79
C. Rückblick auf die tektonischen Vorgänge im Gebiete zwischen Gurnigel und Sitten	86

Vorwort.

Wohl alle Alpengeologen sind gegenwärtig untereinander darüber einig, dass im Bau der Alpen Ueberschiebungen von grossem Ausmass eine hervorragende Rolle spielen. Diese Einigkeit, welche an Sicherheit grenzt, ist das Ergebnis der geologischen Forschungen insbesondere der letzten drei Dezennien, aber es hat viel Aufregung gegeben und viel Arbeit gekostet, bis sie erreicht war und dies schöne Bild der Eintracht verschwindet auch heute noch sofort, sobald man nach Art, Verteilung und Entstehung dieser Ueberschiebungen frägt. Die Antworten hierauf schwirren durcheinander und sind voll Gegensätzlichkeit. Die einen klingen unsicher und werden mit Vorbehalt gegeben, die anderen sind sehr bestimmt und voll Zuversicht. Einige meinen, die Zeit zu einer allgemeinen Synthese sei noch nicht gekommen, andere entwerfen bereitwilligst ein anschauliches Bild der Vorgänge, die zu diesen Ueberschiebungen geführt haben. Vergleicht man jedoch diese so gegebenen Bilder, so gewahrt man, dass sie sich selbst in wichtigen Punkten vielfach widersprechen und die Wahl, welchem der Bilder man den Vorzug geben soll, fällt schwer.

LUGEONS Pinsel ist besonders farbenprächtigt und nachdem er einige seiner Skizzen als nicht entsprechend selbst verworfen hatte, malte er 1902 ein Bild der „grandes nappes de recouvrement“, das sich durch die Kühnheit der Auffassung vor allen anderen auszeichnet und wohl gerade deshalb viel Anklang gefunden hat. Das Neue und Charakteristische dieser Auffassung besteht darin, dass die Alpen in ihrer Gesamtheit aus einer Reihe von Faltungen entstanden gedacht werden, die im Streichen ungefähr den äusseren Umrissen dieses Gebirges parallel laufen, deren Alter und Intensität aber um so grösser ist, je näher ihre Wurzeln der Innenseite des Alpenbogens liegen. Alle diese

Falten haben sich gegen die Aussenseite des Gebirges umgelegt und ihren First in dieser Richtung so lange vorgeschoben, bis die ältesten inneren Falten mit ihren Firsten den Aussenrand der Alpen erreicht und damit alle jüngeren Faltungen zugedeckt hatten, so dass von diesen heute überhaupt gar nichts zu sehen wäre, wenn nicht spätere Erosion die obersten Faltendecken an vielen Stellen abgetragen hätte.

Bei der Konzeption dieser kühnen Ideen hat ohne Zweifel gerade der Teil der Alpen, von dem dieser Aufsatz handelt, eine ausschlaggebende Rolle gespielt, weil LUGEON hier zu:n erstmal es versuchen konnte, für eine seiner wurzellosen Deckfalten die dazu gehörige Wurzel namhaft zu machen und damit einem Einwand zu begegnen, der sonst seiner Hypothese von vornherein hätte verhängnisvoll werden müssen.

Meine auf einen Zeitraum von über ein Vierteljahrhundert ausgedehnten Studien der Alpen ostwärts der Reuss und des Comer-Sees hatten mir zwar Veranlassung gegeben, die Gültigkeit der LUGEON'schen Anschauungen, wie er sie während des internationalen Geologenkongresses 1903 vortragen hat, für die Ostalpen mit Entschiedenheit zu verneinen, aber es erschien mir damals keineswegs unmöglich und mit meinen Ergebnissen jedenfalls nicht unverträglich, dass weiter im Westen die grossen Ueberschiebungen alle aus Süden erfolgt seien, und als ich mich entschloss, im Sommer 1907 dahin zu gehen, so geschah das nicht etwa in der Absicht, Beweise gegen die südliche Herkunft der Schubdecken zu suchen. Ich war vielmehr auf Grund des Studiums der Karten und Profile vollkommen geneigt, dieselbe als richtig anzunehmen, und das umsomehr, als ja kurz vorher STEINMANN seinen entgegengesetzten und von seinem Schüler QUEREAU verteidigten Standpunkt aufgegeben und LUGEON zugestimmt hatte.

Die Bedenken, welche ich hegte, lagen auf einem anderen Gebiete. Keine der grossen Ueberschiebungen, die ich während 30 Jahren untersucht und als solche erkannt hatte, sind liegende Falten. Selbst wo sie aus anfänglicher Faltung hervorgegangen waren, hatten sie doch bald das Faltungsstadium überschritten und waren in das der einfachen horizontalen Massenbewegung übergegangen. Zu einer ähnlichen Auffassung war auch SCHARDT vor 14 Jahren gerade für die Freiburger Schubdecken gekommen. Dieser Gegensatz zwischen LUGEON und SCHARDT besteht

auch heute noch und er war es, der mich anzog, weil ich Klarheit über den Mechanismus dieser Ueberschiebungen haben wollte und dieser mir viel wichtiger als die Himmelsrichtung erscheint, aus der der Schub erfolgte. Es war in folgedessen für mich eine vollkommen unerwartete Ueberschüpfung, als ich bei dieser Untersuchung gelangte, die mit LUGEONS Auffassung nicht übereinstimmen.

Ich will zunächst versuchen, die Meinungsverschiedenheiten zwischen LUGEON und SCHARDT, soweit sie das von mir besuchte Gebiet betreffen, kurz zu skizzieren.

Lugeons Auffassung.

(Tafel IV.)

Zwischen der Rhone im Süden und dem äusseren Flyschrand im Norden, also auf der ganzen Strecke zwischen Sitten und Gurnigel, ist mit Ausnahme einiger Stellen am Nordgehänge des Rhonetales nirgends autochthones Gebirge sichtbar. Dasselbe ist vielmehr von im ganzen neun grossen Faltendecken verhüllt, die in der Weise übereinander aufgetürmt sind, dass die obersten das ganze Gebiet, die unteren nur die südlichen Teile bedecken. Deshalb ist diese Deckenhülle im Süden erheblich dicker als im Norden. Sie hatte dort ursprünglich eine Mächtigkeit von 10 000 Meter, die gegen Norden bis auf 2000 Meter herabsank; aber heute sind diese Mächtigkeiten infolge späterer Erosion ungefähr auf die Hälfte zurückgegangen. Gleichwohl ist es den Tälern nirgends gelungen, sich durch die ganze Decke herab bis auf die autochthone Unterlage einzuschneiden oder irgendwo mehr als drei der Decken an den Talflanken übereinander blosszulegen.

Die Frage liegt deswegen nahe, auf welche Weise LUGEON von der Zahl und Mächtigkeit dieser Decken Kenntnis erlangt habe? Er gibt darüber folgende Auskunft: Für die Existenz einer Faltendecke ist das Vorhandensein eines liegenden Stirngewölbes auch dann ein vollständig ausreichender Beweis, wenn man diese liegende Falte nicht bis zu ihrer Wurzel, d. h. bis zu der Stelle verfolgen kann, wo sie aus dem Boden aufgestiegen ist. Für die fünf obersten Decken hat LUGEON solche Stirngewölbe namhaft gemacht und da er die Wurzel der darunter liegenden, also sechsten Deckenfalte am nördlichen Gehänge des Rhonetales fand, so müssen die Wurzeln jener fünf anderen Falten

jedenfalls noch weiter im Süden liegen. Für die sechste Falte ergab sich ihm eine Breite von der Wurzel weg, oder was dasselbe ist, eine Gewölbehöhe von über 20 000 Meter, da aber die Wurzeln der oberen Falten nach seiner Meinung etwa in der Amphibolitregion von Ivrea gesucht werden müssen, und da die Stirngewölbe weiter im Norden liegen als bei der sechsten Falte, so ergibt sich für jede dieser eine Breite von etwa 100 000 Meter.

Nun sollte eigentlich auf dieser ganzen Strecke in jeder Deckfalte die dabei beteiligte Schichtreihe doppelt liegen, nämlich zu oberst normal und darunter in umgekehrter Reihenfolge, also so, dass das jüngere jeweils unter dem älteren angetroffen wird. Das trifft aber nicht zu und dieses Fehlen wird von LUGEON so erklärt, dass der untere verkehrte Faltenflügel während der langen Wanderung des Stirngewölbes von der Wurzel weg bis zu seiner heutigen Stelle von der Unterlage, auf der die Bewegung stattfand, abgeschürft und unter der Last des darüber liegenden normalen Flügels ausgequetscht worden sei, so dass nur noch einzelne hier und da vorhandene Schuppen (*lames de charriage*), die abgepresst, mitgeschleppt worden und endlich irgendwo stecken geblieben sind, auf den ursprünglich regelmässigen Faltenbau und das Vorhandengewesen sein eines verkehrten Flügels hinweisen. Mit seiner Gewaltbarkeit machte dieser Vorgang natürlich nicht immer bei dem liegenden verkehrten Flügel Halt, sondern er griff auch den hangenden normalen an, so dass dieser an vielen Stellen nur noch ganz geringe Mächtigkeit zeigt, selbst ganz fehlt und dann die Decke tatsächlich unterbrochen, wie auseinandergerissen erscheint.

Aber auch dann noch kann LUGEON die Zusammengehörigkeit der weit auseinanderliegenden Teile leicht erkennen, weil jede der übereinander folgenden Decken durch eine besondere Facies ausgezeichnet ist. Die oberste Decke ist charakterisiert durch die jurassische Hornfluhbreccie, die allen anderen Decken fehlt. Er nennt sie deshalb auch die „*nappe de la brèche de la Hornfluh*“. Auch da, wo die Lagerungsverhältnisse uns ganz im Stiche lassen, genügt somit der Nachweis solcher Breccie, um die betreffenden Massen der obersten Decke einzureihen.

Die darunter liegende „Decke der mittleren Voralpen“, oder wie sie von anderen genannt worden ist, „*die Kuppendecke*“ ist nicht nur durch das Fehlen jener Breccie, sondern auch durch das Vorkommen von Flysch und Couches

rouges ausgezeichnet, weil diese der Brecciendecke fehlen. Sie ruht auf der „*Niesendecke*“, die nur aus Flysch besteht, der sich aber durch seine mächtigen polygenen Konglomerate von dem Flysch aller anderen Decken leicht unterscheiden lässt. Darunter folgen drei weitere Decken der „Innenzone der Voralpen“ auch *nappes des cols* genannt. Sie sind zum Teil schuppenartig auseinander gezogen. Die Flyschzone der äusseren Voralpen, die auf der Molasse liegt und von der Klippendecke überlagert ist, wird als ein abgeschürfter Teil der *nappes des cols* aufgefasst. Die unterste dieser drei Decken ist es, die sich am weitesten nach Süden verfolgen lässt bis ins Rhônetal, wo sie auf den Nordgehängen in den Boden untertaucht, — also wurzelt. Sie liegt auf drei weiteren Decken, die sich fundamental von allen den oberen Decken durch das Auftreten des Nummulitenkalkes und der Kreide in helvetischer Facies unterscheiden und deren Wurzeln natürlich unmittelbar im Norden des Rhônetalgehänges liegen müssen.

Den Vorgang dieser Ueberfaltungen stellt sich LUGÉON so vor, dass zunächst in zwei weit auseinander liegenden Zonen — nämlich in der des Rhônetales und der Ivrea-Amphibolite — Faltungen entstanden zu einer Zeit als das heutige Alpengebiet noch ein Teil der hercynischen Peneplain war. Diese Falten wuchsen steil und eng aus dem Boden heraus und legten sich alsbald alle nach Norden über, sodass sie mit ihrer Stirn die Oberfläche der alten Peneplain berührten und sich bei fortgesetztem Wachstum über dieselbe gegen Norden hinschoben. So kam es, dass die Falten der südlichen Zone schliesslich die Wurzelgebiete der nördlichen Falten erreichten und sich nun auch über letztere selbst hinaufschoben. Sie garieten damit auf einen Untergrund, der selbst in Bewegung nach Norden begriffen war.

Nun jedoch entstand auch in der Peneplain selbst infolge des andauernden tangentialen Druckes Bewegung und Faltung und zwar im Gebiet der heutigen Wildstrubelkette. Diese Falten der helvetischen Kreide waren aber im Gegensatz zu den vorausgegangenen keine oberflächlichen, sondern sie entwickelten sich in einer Tiefe von 6—7000 Meter unter der Last der bereits darüberschobenen südlichen Faltendecken. Als nun gar der tangentielle Druck immer tiefere Zonen der Erdkruste erfasste und die krystallinen Massive unter den Kreidefalten in Bewegung setzte, stieg das ganze Gebirge über denselben in die Höhe und die

darüber liegenden Falten wurden als Ganzes domförmig aufgewölbt. Sie mussten also einen weiteren Raum als zuvor einnehmen. Das führte zu Zerreibungen und die zerrissenen Teile sanken auf mehr oder weniger senkrechten Spalten teilweise ein. So erklärt LUGEON die nicht unerheblichen Spalten-Verwerfungen, welche die Wildstrubelkette auszeichnen. Aber nicht nur die helvetischen Kreidefalten, sondern auch die noch immer in Wanderung nach Norden befindlichen Schubdecken darüber wurden so in die Höhe gehoben und damit begann eine heftige Erosions-tätigkeit sich auf ihrer Oberfläche zu entfalten. Gewaltige Gesteinsmassen wurden in Form von Blöcken, Geröllen, Sand und Schlamm über die steilen Stirngewölbe der Deckfalten in das niedere Vorland herabgeschwemmt und gaben so Veranlassung zur Bildung der oberoligocänen und miocänen Nagelfluh und Molasse. Dadurch verloren allerdings die oberen Decken ihren Zusammenhang und lösten sich in durch Taleinschnitte von einander getrennte Stücke auf, aber der in der Tiefe noch vorhandene tangential Schub zwang die obenaufliegenden Deckenteile noch immer sich langsam nach Norden zu bewegen. Die Folge dieser rein passiven Verfrachtung war, dass die Stirnfalten sich auf die zuerst vor ihnen aufgehäuften Alluvionen langsam hinüberschoben, aber zugleich immer wieder neuen Schutt vor sich ablagerten.

Jedoch auch diese Alluvionen, die wir heute als Molasse bezeichnen, wurden dann von dem tangentialen Drucke erfasst, gefaltet und überschoben bis endlich die ganze alpine Bewegung erlosch.

Scharchts Auffassung.

Mehrere Jahre bevor LUGEON sich dazu entschloss, hatte schon SCHARDT, auf BERTRANDS Ideen eingehend, für die Freiburger Alpen die Annahme einiger grosser von Süden stammender Schubdecken gemacht. Aber er sah in ihnen keine Deckfalten und stellte bereits 1895 das „Gesetz der Voralpen“ auf, wonach in allen Decken jeweils die ältesten Schichten zu unterst, die jüngsten zu oberst liegen. Nach ihm fehlt jede Spur eines umgekehrten Schenkels und die Decken sind nicht aus liegenden Falten sondern aus Faltenverwerfungen oder auch durch einfaches Abreissen oberflächlicher Krustenteile von ihrer Unterlage entstanden. So glitten sie auf ihrer triasischen

Basis zuerst über die krystallinischen Massive der Zentralalpen und dann über die Zone der helvetischen Kreidefacies von der Südseite der Alpen nach deren Nordseite herüber. Das angebliche Vorhandensein liegender Stirngewölbe am Nordrand der einzelnen Decken stellt er 1900 („Encore les régions exotiques) ausdrücklich in Abrede. Wirkliche Faltung trat nur in den bereits unter diesen Decken liegenden Schichten der Wildstrubelregion ein. Es entstanden liegende Falten, deren obere Flügel sich immerfort an den Stirngewölben einrollten und das ganze Falten-system langsam nach Norden fortbewegten. Die darauf gelagerten Schubdecken wurden dadurch ebenfalls nach Norden weitergeschoben und gelangten so schliesslich bis zum heutigen Nordrand der Alpen. Die Wildstrubelfalten spielten somit bei diesem gewaltigen Massentransport die Rolle von untergelegten Walzen.

Während LUGEON die Deckenbildung ungefähr mitten in der Oligocänperiode und jedenfalls erst nach Absatz des Flysches ihren Anfang nehmen lässt, nahm SCHARDT an, dass das Flyschmeer noch existierte als die Schubmassen aus Süden anrückten und dass deren Stirnrand unmittelbar die felsige Südküste des Flyschmeeres bildete.

Von diesen Küstenfelsen gelangten eine Menge von Bruchstücken auf den Boden des Flyschmeeres, die wir jetzt als polygene Konglomerate (brèche du Flysch, blocs exotiques) im Flysch eingelagert allerorten, besonders häufig aber in der Niesen-Region antreffen. Doch rückten die Decken stetig vor, so dass die erste schliesslich wie Grundeis auf den Boden des Flyschmeeres zu liegen kam, während die zweite noch Küstenfelsen bildete und ihren Schutt über dem ertrunkenen Teil der ersten Kette ausbreitete. Bei jeder neuen anrückenden Schubdecke wiederholte sich dies Spiel, bis das Flyschmeer verschwand und zu Ende der Oligocänzeit den Molasse-Seen Platz machte. Aber die Decken waren noch immer im Vorrücken begriffen und wie vorher dem Flyschmeere, so lieferten sie jetzt den Molasse-Seen den Ton, Sand und die Gerölle, welche darin eine so bedeutende Mächtigkeit erlangt haben.

Doch auch über diese Schuttmassen schoben sie sich auf eine Erstreckung von 20—30 Kilom. hinüber, denn die zusammengepressten und aufsteigenden krystallinischen Massive der Alpen stiessen und überwarfen die liegenden Falten des Wildstrubels und beeinflussten dadurch auch die darüber liegenden Decken.

Zur Oligozänzeit endlich wird auch die Molasse in die Bewegung hineingerissen und aufgerichtet. Dadurch werden die voralpinen Decken zwischen die Molasse im Norden und die Wildstrubelfalten im Süden eingezwängt, zusammengeschoben und teils gefaltet, teils in Schuppen übereinandergeschoben. Zugleich erzeugte die Klippendecke eine solche Ueberlastung, dass diese ganze Deckenzone zwischen der Arve im Westen und der Aar im Osten einen Einbruch von 500 bis 1000 Meter erlitt. Dadurch geschah es, dass die Decken der zerstörenden Wirkung der Erosion während der Diluvialzeit einigermassen entzogen wurden und viel vollkommener erhalten blieben als z. B. weiter im Osten, wo von ihrem früheren Vorhandensein nur noch einzelne Inselberge Zeugnis ablegen.

Die hauptsächlichsten Gegensätze zwischen LUGEON und SCHARDT liegen somit in der Deutung des Baues der Schubdecken und in der Chronologie. Beiden gemeinsam ist die Herleitung der Ueberschiebungen aus fernem Süden.

Carl Schmidts Modifikationen.

Erst während der Niederschrift dieser Arbeit erschien im 4^{ten} Heft des 9^{ten} Bandes der Eklogae geol. Helvetiae der Aufsatz „Ueber die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer Alpen“, worin die beiden soeben geschilderten Anschauungen nicht unwesentliche und auch unser Gebiet betreffende Modifikationen erfuhren.

Im allgemeinen steht der Verfasser auf dem gleichen theoretischen Boden wie LUGEON. Auch er sieht in den Alpen ein System enger hoher Falten, die alle nach Norden übereinandergelegt sind und die sich mit ihren Stirnenden z. T. bis 30 Kilometer weit über die Molasse des nördlichen Vorlandes vorgeschoben haben. So bedeutend war bei dieser Ueberfaltung der horizontale Zusammenschub in der Wurzelregion, dass im Simplongebiet die ursprüngliche Krusten-Breite auf ein Zehntel bis ein Fünfzehntel reduziert wurde. Während aber LUGEON nur die unteren voralpinen Decken im Norden und die oberen Decken im Süden des Simplongebietes entstehen lässt, liegen nach SCHMIDT alle Wurzeln im Norden der Rhone. Man ersieht daraus, auf wie unsicherem Boden diese Ueberfaltungstheorie noch stehen muss, wenn die Ortsbestimmungen für die Faltenwurzeln Unterschiede von circa 50 Kilometer aufweisen.

In der Glanzschieferzone, welche bei Sitten auf die rechte Talseite herübertritt, sind Konglomerate eingelagert, die eine gewisse Aehnlichkeit mit der Hornfluhbreccie zeigen. Sie ist zwar nicht grösser als z. B. die Aehnlichkeit mit der Flyschbreccie, aber da im Liegenden der Glanzschiefer die Trias auftritt, so glaubt SCHMIDT in der Altersbestimmung doch sicher zu sein. Allerdings bereitet ihm die so ganz verschiedene petrographische Ausbildung dieser Glanzschiefer und ihrer Konglomerate einige Schwierigkeiten. Es sind stark umgewandelte Gesteine, die sich von denen der voralpinen Decken, deren Wurzelteile sie doch sein sollen, ganz bedeutend unterscheiden. Er erklärt dies damit, dass die Wurzelteile in der Tiefe einem sehr hohen Druck ausgesetzt blieben, während die Faltensättel und -schenkel sich demselben durch ihr Heraufsteigen an die Oberfläche rasch entzogen. Er fasst also die Umwandlung in Glanzschiefer, die eine so weite Verbreitung in gewissen Teilen der Alpen hat, als eine Dynamometamorphose auf, die erst während der Ueberfaltung in jungtertiärer Zeit eintrat und auf die Wurzelregionen der Falten beschränkt blieb. Die Zurückführung dieser Metamorphose auf den Einfluss der Tiefengesteine, deren Massenhaftigkeit für die Glanzschieferzone geradezu charakteristisch ist, weist er im Gegensatz zu WEINSCHENK entschieden zurück. Auf diese Weise verliert für ihn die Erklärung der petrographischen Verschiedenheit der Gesteine in den Stirnfalten und Wurzeln zunächst allerdings ihre Schwierigkeit, aber der Satz, dass die Wurzelregionen sich durch besonders starke Metamorphose ihrer Gesteine von den Stirnregionen der Deckfalten unterscheiden, muss dann auch allgemeine Gültigkeit haben, überall müssen die Wurzelregionen an dieser Metamorphose erkannt werden können und die Stirnregionen müssen frei davon sein.

Erst die Zukunft kann uns über die Richtigkeit dieses Satzes aufklären, aber schon heute besteht in dieser Beziehung ein noch ungelöster Gegensatz zwischen SCHMIDT und LUGEON, insofern dieser für die eine seiner Deckfalten eine Wurzelregion in Anspruch genommen hat, die sich nicht durch jene Metamorphose auszeichnet.

I. Die Alpen zwischen Gurnigel und Sitten.

A. Stratigraphischer Teil.

Unser Gebiet enthält viele stratigraphische Schwierigkeiten, die noch immer nicht alle überwunden sind. Wie sehr darunter die Richtigkeit der tektonischen Auffassung zu leiden hat, dafür gibt uns die sog. Hornfluhbreccie ein schlagendes Beispiel. Sie wurde früher mit dem polygenen Konglomerat des Flysches identifiziert. Sobald man jedoch ihr jurassisches Alter erkannt hatte, ergab sich daraus für die Tektonik eine vollständige Umwälzung. Man braucht, um sich davon zu überzeugen, nur die Profile durch Gummfluh und Rubli zu vergleichen, die SCHARDT vorher (1883 *Mém. soc. pal. Suisse* X Pl. B.) und nacher (1891 *Eclogae géol. Helvet.* Vol. II Pl. 14) entworfen hat.

Ich will deshalb zunächst diejenigen Formationsglieder der Trias, des Jura, der Kreide und des Tertiärs, welche hier in Betracht kommen, kurz besprechen.

1. Die Trias.

Durch Versteinerungen sicher gestellt ist von der ganzen Trias nur das Rhät. Doch ist es höchst wahrscheinlich, dass die unter den rhätischen Kalken liegenden Dolomite, Rauhacken und Gipse ebenfalls zur Trias gehören und zwar auch da, wo in ihrem Hangenden das Rhät fehlt und statt dessen direkt Jura oder sogar Flysch darüber folgt. Es ist noch nicht gelungen, diese versteinerungslosen triasischen Gesteine in bestimmte Horizonte einzureihen. Wir wollen mit ihrer Schilderung im Norden beginnen und gegen Süden fortschreiten.

In der *Gurnigelzone* tritt die Trias nirgends als die regelmässige Unterlage des Flysches, der dort fast ausschliesslich herrscht, auf, sondern sie erscheint nur in Form kleiner isolierter Schollen inmitten des Flyschgebietes, und

ihre Ueberlagerung durch Flysch ist nicht unmittelbar wahrnehmbar, so dass selbst die Frage aufgeworfen werden konnte, ob diese Schollen nicht erratische seien. Am häufigsten ist Gips mit buntfarbigen Mergeleinlagen. Letztere kommen auch mit Dolomit zusammen vor und schwarze Kalke mit Ueberresten von Pecten und Lima dürfen vielleicht zum Rhät gezählt werden.

Viel klarer liegen die Verhältnisse in der *Gantrisch-Kette*, wo nicht nur die Triasglieder in geschlossener Reihe, sondern auch ihre Beziehungen zu den jüngeren Jura- und Kreideschichten deutlich hervortreten. Zu unster liegt die Rauhwaacke, an die der Gips, wo er überhaupt entwickelt ist, gebunden ist. Der Dolomit darüber erlangt Mächtigkeiten bis zu 80 Metern und zwischen seinen Bänken kommen rote, grüne und blaue Mergel meist nur in dünnen Lagen vor. Nach oben schalten sich häufig einzelne dunkle Kalkbänke ein, die dann herrschend werden und mit ebenfalls dunklen Mergeln wechsellagernd eine Gesamtmächtigkeit von im Maximum 20 Metern erreichen.

Nach GILLIÉRON's Angaben führen sie neben der häufigen *Terebratula gregaria* in wechselnden Mengen auch *Terebratula pyriformis*, *Spiriferina Jungbrunnensis*, *Gerwillia inflata*, *Avicula contorta*, *Dimyodon intusstriatum*, *Ostrea Haidingeriana* u. a.

In der *Stockhorn- und Gastlose-Kette* bleibt sich alles das ziemlich gleich, nur ist der Gips weniger häufig aufgeschlossen und sind die rhätischen Kalke etwas ärmer an Versteinerungen, unter denen jedoch nach GILLIÉRON *Terebratula gregaria*, *Avicula contorta* und *Dimyodon intusstriatum* keinen Zweifel an der Altersbestimmung aufkommen lassen. Etwas misslicher wird es im Gebiet der *Hornfluh- und Spielgerten-Ketten*, wo nach JACCARD nur an einer Stelle südlich des Rinderberges über dem Dolomit in schwarzen Schiefeln Spuren der *Avicula contorta* und in hangenden etwa 20 Meter mächtigen dunklen Kalken eine *Lumachellen-Bank* vorkommen, wodurch das Vorhandensein der rhätischen Stufe um so wahrscheinlicher wird, als darunter die Dolomite, Rauhwaacken und der Gips in gleicher Entwicklung wie in den nördlichen Ketten liegen. Ausserdem hat schon ISCHER auf Blatt XVII der geol. Karte der Schweiz am *oberen Laubhorn und am Metschenhorn* kleine Inseln von Rhät eingezeichnet mit einer Unterlage von Dolomit, Rauhwaacke und Gips, aber leider hat er seiner Angabe (Verh. naturf. Ges. Bern 18. 7—78 S. 97)

des Fundes zahlreicher Versteinerungen kein Verzeichnis derselben folgen lassen.

In der *Wildstrubelkette* ist kein Vorkommen triasischer Schichten bekannt*) und erst auf den Hochterrassen, durch welche diese Kette gegen das Rhonetal hin begrenzt ist, treten wieder Rauhwacken, Gipse und Dolomite auf, die zur Trias gerechnet werden und zwar mit gleicher Sicherheit wie in den Freiburger Voralpen, seitdem SCHMIDT an einer Stelle in den hangenden dunklen Kalken im Tal der Sionne die *Avicula contorta* nachgewiesen hat. Dort ist bei den Mühlen von Dröne unterhalb des Pont neuf ein guter Querschnitt der Trias an den Talgehängen abgeschlossen. Er beginnt auf der linken Seite mit Dolomit, dessen Bänke steil aufgerichtet sind und nach Süden einfallen. Gegen Norden endet derselbe an einer Verwerfungsspalte, auf welcher Flysch an ihn herangeschoben ist. Von da lässt sich seine Mächtigkeit auf etwa 200 Meter schätzen bis zu der Stelle, wo er von einer starken Rauhwackebank überlagert ist. Auf letztere folgen in fast vertikaler Stellung weinrote, grüne und schwarze Schiefer mit eingelagerten braun anwitternden grauen Dolomit- und zwei brecciösen Rauhwacke-Bänken, die rote und grüne Schiefer in eckigen Bruchstücken einschliessen. Darüber liegen anfänglich kalkarme schwarze Schiefer mit einzelnen rostbraun gefärbten Kalkplatten, dann gewinnen die von Glimmerhäutchen überzogenen Kalkschiefer die Ueberhand, die von zahlreichen Quarz- und Calcitadern durchsetzt werden und nach ihrer petrographischen Entwicklung bereits zu den Glanzschiefern gestellt werden müssen. In dieser Serie habe ich keine Versteinerungen finden können, aber auf der anderen Bachseite stehen dunkle Kalke an, von denen ich nicht weiss, ob sie zu den mit Dolomit wechsellagernden Schiefen oder den hangenden Glanzschiefern gehören, und darin kommt die *Avicula contorta* vor, die SCHMIDT gefunden hat.

Gegen Süden endet damit der palaeontologische Nachweis der Trias, doch kommen im eigentlichen Gebiet der Walliser Glanzschiefer auch weiterhin hochkrystallinische Dolomite und Rauhwacken vor, die nach ihren Verband-

*) Dass sie auch da unter der mächtigen Decke der helvetischen Kreide nicht fehlen wird, geht aus dem Vorkommen der Schichten mit *Avicula contorta* weiter im Osten in der Nähe von Leukerbad mit grosser Wahrscheinlichkeit hervor.

verhältnissen mit grosser Wahrscheinlichkeit ebenfalls zur Trias gestellt werden dürfen.

Ergebnisse.

Die Triasschichten im Gebiet zwischen Gurnigel und Sitten zeigen durchaus gleiche Facies. Die obersten Schichten gehören dem Rhät an, die tieferen Dolomite und Rauhacken können in bestimmte Triashorizonte nicht eingereiht werden. Gegen eine Identifizierung der Dolomite mit dem Hauptdolomit der Ostalpen spricht ausser dem Fehlen der palaeontologischen Anhaltspunkte auch die petrographische Beschaffenheit. Der echte Hauptdolomit führt niemals Quarzgänge und ist gewöhnlich bituminös — der Freiburger Dolomit ist es nie.

Wir sind vollständig im Ungewissen darüber, ob diese unteren Triasschichten die ganze Triasformation oder nur einen oberen Teil derselben vertreten.

Gleiche Ausbildung kommt im Gebiet der Südalpen nicht vor, wohl aber in einigen Teilen der ostalpinen Zentralalpen. Im Brennergebiet (z. B. Tarntaler Köpfe) sind ebenfalls nur die rhätischen Schichten fossilführend und unter ihnen liegen nur fossilfreie Dolomite von nicht allzugrosser Mächtigkeit. Auch im Gebiet der Ramsau-Dolomit-Entwicklung könnte man Anhaltspunkte zu einem Vergleich finden, insofern dort unter den rhätischen Kalkschichten ein mächtiger Dolomit stellenweise herabreicht bis auf die Gips-, Salz- und Rauhackenlager der untersten Trias. Freilich schliesst dieser Ramsau-Dolomit an manchen Stellen Kalklager ein, die Versteinerungen führen und die beweisen, dass hier Ablagerungen vorliegen, deren Bildung während Muschelkalk und Keuper vor sich gegangen ist. Ebenso bestehen äusserliche Aehnlichkeiten mit der Facies der Ortler-Trias. Aber selbstverständlich kann daraus der Schluss nicht gezogen werden, dass die Freiburger Trias ursprünglich in den Ostalpen oder in der gleichen Region wie die ostalpine Trias zum Absatz gelangt sei.

Sehr merkwürdig ist es, dass wir in den Freiburger Voralpen nirgends die Unterlage der Trias aufgeschlossen haben und auch dieser Umstand muss uns Zurückhaltung auferlegen in der Identifizierung der einzelnen Triasschichten mit denen solcher Gebiete, wo die ganze Trias samt ihrer palaeozoischen Unterlage entwickelt ist.

2. Der Lias.

Diese Formation schliesst sich so eng an die petrographische Entwickelung der rhätischen Schichten an, dass man, wo Versteinerungen fehlen, häufig in Verlegenheit kommt, wo man die Grenze zwischen beiden ziehen soll.

So gering auch die Aufschlüsse in der *Gurnigelzone* sind, so konnte GILLIÉRON von dort doch *Arietites obtusus* und *Kridion*, *Aegoceras Johnstoni* und *planicosta*, *Belemnites obtusus*, *Pecten Hehli*, *Rhynchoneila Deffneri* und *Pentacrinus crassus* nachweisen, denen sich vielleicht auch noch *Gryphaea arcuata* anschliesst.

In der *Gantrischkette* legen sich auf die reinen Kalke und Mergel des Rhäts meist dunkle Kalksteine von über 100 Meter Mächtigkeit. Es sind abwechselnd spätige, oolithische, sandige und kieselige Kalke mit Kieselknollen. In ihren untersten Lagen führen sie *Lima punctata* und *tuberculata*, *Pecten valoniensis*, *Plicatula hettangiensis*, *Waldheimia perforata*, und *Rhynchonella plicatissima*, also eine unterliasische Fauna von rein mitteleuropäischem Typus. Aus höheren Horizonten werden angegeben: *Belemnites acutus*, *Arietites obtusus*, *Gryphaea obliqua*, *Terebratula subvoides* und *Waldheimia subnumismalis*. Nach oben nehmen die Mergelzwischenlagen zu und in ihnen liegen *Belemniten* des mittleren Lias wie *B. paxillosus* und *elongatus*. Die obersten 20 Meter bestehen endlich hauptsächlich aus dunklen Mergelschiefer_n mit *Harpoceras serpentinum*, *costula* und *aalense*, *Dactyloceras commune*, *Inoceramus Falgeri* und *Posidonomya Bronni*. Sie vertreten somit den oberen Lias und zwar in ausgesprochen schwäbischer Facies.

In der *Stockhorn- und Gastlose-Kette* werden die Aufschlüsse mangelhaft und ergeben nur spezifisch unbestimmbare *Ammoniten* und *Belemniten*. Noch weiter im Süden fehlen sicher Anhaltspunkte für das Fortkommen der Lias fast ganz und nur auf der Höhe des oberen Laubhornes und zwischen *Wistätthorn* und *Tauben* am Südrand der *Niesenflysch-Zone* sind *Arietiten* nachgewiesen worden. Dass die geologischen Karten gleichwohl an vielen Stellen auch in diesen südlichen Teilen Lias als anstehend eingezeichnet haben, hat seinen Grund darin, dass man den eigentlichen Charakter der Klippenregion nicht erfasst hatte und infolge dessen von der Voraussetzung ausging, es *müssten* die Formationen alle vorhanden sein.

Ergebnis.

Die Fauna des Freiburger Lias ist eine schwäbische. Sie hat zugleich Anklänge (Inoceramus Falgeri) an die ostalpinen Fleckenmergel. Diese faunistische Beziehung kommt auch in der petrographischen Entwicklung zum Ausdruck. Beziehungen zum Lias am Südrande der Alpen fehlen durchaus.

3. Der Dogger.

Es ist sehr merkwürdig, dass, während Trias und Lias über das ganze hier in Betracht kommende Gebiet jede für sich in ganz gleicher Facies entwickelt sind, im Dogger zwei ziemlich scharf von einander getrennte Facies auftreten, nämlich die *Taonurus*- und die *Modiola*-Facies.

a) Die *Taonurufacies* besteht aus blauen, sandigen gelbanwitternden Kalken und schiefrigen Mergelzwischenlagen, die zusammen bis gegen 200 Meter mächtig sind und den unteren und mittleren Dogger darstellen, während der darüber folgende obere Dogger durch vorherrschenden Mergel vertreten ist. In der Gurnigelzone vereinzelt, in der Stockhorn- und Gantrischkette am verbreitetsten kommt diese Facies auch ganz im Süden z. B. am Pommerngrat noch in typischer Entfaltung vor.

Aus dem unteren Dogger sind die Horizonte des *Ammonites opalinus*, *Murchisonae*, *Humphriesianus* und *Parkinsoni* vertreten und das erinnert, wie im Lias, an enge Beziehungen zum schwäbischen Doggermeere, mit dem *Harpoceras opalinum*, *Stephanoceras Humphriesianum*, *Cosmoceras Garantianum*, *Ancyloceras nodosum* und *annulatum*, *Perisphinctes Martinsi* und *Pentacrinus subteres* gemeinsam sind. Andere Formen wie *Phylloceras Zignoanum*, *viator*, *Kudernatschi*, *disputabile*, *Lytoceras tripartitum* und *Posidonomya alpina* hingegen verweisen auf das mediterrane Jurameer und zeigen an, dass die südliche Fauna, welche zur Liaszeit unserem Gebiete noch fremd war, langsam zur Doggerzeit nach Norden vordrang. Das geht auch aus den Arten des Callovien hervor, von denen u. a. *Phylloceras tortisulcatum*, *mediterraneum* und *plicatum*, *Peltoceras arduenense*, *Perisphinctes petina* und *furcula* sowie *Belemnites hastatus* zu nennen wären.

b) Die *Modiolafacies* ist hauptsächlich in der Spielgerten- und Gastlose-Kette zu Hause. Die Gesteine bestehen teils aus Mergeln und Kalksteinen, teils aus Tonen, Sanden,

Kohlenflötzen und Konglomeraten. Letztere liegen zu unterst — es ist die Hornfluhbreccie — mit ihren wenig abgerollten, oft ganz eckigen Bruchstücken von triasischen und liasischen Gesteinen derselben Art wie sie der Trias und dem Lias dieser Gegend eigen sind. Darauf folgen die kohlig-sandigen und dann die mergelig-kalkigen Schichten, doch bestehen vielerlei Variationen infolge von Wiederholungen der drei verschiedenen Gesteinsgruppen oder auch durch Fehlen der einen oder anderen. Es ist unverkennbar, dass dies eine Küstenfacies ist und dass die Küstenfelsen aus Trias- und Liasgesteinen aufgebaut waren. Dem entspricht auch die von LORIOLE beschriebene eigenartige Fauna (Abh. Schweiz. pal. Ges. X 1883), die hauptsächlich aus Zweischalern, einigen Gasteropoden und Brachiopoden besteht und ganz der Cephalopoden entbehrt. Ferner ist auffallend, dass die fünf Brachiopoden-Arten weit verbreiteten Formen angehören, während von den 48 Muschel- und Schneckenarten nicht weniger als 22 neue d. h. auf diese Facies beschränkte Arten sind, wie dies bei einer insularen Küstenfauna erwartet werden kann. Ausserdem ist bemerkenswert, dass in dieser Fauna fast nur Leitfossilien des mittleren Doggers vorkommen. Wir können daraus den Schluss ziehen, dass die am Ende der Liaszeit in dem offenen Meere entstandenen Inseln anfangs unbewohnt waren, während sie sich bereits infolge starker Brandung mit einem Mantel von Breccien und sonstigen klastischen Absätzen umgaben, dass dann erst später die Küstenfauna etwa zur Zeit des mittleren Doggers einwanderte, während in grösseren Tiefen und in einiger Entfernung von diesen Inseln, nämlich im Gebiet der Taonurusfacies, das Leben durch die ganze Zeit ungestört seinen Fortgang genommen hat.

Es sind Anzeigen dafür vorhanden, dass diese Inselbildung längere Zeit in Anspruch genommen hat, an manchen Orten noch fortdauerte, während sie an anderen schon zur Ruhe gekommen war und sogar bereits der Erosion zum Opfer fiel. Die Küsten-Breccien sind deshalb von sehr verschiedener Mächtigkeit und auch recht verschiedenen Alters. Am Rinderhorn z. B. scheint es ausser Zweifel zu stehen, dass ihre Bildung bis in die Zeit des oberen Jura andauerte. Andererseits gab es Stellen, wo die Erosion lange Zeit nur Material fortführte, ohne eine entsprechende Menge der Breccie abzusetzen. In der Stockhornkette am Morgeten hat GILLIÉRON dies deutlich beschrieben. Dort liegt der Dogger direkt auf der Trias und GILLIÉRON wundert sich,

wo Rhät und Lias geblieben sind. Der Dogger ist dort nicht in der Modiola- sondern in der Taonurusfacies entwickelt und hat an seiner Basis nur eine wenig mächtige brecciöse sandige Ablagerung.

Die Hornfluhbreccie ist nicht auf die Partien beschränkt, welche LUGEON und JACCARD zu ihrer Brecciendecke rechnen. Sie ist ganz typisch auch in der Gastlosekette vorhanden, und ich sah sie, wenn auch nur in schwacher Ausbildung, noch an anderen Orten weiter im Norden und Süden. ISCHER hat sie am Rothorn der Spielgertengruppe auf seiner Karte eingezeichnet. Weder JACCARD noch KEIDEL haben die Stelle besucht, trotzdem hat ersterer sie auf seiner Karte weggelassen und spricht (S. 178) nur von einer „véritable brèche de dislocation“, die er in der Nähe angetroffen habe. Diese Stelle bedarf jedenfalls einer Revision. Nach den Angaben von SCHMIDT kommen ähnliche Breccien auch im Gebiet der Walliser Glanzschiefer und nach de la Harpe in der Nähe von Leukerbad vor. Erstere habe ich bei S. Léonard getroffen, doch ist dort ihr genaues Alter mangels Versteinerungen nicht festzustellen.

Ergebnis.

Zur Zeit der Doggers haben in unserem Gebiet Bodenbewegungen und Inselbildungen stattgefunden. Die Folge war eine küstennahe und eine küstenfernere Facies der Meeressedimente und Faunen. Zugleich trat eine Mischung der mitteleuropäischen und mediterranen Faunen ein.

4. Der obere Jura.

In der *Gurnigelzone* treten inmitten des Flysches nur ganz vereinzelt Klippen auf, die GILLIÉRON der Acanthicuszone und dem Tithon zuzählt. Für letztere spricht entschieden das Vorkommen von *Aptychus punctatus* und *Belemnites ensifer*.

In der *Gantrischkette* erreicht der obere Jura im Hangenden des Doggers eine Mächtigkeit bis zu 150 Metern. Er besteht aus „calcaire concretioné, grumeleux und calcaire à rognons de silex.“ Ersterer stellt sich zumeist zu unterst ein, doch kommt er auch in höheren Lagen vor und es ist unmöglich eine stratigraphische Gliederung nach petrographischen Merkmalen durchzuführen. Neben Mergeln

treten auch hellfarbige dickbankige Kalke auf. Palaeontologisch sind nur zwei Horizonte bis jetzt darin nachgewiesen, nämlich die Transversariuszone mit *Phylloceras mediterraneum* und *tortisulcatum*, *Haploceras Erato*, *Perisphinctes plicatilis*, *birmensdorfensis* und *Belemnites hastatus* und das Tithon mit *Aptychus Beyrichi* und *punctatus*, *Belemnites ensifer* und *strangulatus*.

In der *Stockhornkette* sind die Versteinerungen noch seltener, doch wurden auch da diese beiden Horizonte bestimmt. Die hellfarbigen dickbankigen bis massigen Kalksteine nehmen an Häufigkeit zu.

In der *Gastlose-Kette* liegt der obere Jura direkt auf den versteinerungsreichen *Modiolaschichten* der Doggers, aber seine untersten Bänke sind versteinerungslos und erst die oberen grauen massigen Kalke verweisen mit *Diceras Luci*, *Rhynchonella Asteriana*, *Terebratula moravica*, *formosa*, *immanis* und *biskidensis*, *Nerineen* und Korallen auf Tithon.

Aehnlich liegen die Verhältnisse in der *Spielgarten-Gruppe*. Doch lieferten die oberen hellanwitternden Kalke nur Seeigelstacheln, *Nerineen* und Korallen. In den tieferen dem Dogger aufliegenden Horizonten stellen sich ähnlich wie in der *Gantrischkette* dunkle bituminöse, hellere oolithische und Kalke mit Kieselausscheidungen ein, aber die charakteristischen flaserigen und bröckeligen Kalke scheinen zu fehlen. Wo die Hornfluhbreccie entwickelt ist, lässt sich zwischen Dogger und Malm keine scharfe Grenze ziehen, denn es stellen sich in den Breccien ganz allmählich *Crinoideen-* und *Silexkalke* in zunehmender Häufigkeit ein, bis sie die Breccien ganz verdrängen, aber sie enthalten keine Leitfossilien, ebenso wie jene Schiefereinlagerungen, die JACCARD allerdings ohne jeden palaeontologischen Beleg am Rinderhorn noch zum Dogger zu stellen geneigt ist.

In der *Lenker Gegend* lagern unter den oberen dickbankigen bis massigen Kalken, die viel Kieselknollen führen und oft ganz von *apiocrinus*artigen Stielgliedern erfüllt sind, bröckelige und flaserige Kalke und dunkelfarbige Mergelschiefer, die von Sarassin und Roesinger als Vertreter der Oxfordien angesehen werden. Am Regenbolshorn bildet ein sandiger Kalkstein das Liegendste derselben. Auf der Höhe der *Wildhornkette* stellen sich dieselben Gesteinsarten in Form isolierter Felspartien oder grösserer Decken auf dem Eocän der helvetischen *Faoies* ein und führen *Aptychen* und *Belemniten*.

Ergebnis.

Auch noch zur Zeit der oberen Juras gab es in unserem Gebiete vereinzelt Inseln, aber im allgemeinen wurde auf dem Meeresboden eine ein bis mehrere Hundert Meter mächtige Sedimentdecke abgesetzt von ziemlich gleichförmiger kalkiger Beschaffenheit, die innerhalb der schweizerischen Nordalpen eine sehr ausgedehnte Verbreitung insbesondere auch in dem Gebiete, welches später von dem helvetischen Kreidemeere in Besitz genommen wurde, hat und die von der Jurafacies der Ost- und Südalpen recht verschieden ist. Man könnte das die *Hochgebirgskalk-Facies* nennen.

5. Die untere Kreide.

Ablagerungen aus dieser Zeit sind einerseits im Norden in der Gurnigelzone, der Gantrisch- und der Stockhornkette; anderseits im Süden in der Wildstrubelkette angetroffen. Der ungefähr 20 Kilometer breite Streifen Land, der dazwischen liegt, ist frei davon und war es wahrscheinlich von jeher, soweit seine oberflächlich zutage tretenden Massen in Betracht kommen. Auch aus den südlichen Walliser Alpen sind Kreideablagerungen noch nicht bekannt geworden.

a) Die Wildstrubelkette.

Hier ist die untere Kreide in helvetischer Facies entwickelt und sehr leicht kann man Neocom, Schrattenkalk und Gault darin nach petrographischen Merkmalen unterscheiden. Eine weitere Gliederung des Neocoms ist wegen der Armut an Versteinerungen wohl schwer durchführbar. Es sind vorwiegend rauhe, dunkle, sandige Kalksteine, in denen meist nicht mehr als schlechterhaltene Belemniten zu finden gelingen will. Der hellfarbige Schrattenkalk hingegen ist stellenweise mit Requinien und anderen Versteinerungen ganz erfüllt und erleichtert die stratigraphische und tektonische Orientierung ganz wesentlich. Der Gault ist gewöhnlich nur einige Meter stark und fehlt oft auch ganz, so dass die Seewenschichten der oberen Kreide dann direkt auf dem Schrattenkalk liegen. In den Felseinöden des Laufbodens kann man die Auflagerung des 5—10 Meter mächtigen Gaults stellenweise recht gut beobachten. Er beginnt da mit einem Sandstein, der aus Quarz- und Kalkkörnern besteht und von Kieselausscheidungen in netzförmigen Zügen durchsetzt ist, die von oben

herein auch eine Strecke weit in den sonst von Kiesel-
ausscheidungen ganz freien Schrattenkalk eindringen. Ueber
diesem Sandstein folgt eine dünne Lage schwarzen Schiefers
und dann ein knolliger Kalk von geringer Mächtigkeit, der
aber von Aucellen und Ammoniten erfüllt ist. Die Auf-
lagerungsfläche des Schrattenkalkes ist nicht eben, sondern
zeigt Vertiefungen, die von dem Gaultsand ausgefüllt sind.
Eine solche Discordanz zwischen Aptien und Gault ist
auch anderwärts im Gebiete der helvetischen Facies wohl
bekannt und wird hier noch besonders augenfällig, weil
die jüngeren Seewenschichten vielfach bei fehlendem Gault
direkt auf dem Schrattenkalk liegen, und bei Iffigen und
Ritzberg letzterer sogar unmittelbar von dem eocänen
Nummulitenkalk überlagert wird. Es weist das auf eine
Regression des Kreidemeeres nach Ablagerung des Schratten-
kalkes hin, dem dann eine langsame Transpression von
Süden her nachfolgte,² die bis in die Eocänzeit andauerte.

b) Das Neocom im Norden.

In den schon erwähnten nördlichen Ketten besteht die
untere Kreide aus dünnbankigen hellgrauen dichten Kalken
mit muschligem Bruch und vielen schwarzen, oft flächenartig
ausgedehnten Kieselknollen. Sehr häufig treten in dem hell-
farbigen Kalke dunklere nicht sehr scharf begrenzte unregel-
mässige Flecken auf ähnlich wie in den ostalpinen Flecken-
mergeln und auch weichere mergelige Zwischenlagen legen
sich trennend zwischen die einzelnen Kalkbänke. Es ist
gewöhnlich nicht möglich, nach petrographischen Merk-
malen eine scharfe Grenze zwischen diesem Neocom und
dem oberen Jura zu ziehen, da Versteinerungen nur ganz
vereinzelt vorkommen. Die bis jetzt gefunden worden sind,
gehören fast alle Arten an, die auch aus dem Bereiche
der helvetischen Kreidefacies bekannt sind. Es sind haupt-
sächlich: *Aptychus Didayi*, *angulocostatus*, *Serranonis
noricus*, *Lytoceras subfimbriatum*, *Phylloceras Tethys*,
Haploceras grasianum, *Olcostephanus Astierianus*, *Crioceras
Duvalli*, *Belemnites pistilliformis*, und *bipartitus*, *Terebratula
diphyoides*. Danach sind in diesen Neocomschichten alle
Stufen bis herauf ins Hauterivien vertreten.

Ergebnis.

Trotz der petrographischen Verschiedenheit und dem
Fehlen des Aptien und Gaults im Norden besteht zwischen

der helvetischen und der Freiburger Kreidafauna kein wesentlicher Unterschied. Nur hat die Regression des Kreidemeeres im Norden früher eingesetzt als im Süden und in den südlichen Teilen der Freiburger Alpen ist sie sogar noch früher eingetreten, so dass dort während der älteren Kreidezeit bereits gar keine Sedimente mehr zum Absatz gelangt sind. Das Freiburger Neocom zeigt petrographisch und faunistisch viel Aehnlichkeit mit dem Neocom der ostalpinen nördlichen Kalkalpen.

6. Die obere Kreide.

Im Gebiete der helvetischen Kreidefacies sind es die Seewenschichten, in den Freiburger Alpen die Couches rouges, welche die Ablagerungen dieser Periode ausmachen. Beide Facies sind durch ein absatzfreies Gebiet voneinander getrennt, das aber nicht mehr so breit ist wie in der älteren Kreidezeit. Faunistisch sind beide Facies nicht sehr verschieden, indem sie eine Menge kleiner Foraminiferen einschliessen, die aber spezifisch meist nicht bestimmbar, während andere Versteinerungen grosse Seltenheiten sind. Auch die petrographischen Unterschiede sind nicht sehr gross besonders wenn, was nicht gar selten der Fall ist, die Couches rouges wie die Seewenschichten hellgrau gefärbt sind.

Die *Seewenschichten* sind meist dünnschieferige Mergel, seltener Kalksteine und sie liegen auf dem Gault oder, wo dieser fehlt, direkt auf dem Schrattenkalk. Ueberlagert werden sie von den Nummulitenführenden Kalken und Mergeln und daraus ergibt sich, dass sie jedenfalls der oberen Kreide angehören. Ob sie nur das Senon oder auch Turon und Cenoman vertreten, bleibt im Ungewissen.

Die *Couches rouges* haben ihren Namen von der roten Farbe erhalten, die an vielen Stellen diese Mergel auszeichnet. GILLIÉRON führt aus ihnen den *Inoceramus Brongniarti*, *Micraster breviporus* und *Cardiaster Gilliéroni*, *Belemniten* und *Ostreem* an.

Ihre Verbreitung geht von der Gantrischkette an südwärts nur bis zum Nordrande der Niesenflysch-Zone. In der Gurnigel-Zone sind sie nicht bekannt und erst viel weiter im Westen bei Niremunt und Mont Salvens sind sie auch in dieser Zone nachgewiesen.

Mit den Nierentaler Schichten der nördlichen Ostalpen zeigen sie sehr viel Aehnlichkeit sowohl in faunistischer

als auch in petrographischer Beziehung, dahingegen besteht mit der Scaglia der Südalpen weniger Verwandtschaft.

Welche Glieder der oberen Kreide durch die Couches rouges vertreten sind, ist festzustellen noch nicht gelungen. In der Gantrisch- und Stockhornkette liegen sie direkt auf dem Neocom, es fehlt also jedenfalls dazwischen Aptien und Gault. In der Gastlosekette und der Hornfluh-Spielgerten-gruppe hingegen bildet der obere Jura ihr direktes Liegendes. Die Transgression ist bei ihnen also noch viel ausgeprägter als bei den Seewenschichten im Süden. Gleichwohl ist es sehr schwer deutliche Spuren dieses Vorganges in der petrographischen Ausbildung dieser Sedimente nachzuweisen. An der Basis der Couches rouges fehlt ein deutliches Transgressions-Konglomerat und auch die Oberfläche des Jurakalkes trägt keine auffälligen Anzeichen der vorausgegangenen längeren Trockenlegung zur Schau. Freilich mag dies zum Teil daher kommen, dass gute Aufschlüsse der Ueberlagerungsfläche recht selten sind, weil diese meist unter Schutt versteckt liegt. Wo dies aber nicht der Fall ist, wie z. B. am Touristenweg, der am Felskegel herauf zum Gipfel des Mythen bei Schwyz führt, da sieht man, wie die untersten roten Bänke der Couches rouges, die zugleich voll von Inoceramenschalen stecken, kleine und grössere eckige Bruchstücke des darunter liegenden hellen Tithonkalkes einschliessen und so eine wenn auch nur wenig mächtige Breccie bilden.

Am Felssporn nördlich von Hohlas bei Zweisimmen, mit dem die Steilwand „ob dem Flühwald“ gegen Süden endet, ist eine deutliche Diskordanz zwischen den Couches rouges und dem oberjurassischen Kalkstein zu sehen. Leider lässt sich aber hier nicht sicher unterscheiden, ob diese Diskordanz eine ursprüngliche oder ob sie erst später bei der Gebirgsbildung aus Verschiebungen hervorgegangen ist.

Ergebnis.

Couches rouges und Seewenschichten sind Ablagerungen sehr ähnlicher Fascies aus der jüngeren Kreidezeit. Sie liegen beide transgredierend über den älteren Sedimenten. Die Zeitspanne, welche ihre Bildung umfasst, ist nicht genau festgestellt. Räumlich sind beide Faciesbezirke von einander durch eine absatzfreie Zone getrennt.

7. Der Flysch.

Der Flysch ist für den Palaeontologen ein wahres Crux. Denn trotz seiner bedeutenden Mächtigkeit und weiten Ausdehnung liefert er fast keine Versteinerungen, die eine sichere Altersbestimmung zulassen. Aus anderen Gebieten wissen wir, dass es Kreide- und Tertiärflysch gibt, hier in den Freiburger Alpen wird er gegenwärtig ziemlich allgemein dem Tertiär zugerechnet, trotzdem FISCHER-OOSTER den grössten Teil des Gurnigelflysches in die Kreide versetzt hat, weil er nur in seinen obersten Teilen, in dem Sandstein zwischen Seelibühl und Ziegerhubel südlich von Gurnigel Nummuliten gefunden hatte.

Überall da, wo der Flysch auf den Couches rouges zum Absatz gekommen ist, sind wir ziemlich sicher, dass er dem Tertiär angehört und es wäre höchstens möglich seine untersten Lagen noch der allerobersten Kreide zuzurechnen. Das trifft aber nur für die Gebiete zwischen der Gantrischkette und der Nordgrenze des Niesenflysches zu. Der Flysch in der Wildstrubelkette muss schon noch jünger sein, denn er liegt, wenigstens teilweise, auf den Nummulitenkalken.

In den Gebieten, die ich wegen des Fehlens der Couches rouges im Vorausgehenden für die Zeit der oberen Kreide als absatzfreie bezeichnet habe, ist gleichwohl Flysch vorhanden. Er ist da direkt teils auf Jura- teils auf Trias-sedimenten abgesetzt worden und somit ist die Möglichkeit keineswegs ausgeschlossen, dass hier die Bildung des Flysches schon während der Kreidezeit ihren Anfang genommen habe. Dem widerspricht auch der Fund von Nummuliten bei Rätzliberg, den SARASSIN neuerdings gemacht hat, durchaus nicht, da er ja nur das Gleiche beweist, was schon FISCHER-OOSTER behauptet hat, dass nämlich der Flyschabsatz auch noch im Eocän fort-dauerte.

Es ist nun gewiss sehr auffallend, dass der Flysch in der Niesenzone eine so enorme Mächtigkeit besitzt und zugleich durch Einlagerungen von Konglomeraten, deren Gerölle aus Graniten, Dolomiten, Lias-, Dogger- und Jura-gesteinen bestehen, ausgezeichnet ist, die in gleicher Menge anderwärts in unserem Gebiete nicht so vorkommen, mit Ausnahme der Gurnigelzone, wo ja auch die Kreide-schichten fehlen und der Flysch von besonderer Mächtigkeit ist.

So wie heute bereits die Hornfluhbreccie, die früher ziemlich allgemein dem tertiären Flysch eingereiht worden ist, davon abgetrennt werden muss, weil man Beweise gefunden hat, dass sie dem Jura angehört, so wird es vielleicht auch einmal notwendig werden, einen Teil des übrig gebliebenen tertiären Flysches in die Kreide zu versetzen.

Bei Lenk sind mir einige Stellen aufgefallen, wo mitten im Flysch Gesteine zutage treten, die man leicht für Seewenschichten erklären könnte und die es vielleicht auch sind. Besonders wichtig aber erscheint mir der Aufschluss am Fusse des Wasserfalles unterhalb Laubberg im NO von Lenk bei Höhengcôte 1440. Dort liegt mit schwacher

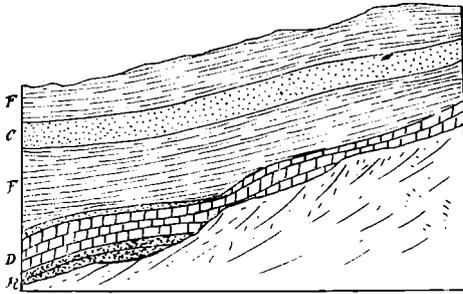


Fig 1. Am Fusse des Wasserfalles des Seewlenbaches bei Lenk. F Flysch mit polygenem Konglomerat (C), D Trias-Dolomit, R Rauhwaacke, S Schutt.

Discordanz der Flysch unmittelbar auf dem Dolomit der Trias. Er besteht aus schwarzen Schiefern, glimmerreichen Sandsteinen und Bänken einer feinstückigen Breccie, weiter hinauf am oberen Rand des Wasserfalles sind dicke

Bänke des echten Flysch-Konglomerates eingeschaltet. Alle Charakteristika des Flysches sind gegeben, nur konnte ich keine Flyschfucoiden darin entdecken. Diese Gesteine halten aus bis zur Höhe des Tierberges und sie sind auch auf Blatt XVII der geol. Karte als Flysch eingetragen. Unmittelbar auf dem Dolomit fand ich nun als unterste Lage des Flysches eine 1—2 Zoll dicke kalkige Bank, die auf dem Querbruche deutliche Querschnitte von Muschelschalen erkennen liess. In Dünnschliffen zeigen sie die Prismenstruktur der Inoceramenschalen und wenn schon sie zu fest in den Kalkstein eingebacken sind, um eine genauere Bestimmung derselben vornehmen zu können, so scheint es mir doch sehr wahrscheinlich, dass dieser unterste Flysch reichlich Inoceramen führt und bereits der Kreide angehört.

Wenn sich dies durch weitere Funde bestätigen sollte, so hätten wir für die jüngere Kreidezeit drei Faciesbezirke

zu unterscheiden — eine südliche der helvetischen Kreide mit Seewenschichten, eine mittlere mit Flysch und eine nördliche mit Couches rouges und vielleicht noch eine nördlichste bei Gurnigel wiederum mit Flysch. Der Flysch mit seinen Konglomeraten wäre die küstennahe Ablagerung, bedingt durch das Vorhandensein von noch immer vorhandenen Jurainseln, Couches rouges und Seewenschichten wären die Ablagerungen des küstenferneren Meeres.

Tertiären Flysch in der Wildstrubelkette findet man auf Blatt XVII der geol. Karte nur an einer Stelle eingetragen. Er hat aber in Wirklichkeit eine viel grössere Verbreitung. Die verwickelten Lagerungsverhältnisse und das Fehlen von Versteinerungen haben ISCHER in die Irre geführt; ebenso hat er auch im Norden des Wildstrubel in der Lenker Gegend vielfach an Stelle des Flysches Jura, insbesondere mit der an sich schon zweifelhaften Signatur JLs eingetragen. Wir werden darauf später bei Besprechung der Profile zurückkommen.

B. Tektonischer Teil.

1. Die praealpinen tektonischen Vorgänge in den Freiburger Alpen.

Die bisher geschilderten stratigraphischen Verhältnisse weisen ganz unzweideutig darauf hin, dass nach der Triaszeit und zwar während der Liasperiode in unserem Gebiete nicht unerhebliche tektonische Veränderungen sich herausgebildet haben, denen bis zu Beginn des Tertiärs, wenn auch in abgeschwächtem Masse, von Zeit zu Zeit weitere nachfolgten. Die Folge davon ist, dass die Sedimente während der zwischen Lias und Tertiär sich aufeinanderfolgenden Perioden nicht jenen Grad der Gleichförmigkeit erlangten, welcher z. B. das Juragebirge im Norden und das Gebiet der helvetischen Kreideformation im Süden auszeichnet.

Die Entstehung der Hornfluhbreccie ist nur verständlich unter der Annahme, dass die über fast das ganze Gebiet der Schweizer Alpen ausgebreitete regelmässige und horizontale Sedimentdecke der oberen Trias und der unteren Lias stellenweise aufgerichtet wurde und in Form von

riffartigen Inseln über den damaligen Meeresspiegel herausragte. Die Küsten dieser Inseln müssen riffartig steil in die Tiefe abgesunken sein, so dass die Meereswogen die abfallenden Felstrümmer auf einem flachen Strande hin- und herzurollen und abzuwaschen keine Gelegenheit fanden. Es ist am wahrscheinlichsten, dass diese Inseln nicht durch Schichtenfaltungen, sondern als Horste, durch Krustenbewegungen auf steilen Verwerfungsspalten entstanden sind. Dafür spricht insbesondere der Umstand, dass auch heute noch trotz der später nachfolgenden alpinen Faltung die Sedimente im Bereich der Breccie nur sehr wenig eigentliche Faltung zeigen. Zugleich auch erklärt sich durch diese Annahme die Steilheit der Küsten von selbst. Langsam umgaben sich also diese Inseln mit einem submarinen Schuttwall, während gleichzeitig weiter draussen im Meere der Boden durch normale Kalksedimente erhöht wurde. So entstanden die beiderlei Facies im Dogger und oberen Jura, wie sie vorausgehend beschrieben worden sind. Die Wassererosion muss auf den Inseln grosse Teile der Lias- und Triasdecke zerstört, teils in Form von Alluvionen auf dem festen Land abgesetzt, teils ins Jurameer hinausgeführt haben, das dadurch immer seichter wurde. Als dann später eine kleine Senkung des Meeresspiegels oder allgemeiner gesprochen eine negative Strandlinienbewegung eintrat, wurde der Meeresboden auf weite Strecken trocken gelegt, in ganz flaches Küstenland umgewandelt und das Neocom Meer bedeutend eingeengt. Das ist die schon früher besprochene Regression des Meeres zur Kreidezeit. Der Erfolg war, dass nun die Inseln noch höher über den Meeresspiegel aufragten als vorher und dass die Erosion auf denselben Zeit fand sich noch tiefere Furchen einzugraben und nun stellenweise wohl schon die Gneiss- und Granitbasis unter der Trias anschnitt. Im südlichen Kreidemeer helvetischer Facies trat zu dieser Zeit keine Trockenlegung des Meerbodens ein, der vielmehr bis Ende des Aptien ganz unter Wasser blieb und erst dann für kurze Zeit und auch nur stellenweise aus demselben herauskam, was durch die kleine Diskordanz zwischen Gault und Schrättenskalk angezeigt wird. Im nördlichen Meer hingegen trat am Ende des Neocoms für längere Zeit eine Trockenlegung des ganzen Meeresbodens ein, jedoch die in der oberen Kreide beginnende allgemeine Senkung des Bodens oder die einsetzende positive Strandverschiebung überschwemmte die alten Meeresböden von neuem und

setzte auf ihnen im Norden die Couches rouges, im Süden die Seewenschichten ab. Dieses Mal wurden jedoch auch die jurassischen Inseln durch diese Veränderungen stark in Mitleidenschaft gezogen und von dem steigenden Meer mehr und mehr überschwemmt. Es war dies damals um so leichter möglich als die lange Festlandperiode jedenfalls die Felseninseln bedeutend erniedrigt und eingeebnet hatte. Es ist mir sehr wahrscheinlich, dass diese Uberschwemmung der Inseln eben zur oberen Kreidezeit begonnen hat. Die auf ihnen vorhandenen Alluvionen und diejenigen, welche die Flüsse noch immer aus höheren Lagen in das vordringende Meer brachten, wurden nun auf dem ertrunkenen Inselboden umgelagert und in Form der tonig-sandigen Gesteine und Konglomerate des Flysches abgesetzt. So ergibt sich als eine natürliche Konsequenz der vorausgegangenen Ereignisse, dass diese neuen Konglomerate im Unterschiede zur älteren Hornfluhbreccie nicht nur Gerölle von Trias- und Liasgesteinen, sondern auch solche älterer Gneisse und Granite führen.

Anfangs muss diese Transgression und Sedimentbildung mit viel Unruhe und Trübung des Wassers verbunden gewesen sein und die reiche Algenvegetation der Fucoiden konnte sich infolgedessen noch nicht ansiedeln. Sie kam erst später, als die Strandlinien schon erheblich weiter weggerückt waren und das Flyschmeer auch den Meeresboden der Couches rouges soweit aufgeschüttet und erhöht hatte, dass die assimilierenden Meeresalgen sich darauf ausbreiten konnten.

Bald waren so in unserem Gebiete die alten Inseln ganz verschwunden, aber immer weiter häuften sich über ihnen die Flyschmassen an, die zum grössten Teile aus klastischem Material zusammengesetzt sind.

Woher kam dieses Material? Offenbar von solchen Insel- oder Festlandteilen, die vom Flyschmeere noch nicht überschwemmt waren. Wir können dabei an die flyschfreien Teile der Klippen denken, die ohne Zweifel mit denen der Freiburger Alpen anfänglich zusammenhängen und, soweit sie indessen nicht durch Erosion abgetragen worden sind, bei Giswyl, Stanz, Schwyz und Iberg so merkwürdige Bergformen zurückgelassen haben. Auch das seltsame von KAUFMANN so eingehend beschriebene Granitvorkommen von Habkern möchte ich als den oberflächlichen Rest einer bis auf die Granitunterlage abgetragenen Insel halten, die später zwar von „Wildflysch“ bedeckt wurde, uns aber

doch den Weg zeigt, auf dem die Granitgerölle in das Flyschkonglomerat gelangt sind. Die Vermutung, dass solche Inseln in grösserer Anzahl noch weiter im Norden existiert haben, wo ihre Spuren aber unter der Molassedecke gänzlich verborgen liegen, lässt sich trotz der Unmöglichkeit eines tatsächlichen Nachweises doch keineswegs von der Hand weisen, denn es ist nicht einzusehen, warum die heutige erst durch spätere tektonische Vorgänge bedingte Südgrenze der Molasse zugleich für den Flysch und seine inselartige Unterlage die Nordgrenze gebildet haben sollte. Jedenfalls ist es recht bezeichnend, dass dem Flysch im Gebiete der helvetischen Kreidefacies, wo solche jurassische Inselbildungen fehlen, auch die polygenen Konglomerate abgehen, während anderwärts Konglomerat- und Breccienablagerungen aus der Jurazeit zwischen Falknis und Piz Curver und nach SCHMIDT in der Val Ferrat-Zone vorkommen und am Nordrand der Ostalpen Festlandbildungen mit sie begleitenden Konglomeraten in der Zeit der oberen Kreide vom Cenoman an bis ins Senon keine Seltenheit sind. Wir haben es hier also mit vortertiären tektonischen Vorgängen zu tun, die sich ganz unabhängig von der späteren alpinen Kettenbildung abgespielt haben und es müsste als ein sehr merkwürdiger Zufall bezeichnet werden, wenn diese Inselbildungen genau an die Verbreitung des jüngeren Alpengebirges gebunden sein sollten.

Die ursprüngliche Einfachheit und Klarheit dieser präalpinen Riffstruktur der Freiburger Sedimente ist durch die späteren Faltungen und Ueberschiebungen natürlich stark verwischt worden, so dass ihre wahre Natur die längste Zeit gar nicht erkannt wurde und man immer wieder versucht hat, ihre spezielle Struktur als eine Folge der alpinen Faltungen auszudeuten. Man sah sich dadurch gezwungen, zu den seltsamsten Faltenverrenkungen und kühnsten Hypothesen Zuflucht zu nehmen, um dem tatsächlichen Befunde gerecht zu werden. Wir werden darauf im nächsten Abschnitt zurückkommen.

Wenn ein Gleichnis erlaubt ist, so kann man die Schubdecken der Freiburger Alpen mit jenen italienischen Kirchenbauten vergleichen, zu denen die Ueberreste römischer Tempel verwandt worden sind. Der Kunsthistoriker wird sich dadurch nicht irremachen lassen und die römischen Quader, Säulen und Kapitäle nicht für Werke der christlichen Baumeister halten.

2. Die alpine Tektonik.

Um einen klaren Einblick in den Bau dieses Teiles der Alpen zu gewinnen, reichen die vorhandenen geologischen Karten nicht aus. So verdienstvoll auch die Veröffentlichung der Blätter XII und XVII der geologischen Karte der Schweiz war, heute sind sie für unseren Zweck nicht nur ungenügend, sondern vielfach geradezu missleitend. Das gilt besonders für den von ISCHER aufgenommenen Teil. Nur von der Umgebung Zweisimmens liegt eine neuere geologische Karte von FR. JACCARD aus dem Jahre 1904 vor, die zugleich den Vorteil eines grösseren Massstabes hat. Aber leider umfasst sie nur einen sehr kleinen Teil des für uns in Betracht kommenden Gebietes.

Da ich im ganzen nur 16 Tage auf die mir gestellte Aufgabe verwenden konnte, so versuchte ich deren Lösung durch Begehung einer Anzahl von Querprofilen, die ich im Nachgehenden zu beschreiben versuchen will. Ich war allein, aber ein freundlicher Zufall führte B. WILLIS gleichzeitig mit mir nach Zweisimmen. Auch er war gekommen, um aus eigener Anschauung sich ein Urteil über den Bau der Schubdecken zu bilden und so konnten wir wenigstens während fünf Tagen mit vereinten Kräften an diese Arbeit gehen und die südlichen Teile der Umgebung von Lenk bis zum Rande der Wildstrubelkette gemeinsam durchwandern.

1. *Das Profil von Gurnigel nach Weissenburg.*

(s. Taf. I, Fig. 1.)

Die Aufschlüsse bei Bad Gurnigel sind sehr mangelhaft, weil das anstehende Gestein zumeist von Waldboden und Moränen bedeckt ist. Die Molassebänke sind gegen Süden geneigt, aber ihr Kontakt mit dem Flysch ist nirgends sichtbar. Auch die Flyschgesteine fallen gewöhnlich nach Süden ein, so dass die sandigen Schichten des Seelibühls, in denen FISCHER-OOSTER Nummuliten nachgewiesen hat, wirklich als die obersten erscheinen. Fucoiden sind nicht selten. In der Tiefe der Wasserschluchten hat man Gips und Liaskalk angetroffen. Oft sind es nur lose Blöcke, von denen man nicht recht weiss, ob sie anstehen oder im Flysch eingeschlossen sind. Aber auch in letzterem Falle können sie als die obersten, wenn schon losgelösten Teile der Lias-Trias-Klippen gedeutet werden, auf denen

der Flysch zum Absatz gekommen ist vielleicht schon zur Kreidezeit, vielleicht auch erst später.

Die Grenze zwischen dem Flysch und der Molasse entspricht jedenfalls einer Verwerfungsspalte. GILLIÉRON hat sie auf seiner Karte über den Höhenzug, der die Niederung des Gürbetales von der des Sensetales trennt, als eine schwach nach Norden ausgebauchte Kurvenlinie eingetragen. Unter der auf ihre Richtigkeit allerdings nicht prüfbaren Voraussetzung, dass die Verwerfungsspalte auf dieser Längenerstreckung ein rein ost-westliches und ganz geradliniges Streichen habe, ergäbe eine Konstruktion unter Zuhilfenahme der topographischen Höhenkurven eine Neigung für die Verwerfungsspalte von rund 20° gegen Süden. Da aber diese Grenzlinie zwischen Molasse und Flysch vom Sensetal an weiter nach Westen über Bulle nach Semsales eine entschieden süd-westliche Richtung einschlägt, so ist es sehr wahrscheinlich, dass auch schon zwischen Gürbe und Sense die wahre Streichrichtung weder eine rein ost-westliche noch eine ganz geradlinige ist. Je mehr sie aber in dieser Beziehung von der der Konstruktion zugrunde gelegten Voraussetzung abweicht, eine um so steilere Neigung muss sie besitzen und ich habe ihr deshalb auf dem Profil eine solche von 30° gegeben, die der Wirklichkeit jedenfalls näher kommen dürfte.

Im Osten von Schwefelberg auf der Wasserscheide zwischen der Gürbe und der Kalten Sense endet die Gurnigelflysch-Zone gegen Süden und stösst auf die Gantrischkette. Auch hier ist der Kontakt verschüttet, doch nähern sich die Aufschlüsse anstehenden Gesteins von beiden Seiten bis auf etwa 100 Meter.

Jenseits des Flysches ist auf dem Höhenzug, der zum Gantrisch hinaufzieht, zunächst der triasische Gips durch eine tiefe, jetzt allerdings ganz mit Gras bewachsene trichterförmige Grube angedeutet. Dann folgt rauher Kieselkalk des Lias und später sehr gut und vollständig entblösst der Dogger. Es sind steil auferichtet Bänke von Crinoideen-Kieselkalk, grauen erdigen Kalksteinen und ebenplattigen glimmerhaltigen Sandsteinen mit viel verkohlten Holzstückchen. Danach kommen hell anwitternde Kalke des oberen Jura, die bis zum Gipfel des Gantrisch (Ganterist der älteren Karten) heraufstreichen und auf dessen Südseite von den sich ihnen anschliessenden dünnbankigen an Kieselknollen reichen Neocomkalken begrenzt werden. Diese letzteren bauen auch den Morgetengrat

auf, der die Wasserscheide gegen das Simmental bildet, und wenn man von da nach der Morgetenalp oder gegen Süden herabsteigt, so durchquert man von neuem, aber dieses Mal in umgekehrter Aufeinanderfolge, die Jurakalke, den Dogger und Lias, um zuletzt auf der Sohle des Morgetenbaches den triassischen Dolomit zu erreichen mit vollkommen senkrecht gestellten Bänken, über die am Katzensprung der Bach als hoher Wasserfall sich hinabstürzt, um der Simme zuzufliessen. Wir haben also bis dahin eine eng zusammengestaute, aber scheinbar ganz regelmässige Mulde überschritten, an der sich Trias, Jura und Kreide beteiligen und dessen Muldenkern nicht etwa einer topographischen Mulde, sondern vielmehr den höchsten Kamm der Gantrischkette bildet. Aus der Grenzlinie dieser Mulde gegen den Gurnigelfyschzug kann auf eine ungefähr mit 35° nach Süden geneigte Ueberlagerungsfläche geschlossen werden.

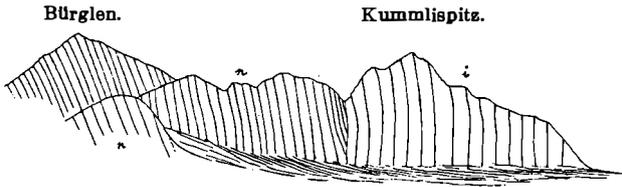


Fig. 2. Blick vom Morgetengrat gegen NW. n Neocom, i oberer Jurakalk.

Trotz ihrer Regelmässigkeit wird diese Mulde von einem von SO nach NW gerichteten Querbruche durchsetzt, auf dem eine nicht unerhebliche Verschiebung eingetreten ist, und wir haben sie auf unserem Wege auch überschritten, aber an einer Stelle, wo sie im Hintergrund des Kummlikars ganz von Felschutt verhüllt ist. Von der Höhe des Morgetengrates aus erkennt man dieselbe sehr leicht in dem Felskamm der von Bürglen aus nach NO vorspringt und das Kummlikar von Westen her gegen Norden begrenzt. Die beigegebene Skizze zeigt uns, wie dieser Felskamm rechts aus dickbankigen Kalksteinen des oberen Jura aufgebaut ist. Die hellfarbigen Bänke stehen senkrecht. An dem mittleren rinnenförmigen Einschnitte enden diese Kalke und auf der anderen Seite stehen mit deutlich verändertem Streichen und Fallen die dünnbankigen Neocomkalke an. Diese Spalte streicht ungefähr $N 60^{\circ} W$ und auf ihr erscheint der Muldenkern im Westteil horizontal in das Niveau des Nordflügels des Ostteiles verschoben und zwar ungefähr um 200 Meter nach NW. Ich hatte keine Gelegenheit, dieser Verwerfung im Streichen vom Morgetengrat über den Höhenzug nach der Talmattenspitze, also nach SO zu folgen, doch ergibt sich aus dem, was ich von unten her gesehen habe und was GILLETON auf seiner Karte eingetragen hat, dass sie wohl über diesen Grat hinziehen und am plötzlich abbrechenden Ostende des Schwiedenegg-Felskammes vorbeilaufen wird. Betrachten wir aber das

Stück im Osten der Verwerfung, so zeigt sich, dass der neocome Muldenkern hier tatsächlich mit einer orographischen Mulde zusammenfällt. Er liegt im „Kessel“, der Jura-Nordflügel erhebt sich zu der Steilwand des Gantrisch und der Nünenenfluh, der Südfügel bildet die Felswand, welche vom Morgetenrat nach Osten ausläuft und den „Kessel“ von der Talbergalp trennt und die auf ihrer Südseite von Dogger und Lias begrenzt wird. Im Süden dieses Lias folgt von neuem Dogger und dann der obere Jura der Talmattenspitze. Wir haben da also ein reguläres Gewölbe, das sich normal an die Gantrischmulde anschliesst. Merkwürdigerweise merkt man davon aber auf der Westseite der Verwerfung nur wenig, weil die Gewölbeschichten nicht herüberstreichen und so kommt es, dass an den Jura des Mulden-Südfügel der Neocom-Muldenkern, an den Lias des Gewölbekernes Jura und Dogger des Mulden-Südfügel anstossen, während dieser

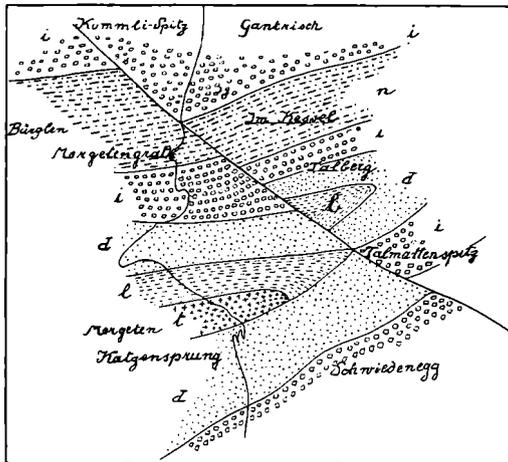


Fig. 3. Kartenskizze 1:50000.

t Trias, l Lias, d Dogger, i Malm und Titbon, n Neocom.

Kern auf der Westseite gegen den Jura des Gewölbestüdfügel, der den Talmattenspitze krönt, hinanstreicht. Wir können danach feststellen, dass hier der Westteil um mindestens 200 Meter nach SO verschoben erscheint, während wir vorhin ihn um einen ähnlichen Betrag in umgekehrter Richtung nach NW fortbewegt glaubten. Der Widerspruch löst sich, wenn wir annehmen, dass mit der südöstlichen Verschiebung auch noch eine ziemlich kräftige vertikale Senkung der Westseite verbunden war.

GILLIÉRON hat diese Verwerfung am Bürglenrat schon gesehen und auch auf der geologischen Karte eingetragen, aber er hat sie nicht weiter verfolgt oder nicht daran gedacht, dass sie weiter fortsetzen müsse. Er kam infolgedessen an der Talmattenspitze in Verlegenheit, weil ja dort die von Osten her heraufstreichen, im Westen keine unmittelbare Fortsetzung haben und das gleiche auch für die von Westen herankommenden gilt. Er half sich

damit, dass er den beiderseitigen Schichten eine Verlängerung auf die andere Seite gab, und so erhielt er statt des einen zwei dicht aneinander gedrängte Gewölbe, die aber in Wirklichkeit nicht existieren.

Obwohl diese Störung für unser Profil nur wenig Bedeutung hat, so habe ich sie doch hier ausdrücklich erwähnen wollen, weil nicht nur früher ziemlich allgemein, sondern auch vielfach noch jetzt diesen erst nach den alpinen Faltungen eingetretenen Störungen eine genügende Beachtung nicht geschenkt wird und ihre Vernachlässigung dann leicht auch die richtige Auffassung der Falten ungünstig beeinflussen kann.

Wir kehren nach dieser Abschweifung zu unserem eigentlichen Thema zurück, in welchem wir bis zu dem triasischen Gewölbekern am Morgetenwasserfall gekommen waren. Hier sollten wir nun wie auf dem Nordflügel auch auf dem Südflügel über dem Dolomit den rhätischen Kalk, Lias, Dogger und Malm anzutreffen erwarten. Statt dessen fehlen die beiden ersteren ganz und der Dogger liegt unmittelbar auf oder besser gesagt, weil hier alle Schichten senkrecht stehen, neben den Dolomitbänken. Diese Auflagerung erscheint als eine ursprüngliche und keinerlei Anzeigen sind vorhanden, die auf eine Störung schliessen lassen könnten, durch welche etwa der Dogger erst nachträglich an den Dolomit herangeschoben wäre. Er beginnt mit einigen sandigen bis feinschichtigen Kalkbänken und dann folgen in grosser Mächtigkeit reine Kalke, Mergel und Crinoideenkalke. Aus einer Crinoideenkalkbank gelang es mir eine sehr gut erhaltene Terebratula globata herauszuschlagen. Auf diese Stelle habe ich bereits im stratigraphischen Teil hingewiesen. Der Morgetenbach, der vom Wasserfall an, bis wohin er in einem Längstal gelangt war, sich nach Süden wendet, durchquert nun in tiefer Erosionsschlucht den Dogger und die darüber liegenden Kalke des oberen Jura, dann die hangenden Neocomkalke und die Couches rouges, die hier häufiger grau als rot gefärbt sind und den Muldenkern bilden, indem sie ihr südliches Einfallen in ein nördliches verkehren und talabwärts sich wieder auf Neocom und Jura legen. Letzterer nimmt da, wo der von NO herabkommende Bunschlibach in den Morgetenbach einmündet, söhliche Lagerung an und beide Bäche haben sich in diesen Jura-Gewölbefirst so tief und eng eingeschnitten, dass man auf einem künstlich angelegten Pfad stellenweise nur mit Hilfe von Leitern auf den Boden der Klamm herabsteigen kann, um auf diesem dann bequem bis zum Bad Weissenburg zu gelangen. Die Jurakalkbänke nehmen alsbald eine südliche Neigung an und werden von den stark wellig verbogenen Neocomkalcken

neuerdings überlagert, bis letztere an einer steil gegen Norden ansteigenden Fläche enden, über der nur undeutlich gebankter massiger Jurakalk liegt. In der Klamm erkennt man diese etwa 50° nach S geneigte Ueberschiebungsfläche hauptsächlich nur aus der Diskordanz, die zwischen dem Neocom- und Jurakalk besteht. Deutlicher tritt sie ausserhalb der Klamm hervor, wo GILLIÉRON zwischen beiden als Liegendes des Jurakalkes noch Dogger und Trias beobachtet hat und in ihrer westlichen Fortsetzung werden wir sie später noch bei der Klusalp und Fluhalp, wo sie vorzüglich aufgeschlossen ist, zu beschreiben haben.

Sehr bezeichnend ist, dass dieser Jurakalk bis Bad Weissenburg im Hangenden kein Neocom trägt, sondern direkt die Couches rouges. Ich konnte letztere zwar beim Bad selbst, wo diese Stelle jetzt ganz vermauert ist, nicht mehr beobachten, aber nach den Angaben GILLIÉRON'S ist ihr Vorkommen nicht zu bezweifeln. Dahingegen ist der über ihnen lagernde Flysch fast an der ganzen Strasse, die vom Bad zu der Eisenbahnstation führt, vorzüglich aufgeschlossen und stellenweise von Fucoiden ganz erfüllt. Ungefähr auf halbem Wege ist eine mehrere Meter breite Zone roten Flyschschiefers darin besonders auffallend.

Ergebnisse.

Fassen wir die tektonischen Ergebnisse kurz zusammen, so lassen sie sich in folgenden Sätzen ausdrücken:

1. Drei Schubflächen, die unter ungefähr 30 , 35 und 50° nach Süden geneigt sind, zerlegen das ganze von dem Profil durchschnittene Gebiet in vier Stücke, die ich in ihrer Reihenfolge von Nord nach Süd als die Molasse-, Gurnigel-, Gantrisch-Stockhorn- und Gastlose-Zone bezeichnen will.

2. Auf diesen Schubflächen ist jeweils die südlichere über die angrenzende nördliche Zone von Süden gegen Norden heraufgeschoben worden. Nimmt man an, dass die Schubflächen annähernd unter gleichem Winkel, wie es die Profilzeichnung andeutet, in die Tiefe herabgehen, dann mag auf jeder derselben die eingetretene vertikale Hebung ungefähr auf 500 bis 1000 Meter geschätzt werden

und auch der Betrag der horizontalen Verschiebung nach Norden wird dann annähernd gleiche Ausmasse haben.

3. Die Grösse der Faltung und Aufrichtung der Schichten ist in den einzelnen Zonen eine verschiedene. Wenn wir von der Gastlose-Zone noch absehen, weil nur ein kleiner Teil derselben in unser Profil fällt, so kann man sagen, dass die Stärke dieser Störungen von Nord nach Süd zunimmt. In der Molasse-Zone fehlt deutliche Faltung und die Schichtenneigung ist sehr gleichförmig gegen Süden gerichtet. Auch in der Gurnigel-Zone zeigt der Flysch vorwiegend südliches Einfallen. Faltung in grösserem Stile fehlt zwar vielleicht nicht, ist aber nicht sicher nachweisbar. Sie tritt erst in der Gantrisch-Stockhorn-Zone in unzweideutiger Weise hervor, in Form von zwei Falten, der Gantrisch- und Stockhornfalte, die ziemlich stark aneinander gepresst sind und durch welche die ursprüngliche Schichtenausbreitung eine lineare Verkürzung um etwa ein Drittel erfahren haben mag.

4. Diese Faltungen müssen den Ueberschiebungen zeitlich vorausgegangen sein und wurden von diesen nicht mehr wesentlich beeinflusst.

5. Auch die Morgeten-Querverschiebung muss jünger als die Faltungen sein, aber ihr zeitliches Verhältnis zu den Ueberschiebungen kann nicht festgestellt werden, so lange sie nicht in ihrem ganzen Verlaufe bekannt ist.

2. Das Profil vom Klushorn bis Schwenden.

(s. Taf. I. Fig. 2.)

Dies ist eine Verlängerung des vorigen Profiles nach Süden, aber es schliesst sich nicht unmittelbar bei Weissenburg, wo jenes endete, an, sondern beginnt weiter im Westen, jedoch genau mit demselben tektonischen Gliede, nämlich der dritten Schubfläche. Ich habe diese Stelle zur Fortsetzung des Profiles deshalb ausgewählt, weil hier die Aufschlüsse viel bessere und interessantere sind als bei Weissenburg, wo Moränen und Flussablagerungen zu viel verdecken.

Ein Gewölbe, das demjenigen von Bunschli in Profil 1 entspricht, ragt von links her mit seinem Südflügel gerade noch in das Profil herein. Es besteht wie dort aus Oberjura und Neocom, hat aber noch einen Rest der Couches rouges-Decke erhalten, die in Profil 1 nicht mehr erhalten ist. Auf einer mit 50° geneigten Schubfläche ist das Klushorn auf diesen Flügel heraufgeschoben worden, wodurch seine fast vertikal gestellten Bänke von Dogger und oberem Jura auf die Schichtköpfe der unteren und oberen Kreide zu stehen gekommen sind. Die Neigung auch dieser Schubfläche ist wie bei den meisten anderen dieser Gegend nicht unmittelbar mit Kompass und Lot zu messen gewesen, sondern muss auf der Höhenkurvenkarte nach dem Verlauf der Austrichlinie berechnet werden. Meist ist sie schon, wenn auch unbewusst, von dem Kartographen durch die Felszeichnung recht genau festgelegt worden.

Wie bei Bad Weissenburg fehlen die Neocomschichten im Hangenden des heraufgeschobenen Flügels und es legen sich über den Jurakalk direkt die Couches rouges und dann der Flysch. Auf einer mit 43° geneigten Schubfläche wiederholt sich die Schichtenserie nun noch einmal am Kienhorn, nur nimmt der Dogger nicht mehr daran Anteil und sind die Gesteinsbänke ein wenig flacher nach Süd geneigt als am Klushorn. Der Flysch verschwindet zunächst südwärts unter den breiten Alluvionen der Simme, taucht aber auf der anderen Talseite wieder unter denselben empor und zieht sich über die Fürerenfluh bis an den Fuss des Gipfels her, der das Spitzhorn krönt. Seine Schichten haben sich dabei muldenförmig umgebogen und legen sich nun mit südwestlicher Neigung auf die Couches rouges, die ihrerseits den jurassischen Hornfluhbreccien des Gipfels des Spitzhornes auflagern, aber wie es scheint nicht mehr ganz konkordant. Die Breccie führt Bruchstücke von Dolomit, dunklem Kalk und Hornstein und bildet $\frac{1}{2}$ —1 Meter dicke Bänke, welche mit dünnplattigen, schwarzen, z. T. mit Crinoideen-Resten erfüllten Schiefen wechsellagern. Streichen und Fallen zeigt, wo es sich überhaupt feststellen lässt, nicht unerhebliche Verschiedenheiten. Auf der Ostseite des Berges steht alles senkrecht, auf der Westseite neigen sich die Schichten nach Westen und am NW-Rand fallen sie mit 20° nach NO an einer Stelle, wo die Couches rouges mit ihrem regelmässigen Streichen von NO nach SW und Einfallen

nach NW ganz nahe dabei anstehen. Ob diese Diskordanz eine ursprüngliche, oder erst später durch tektonische Bewegungen hervorgebrachte ist, lässt sich kaum mehr feststellen. Diese Unregelmässigkeiten mögen JACCARD in der Annahme bestärkt haben, dass die Breccie und die Couches rouges zusammen das Stirngewölbe einer liegenden Falte bilden, die von ferne hergeschoben sich mit ihrer Stirn in den Flysch, über den sie sich bis dahin hinbewegte, hier eingebohrt habe. Er gibt davon S. 152 in Fig. 22 eine schematische Darstellung. Um das Stirngewölbe zu konstruieren, unterscheidet er zunächst zwischen einer oberen und einer unteren Breccie auf Grund petrographischer Verschiedenheiten, deren stratigraphischer Wert mir sehr zweifelhaft ist. Sodann gibt er an, dass die über den Breccien liegenden Couches rouges an einer Stelle unter den Breccien „verschwinden“, also eine Kappe um die Gewölbestirn bilden. Ich habe aber nichts derartiges beobachten können, und schliesse daraus, dass es sich nur um einen im Wald versteckten und sehr kleinen Aufschluss handeln kann, dessen Beweiskraft wohl überschätzt wurde. Im SW der Berglöhütte soll man die Couches rouges deutlich über dem Flysch liegen sehen. Wunderbar deutlich sah ich statt dessen den Flysch dort völlig konkordant auf den nordwestlich einfallenden Couches rouges liegen ohne jede mechanische Störung, und zwischen beiden Horizonten war infolge eines allmählichen Gesteinsüberganges nicht einmal eine scharfe Grenze zu ziehen. Ich muss es also entschieden in Abrede stellen, dass man am Spitzhorn die gewölbeartige Umbiegung der oberen Kreide oder der Breccie sehen kann und feststellen, dass die Couches rouges im Streichen und Fallen mit dem Flysch genau parallel gehen und unter demselben liegen. Sehr deutlich hingegen kann man sich auf der Ostseite dieses Berges davon überzeugen, dass, wie JACCARD ausführt, die Breccie des Spitzhorns auf einer Unterlage „reitet“, die von oben nach unten aus Flysch, Couches rouges und oberem Jura besteht, so wie es unser Profil 2 darstellt.

Die Couches rouges sind ausnahmsweise nicht rot gefärbt und ziemlich mächtig entwickelt als graue Mergel und dünnplattige Kalke, so dass man an der Altlägeralpe zweifelhaft werden könnte, ob sie noch zu den Couches rouges gestellt werden dürfen, aber sie lagern sich wie diese auf die hellen dickbankigen und teilweise silixführenden Kalksteine des oberen Jura.

Eine steil nach NW geneigte Verwerfungsspalte, die auch JACCARD in seinem Profil 12 Tafel III richtig eingezeichnet hat, und die sich schon orographisch recht gut bemerkbar macht, schneidet diese Couches rouges nebst ihrer Jura-Unterlage gegen SO scharf ab. Sie hat eine nordöstliche Streichrichtung und zieht sich, soweit ich sie verfolgt habe, von den Hütten der hinteren Niederhornalp über die der unteren Bunschleralp, Tierstein und Hofstätten bis zur Simme oberhalb Laubegg herab, wo sie uns in Profil 3—6 wieder begegnen wird. Das Gebirge im Südosten dieser Verwerfungsspalte ist um ungefähr 300 Meter abgesunken. Die Breccie des Bunschlerrates ist also die südliche aber abgesunkene Fortsetzung derjenigen des Spitzhornes und „reitet“ wie diese diskordant auf Flysch, Couches rouges und oberem Jura, der sich bis zur plateauartigen Höhe des Niederhornes erhebt. Die Auflagerungsfläche kommt gerade längs der Westseite des Bunschlerrates zum Ausstrich, ist dort aber durch Gehängeschutt der unmittelbaren Beobachtung entzogen. Die darunter einfallenden Couches rouges sind hier schon wieder ganz typisch entwickelt und an ihrer roten Farbe schon von weitem zu erkennen. Wo sie auf dem Jurakalk aufliegen, ist dieser etwas brecciös entwickelt, was ich als ein Zeichen der diskordanten Auflagerung und der vorausgegangenen Trockenlegung des Jura während der älteren Kreidezeit auffasse.

Auf der Höhe des Niederhornes stellt sich eine zweite staffelartige Verwerfung ein von allerdings nur geringer Sprunghöhe. Teile der ursprünglich darüber ausgebreiteten Brecciendecke sind noch erhalten in Form kleiner Inseln. Zahlreiche auf den Couches rouges und dem Jurakalk dieses ebenen Rückens herumliegende Blöcke von Rauhwaacke und Dolomit bekunden, dass auch die triasische Unterlage der Brecciendecke hier mit heraufgeschoben, aber von der Erosion schon fast ganz abgetragen worden ist.

Der plötzliche Steilabsturz des Niederhornes auf dessen Ostseite hat seine Ursache in einer dritten Verwerfung, deren Sprunghöhe gegen 700 Meter beträgt. Sie zieht sich von Nordosten auf der linken Seite des Männigbaches herauf, setzt über die Wasserscheide der Maienbergalp herüber in das Mannriedertal und erreicht wahrscheinlich südlich von Mannried das Simmental. Auch hier ist der Gebirgsteil im Südosten der Spalte abgesunken und so wiederholen sich auf dem Seeberg die nämlichen Lagerungsverhältnisse wie am Niederhorn und Spitzhorn.

Ergebnisse.

1. Die Partie zwischen Klushorn und Spitzhorn ist eine Mulde, die auf einer mit 50° geneigten Fläche über den Südflügel des Stockhornsattels nach Norden heraufgeschoben worden ist, wobei zugleich ihr Nordflügel durch einen Parallelschub zweimal am Klushorn und Kienhorn übereinanderzuliegen kam. Der Südflügel wurde auf einer mit 25° nach Nord geneigten Fläche über das südliche Gebirge heraufgepresst und dominiert im Spitzhorn, während seine noch weiter nach Süden reichende Fortsetzung auf drei Verwerfungen staffelförmig abgesunken ist.

2. Der Bau dieser Mulde ist ein unsymmetrischer, denn die Schichten des Nordflügels sind sehr steil, die des Südflügels viel flacher gestellt. Jene bestehen hauptsächlich aus oberem Jurakalk, diese aus Hornfluhbreccie und etwas Trias. Am Muldenkern beteiligen sich die Couches rouges und der Flysch.

3. Der Südflügel liegt auf eine Erstreckung von mindestens 4 Kilometer über einem Schichtensystem von Flysch, Couches rouges, oberem Jura, Dogger und Trias, das ebenfalls wie der Südflügel Neigung der Schichten nach Norden besitzt. Die Auflagerungsfläche senkt sich nach Norden unter Winkeln von 15 bis 25° . Somit ist auch der Südflügel gedoppelt und seine zwei Teile liegen dachziegelartig übereinander, so dass der untere Teil als der überschobene südlichste Teil des Muldenflügels gelten kann.

4. Der Hauptunterschied zwischen diesen zwei übereinander liegenden Teilen besteht darin, dass die Juraformation im oberen Teil als Hornfluhbreccie entwickelt ist, die dem unteren fehlt, während der untere Teil eine mächtige Entwicklung des oberen Jurakalkes hat, die dem oberen fehlt.

3. *Profil von der Dürrifluh zum Laubegg an der Simme.*

(s. Tafel I. Fig. 3.)

Dieses ist ein Parallelprofil zu dem vorausgehenden und liegt durchschnittlich um 2 Kilometer weiter im Westen.

Es beginnt ebenfalls mit dem Südflügel des Stockhorngewölbes. Dürrifluch und Krachihorn entsprechen tektonisch dem Klus- und Kienhorn, das Laubegg dem Spitzhorn.

Der Stockhorn-Südflügel des Luchern wird von Jurakalk, Neocom, Couches rouges und Flysch aufgebaut. Letzterer ist auf der Reidigenalp deutlich anstehend zu sehen und diese Stelle ist insofern wichtig, weil sie beweist, was im Profil 1 und 2 im Ungewissen blieb, dass an den Gantrisch-Stockhorn-Falten auch der Flysch beteiligt ist und ursprünglich wohl überall vorhanden war. Auf einer mit 40° geneigten Fläche ist die Dürrifluch über die Stockhornfalte heraufgeschoben. Sie besteht aus dickbankigen hellen Jurakalken, die auf der Südseite direkt von Couches rouges bedeckt werden. Geht man von der Reidigenalpe ostwärts gegen die Klus herab, dann gewahrt man, dass unter dem Jurakalk auch noch die Mytilus-Schichten des Doggers mit kleinen Kohlenlagern, die früher abgebaut wurden, zum Vorschein kommen und darunter auch noch die liegenden Breccien.

Diese Schichten kehren auf der Fluhalp im Hangenden der Couches rouges wieder und bauen das Krachihorn auf. Die Ueberlagerungsfläche hat ziemlich die gleiche Neigung wie am Kienhorn (Profil 2). Zu unterst stehen in einer Mächtigkeit von rund 100 Metern typische Hornfluhbreccien an mit Bruchstücken von Dolomit, Kalkstein und Hornstein. Auf ihnen ruhen mit Neigung von 40° nach Süden die sandigen kohlenführenden Schichten des Doggers. Die Auflagerung ist vorzüglich freigelegt und ganz unzweideutig. In dem feinen Sand liegen einzelne im Gegensatz zur Breccie wohl abgerundete Silixgerölle. Die Sande wechsellagern mit gelben und schwarzen Letten und zwei kleinen Kohlenflötzen. Darüber folgen im ganzen in einer Mächtigkeit von rund 30 Metern Kalke und Mergel mit der bekannten Mytilus-Fauna, und dann erst dünnbankige, später dickbankige und helle Kalke des oberen Jura, die auf der Südseite des Krachihornes von Couches rouges und Flysch überlagert sind. Die sich gegen Süden anschliessende 4 Kilometer breite Hügellandschaft zeigt uns nur Flysch bis zum Laubegg, wo aber mit nördlichem Einfallen darunter wieder die Couches rouges auftauchen.

Das Laubegg wurde beim Bau der Simmentalbahn mit einem Tunnel durchfahren. Dabei hat der Forstmeister ABEGGLEN Gesteinsproben in verschiedenen Abständen gesammelt, die er mir während meines Aufenthaltes in Zwei-

simmen in freundlicher Weise zeigte. Die Couches rouges stehen am Nordeingang des Tunnels an bis 19300 m der Bahnlinie. Es sind abwechselnd rote und hellgraue Kalkschiefer, dann folgen einige Proben, aus denen ich das Alter der Schichten nicht erkennen konnte, aber alle anderen, und das sind die meisten, gehören bis zum Südportal des Tunnels zur Hornfluhbreccie. Diese liegt somit unter den Couches rouges und bildet den Südflügel der Flyschmulde, wie am Spitzhorn.

In dem offenen Felseinschnitt vor dem Südportal steht ein heller Jurakalk an. Ich konnte nicht bis zum Kontakt desselben mit der Breccie vordringen, glaube aber, dass er von dieser überlagert wird. JACCARD hat denselben merkwürdigerweise als obere Breccie angesprochen, obwohl er ein ganz reiner Kalkstein ist. Nicht weit davon, aber durch die Simme von ihm getrennt, trifft man neben der Strasse sogleich nach Ueberschreiten der Brücke einen

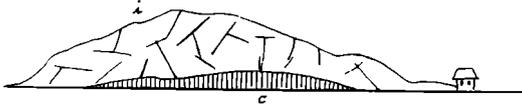


Fig. 4. Strasse oberhalb des Laubegg隧nels im Simmental. i oberer Jura. c vorgelagerte, aufgerichtete Couches rouges.

Kalkfelsen, der ebenfalls im frischen Bruch helle Farben zeigt, aber eine Menge von eckigen Dolomitstücken einschliesst. Er gehört zur Breccie und wahrscheinlich war dies der Grund, weshalb JACCARD auch jenen am Tunnel dazu rechnete. Geht man von da die Strasse herauf gegen Lehn, so steht rechts am Gehänge erst triasische Rauhwacke an und dann kommt wieder ein heller Kalk ganz von gleicher Beschaffenheit wie der beim Tunnelportal. Er ist in einem Steinbruch gut aufgeschlossen und da hat ihn JACCARD nicht mehr als obere Breccie sondern richtig als oberen Jurakalk angesprochen. Ich halte beide für Teile ein und desselben Lagers, die aber durch eine kleine Querverwerfung etwas auseinandergerückt sind. JACCARD hat gerade dort das Vorkommen ähnlicher Verwerfungen bereits konstatiert und einige auch auf seiner Karte eingezeichnet. Geradeso wie die Trias über dem Jurakalk des Steinbruches liegt, (s. Profil 5), so nehme ich an, liegt am Tunnel die Breccie über dem Jurakalk des Einschnittes. Wie verwickelt hier infolge späterer Verwerfungen die Tektonik ist, das lehrt

ein Aufschluss, den JACCARD ganz übersehen zu haben scheint. Er liegt unmittelbar neben der Strasse bei dem Haus, das zwischen der Brücke und jenem Steinbruch steht. Heller Jurakalk bildet eine kleine Felswand, an deren Fuss die Strasse vorbeizieht, aber dazwischen erhebt sich eine niedere Böschung, die aus Couches rouges besteht, deren Schichten vertikal gestellt sind und an dem Jurakalk im Streichen abstossen (s. Fig. 4). Zwischen ihnen muss also eine Verwerfungsspalte in nordöstlicher Richtung hindurchziehen. Verlängert man sie nach Norden, so schneidet sie gerade zwischen dem Jurakalk am Südportale und dem Breccienkalk bei der Brücke hindurch und wir begreifen nun, auf welche Weise diese verschiedenen Gesteine in einer zu Täuschungen Veranlassung gebenden Weise einander so nahe gerückt worden sind.

E r g e b n i s.

Profil 3 gibt uns genau dasselbe tektonische Bild wie die Nordhälfte von Profil 2: Eine breite Flyschmulde mit doppeltem Nord- und Südflügel und am Südrand ein staffelförmiger Abbruch, der mit dem bei der Altläger-Aipe nicht nur analog, sondern wahrscheinlich identisch ist.

4. Profil durch Bunschlergrat und Niederhorn.

(Tafel I. Profil 5.)

Von Westen her erscheint noch bei Beret der Südflügel der in Profil 2 und 3 beschriebenen Flyschmulde, deren Basis bei Hüppiweid aus Couches rouges, Hornfluhbreccie und Dolomit nebst Rauhwanke der Trias besteht, die auf dem Jurakalk des Steinbruches bei Lehn liegt, wie wir dies eben dargestellt haben. Dann folgt ein Abbruch, der die Breccie samt ihrer Unterlage versenkt hat, und auf der anderen Seite des Simmentales erscheint eine dünne Lage von Trias, die gerade noch den Flysch darunter verhüllt und auf der Höhe des Bunschlergrates von mächtiger Hornfluhbreccie bedeckt wird.

Die Verhältnisse am Niederhorn und Mänigen sind genau so wie auf Profil 2 am Seeberg und Niederhorn.

Das ganze Profil verläuft im gedoppelten Südflügel der breiten Flyschmulde aber in ostwestlicher Richtung, welche die des Profiles 2 und 3 unter einem Winkel von etwa

60° schneidet. Ich habe diesen Schnitt so gelegt, hauptsächlich um die wechselnde Neigung der Ueberschiebungsfläche zu zeigen. Die vielen späteren Dislokationen, von denen wir einige bereits kennen gelernt haben, müssen ja auch die ursprüngliche Orientierung der Ueberschiebungen verändert haben, und so dürfen wir uns nicht wundern, wenn wir letztere bald nach Norden, bald nach Westen geneigt antreffen, wie am Bunschlergrat, wo sie in unserem Profil eine Neigung von 20° nach Westen zeigt.

Die Strecke zwischen Bunschlergrat und Simme habe ich nicht selbst untersucht, sondern die Zeichnung auf Grund der JACCARDSchen Karte konstruiert.

5. Profil vom Sparrenmoos über Hohlas nach Zweisimmen.

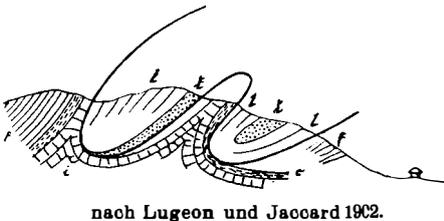
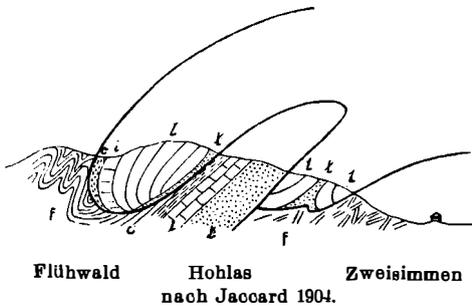
(Tafel I. Profil 4.)

Dieser Querschnitt geht durch den Flühwald, einem Höhenzug, der sich ohne Unterbrechung zur Hüppiweid (Profil 5) und zum Laubegg (Profil 3) hinzieht und überall den orographischen Ausdruck ein und desselben tektonischen Vorganges darstellt.

Der Südflügel der Flyschmulde ist gedoppelt und gegen SO auf zwei Brüchen abgesunken. Eine ganz andere Darstellung davon hat JACCARD gegeben. Trotz der Regelmässigkeit, mit der die Couches rouges hier wie anderwärts auf der Hornfluhbreccie liegen, will er dies nicht als eine ursprüngliche Auflagerung gelten lassen. Für ihn steht fest, dass die Couches rouges nur auf dem oberen Jura zum Absatz kamen. Er unterscheidet eine untere und eine obere Breccie, letztere ist oberjurassisch und nur auf ihr dürfen Couches rouges normal liegen. Im ganzen Flühwaldzug konnte er aber nur an wenigen Stellen obere Breccie finden, mithin können nach ihm nur tektonische Vorgänge die obere Kreide mit der unteren Breccie in Kontakt gebracht haben. Man kann, sagt er S. 129, dieses lokale Fehlen der oberen Breccie wohl nur einer Abschüpfung zuschreiben. Das ist für mich natürlich in keiner Weise ein zwingender Beweis, denn man kann wohl ebensogut annehmen, dass die obere Kreide, nachdem sie nun doch einmal keine konkordante Unterlage von älterer Kreide hat, also auf dem oberen Jura diskordant liegen muss, auch direkt auf älteren Teilen der Breccie zum Absatz gekommen sein kann, wenn dieselben nach Verlust der oberen Lagen zur Zeit der jüngeren Kreide zufällig den Boden des

Meeres bildeten. Somit hat obiger Ausspruch JACCARDS keine Beweiskraft und kann ihm jedenfalls nicht über die Notwendigkeit des Nachweises einer stattgehabten Abschürfung hinweghelfen. Diesen Beweis ist er uns aber schuldig geblieben. Ueberall arbeitet er vielmehr mit der unbewiesenen Voraussetzung, dass die Couches rouges im Gebiet der Brecciendecke nicht zum Absatz gekommen und dass sie nur auf die darunter liegende nappe médiane beschränkt sind. Wo er sie dennoch in Verbindung mit der Breccie antrifft, versteht es sich für ihn von selbst, dass

Fig. 5.



sie nur durch Abschürfung aus der nappe médiane in die nappe de la brèche gelangt sein können, die sie „wie einen Handschuh“ über ihre Stirnfalte gestülpt habe. Und doch kann er uns keine einzige Stelle nennen, wo dies in unzweideutiger Weise zu sehen wäre. Er operiert meist mit Andeutungen und Mutmassungen und wie wenig ihm der Nachweis am Spitzhorn, das nach ihm für seine Behauptung den sichersten Beweis erbringen soll, gelungen ist, haben wir bereits gesehen. Es ist doch sehr auffallend, dass fast überall, wo die Breccie an den Flysch herantritt und von ihm überlagert wird oder, um mit JACCARD zu sprechen, sich in den Flysch hineingeböhrt hat, sich die Couches rouges dazwischen einstellen. Welche Wahlverwandtschaft soll denn die Brecciendecke veranlassen haben, beim Gleiten über die Unterlage der nappe médiane so oft von dieser gerade nur die Couches rouges abzuschürfen und sich darin einzuwickeln? Wie wenig sicher übrigens JACCARD seiner Sache zwei Jahre vorher war, geht aus der unteren Zeichnung der Fig. 5 hervor, wo den Couches rouges noch

sie nur durch Abschürfung aus der nappe médiane in die nappe de la brèche gelangt sein können, die sie „wie einen Handschuh“ über ihre Stirnfalte gestülpt habe. Und doch kann er uns keine einzige Stelle nennen, wo dies in unzweideutiger Weise zu sehen wäre. Er operiert meist mit Andeutungen und Mutmassungen und wie wenig ihm der Nachweis am Spitzhorn, das nach ihm für seine Behauptung

ihr normales Verhältnis zum Flysch unbestritten gelassen wurde. Trotz der bedeutenden Verschiedenheiten im tatsächlichen Befunde sehen wir gleichwohl in beiden Figuren schon die zwei eingebohrten Stirnfalten als die „ruhenden Pole“ in der Erscheinungen Flucht.

Ueber die Auflagerung der Trias und Breccie auf den Couches rouges und dem oberen Jurakalk bei Hohlas sind alle Geologen, die diese Stelle gesehen haben, einig. Schwieriger ist das Verhältnis festzustellen, in welchem dieser Jurakalk zu der Breccie und der Trias steht, die das Gehänge unterhalb bedecken und unterhalb dessen noch bei Zweisimmen Flysch ansteht.

JACCARD hat diese Waldhänge sehr eingehend untersucht und kam zu dem Ergebnis, dass die Trias die normale Unterlage des oberen Jurakalkes von Hohlas und dass die Breccie erst nachträglich in diese Trias hineingepresst sei. Er gibt in seinen Profilen der Breccie die Form eines liegenden Gewölbes, das sich mit seiner Stirne gerade auf der Grenze zwischen Trias und Flysch eingebohrt habe, so dass es jetzt auf Flysch und unter der Trias liege.

Der Umstand, dass das Gehänge des Flühwaldes von dichtem Schutzwald bedeckt ist, der nur selten anstehendes Gestein erkennen lässt und aus dessen Boden meist nur Blöcke hervorschauen, die in früherer Zeit von oben herabgestürzt sind, macht es fast unmöglich, ein sicheres Bild der Tektonik zu gewinnen. Nur das eine scheint mir sicher zu sein, dass die triasische Rauhacke nicht, wie JACCARD annimmt, die normale Unterlage des oberen Jurakalkes sein kann. Denn dieser Jurazug hat eine nur geringe Mächtigkeit und keilt sich gegen Süden fast ganz aus, so dass dort die hangenden Couches rouges fast auf die Rauhacke zu liegen kommen.

Da ausserdem nirgends in den Freiburger Voralpen die hellen dickbankigen bis massigen Oberjura-Kalke normaler Weise direkt auf den Rauhacken der Trias liegend bekannt sind, so wird man es begreiflich finden, dass ich von vornherein die Grenzlinie zwischen beiden für eine tektonische Störungslinie hielt. Für diese Annahme habe ich dann auch eine glänzende Bestätigung gefunden. Ungefähr 100 Meter südwestlich von der Stelle, wo der Weg von Zweisimmen zu den Flühnen den Wald an seiner oberen Grenze verlässt, findet man auf JACCARDS Karte am Fuss der Jurawand einen schmalen Streifen von Diluvium eingetragen offenbar zum Zeichen, dass hier der

Kontakt mit der Trias nicht zu sehen sei. Aber gerade da ist er vorzüglich aufgeschlossen an der hohen etwas überhängenden Jura-Wand. Am Fusse derselben (s. Fig. 6) schaut aus dem hier zufällig waldfreien Boden die typische Rauhwanke noch etwas heraus. Sie ist an den Kalk angelegt auf einer Fläche, die $N 30^{\circ} O$ streicht und mit 60° nach NW einfällt. Auch im Kalk darüber gewahrt man noch einige Rutschflächen, die mit jener Grenzfläche parallel laufen. Die Rutschstreifen bilden mit der Fallinie der Fläche einen Winkel von 30° und ziehen sich von rechts nach links, also gegen SW schräg an der Wand herab.

Das beweist, dass die Rauhwanke wirklich nicht das normale Liegende des Jurakalkes ist, dass eine Verwerfung beide erst nachträglich zusammengebracht hat und dass die Verschiebung auf dieser Verwerfungsspalte keine rein vertikale war, sondern auch einen horizontalen Betrag hatte, dessen Grösse auf etwas mehr als die Hälfte des vertikalen zu veranschlagen ist.

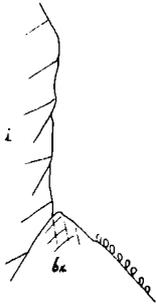


Fig. 6 Felswand im Flühwald.
i Oberer Jura.
bc triasische Rauhwanke.

Am natürlichsten erscheint es mir, die Rauhwanke und den Dolomit des Flühwaldgehanges mit der Hornfluhbreccie als deren Liegendes in Verbindung zu bringen, welche hauptsächlich an den tieferen Teilen des Gehanges ansteht. Das ist ja wirklich am oberen Flühwald bei Hohlas und Sali eine feststehende Tatsache, d. h. in der Masse, welche über die Couches rouges und den oberen Jurakalk des Hohlas hinübergeschoben ist.

Warum soll das hier unten plötzlich anders sein? Die Antwort auf diese Frage im Sinne JACCARDS würde etwa lauten: man kann das nicht annehmen, weil sonst die Breccie kein liegendes Stirngewölbe sein könnte, das sich in die nappe médiane eingebohrt hat, sondern eher eine Mulde bildete (wie es mein Profil 4 zeichnet) und weil dies dann im Widerspruch mit der LUGEON'schen Theorie der nappes de recouvrement stände.

Meine Antwort hingegen ist die, dass die muldenförmige Lagerung, wie sie mein Profil gibt, zwar problematisch ist, aber dass die Tatsache nicht bestritten werden kann,

dass unter der Jurawand zunächst die Trias und erst weiter unten die Breccie kommt. Ob man dies durch eine Mulde oder eine einfache Neigung der Schichten gegen NW erklären will, bleibt sich für die tektonische Deutung ziemlich gleich.

Der Flysch endlich, welcher zunächst der Talsohle ansteht, kann ebenfalls in keinem normalen Verbands mit der Breccie stehen, denn er zieht sich von da ohne Unterbrechung im Tal der kleinen Simme herauf und schneidet dabei Breccie und Trias quer zu ihren Streichen ab, was auf eine zweite Verwerfungsspalte schliessen lässt, die ich in Ermangelung einer direkten Ablesung im Profil als eine senkrechte eingezeichnet habe.

Dass dieser Flysch sowohl wie die angrenzende Breccie und Trias nichts anderes sein können, als abgesunkene Teile der Brecciendecke von Hohlas wird aus der Besprechung des nächsten Profils hervorgehen.

6. Profil vom Hundsrück über den Rinderberg zum Mattenberg.

(Tafel I. Profil 6.)

Die Flyschmulde, die wir in den Profilen 2 und 3 in ihrer ganzen Breite kennen gelernt haben, reicht in diesem Querschnitte von NW her noch mit ihrer dominierenden Höhe, dem Hundsrück, weit herein und legt sich mit ihrem SO-Flügel auf die Couches rouges, die Breccie und Trias des Flühwaldes, wie dies im vorausgehenden Kapitel bereits eingehend besprochen ist. Für die Teilstrecke vom Schwarzsee bis zur kleinen Simme bietet der Weg über Schauenegg und Sali nach Grubi sehr gute Aufschlüsse in den Couches rouges und der Hornfluhbreccie, und kurz vor Sali steht der triasische Dolomit und bald hernach die Rauhwaacke an. Abwärts steigend erreicht man darunter einen Streifen von Couches rouges und oberen Jurakalk, ähnlich wie bei Hohlas, nur ist der Streifen sehr viel schmaler wie dort, und bald hernach aber noch tiefer unten am Gehänge kommt ein grösserer Aufschluss der triasischen Rauhwaacke, die aber im nahen Einschnitt der kleinen Simme bereits vom Flysch abgelöst ist, während bei Kehlenweid sich zwischen beide noch ein Zug von Hornfluhbreccie einschiebt. Wir finden hier also eine vollständige Bestätigung für unser Profil 4.

Das sanft ansteigende Gehänge von da bis zur Rinderbergalp besteht nur aus Flysch, der an vielen Stellen allerdings von mächtigen glacialen Ablagerungen bedeckt wird.

Einige Eruptivgänge setzen in demselben auf und einen derselben habe ich, obwohl er nicht ganz genau auf der Schnittlinie liegt, in das Profil eingezeichnet. Es ist mir ganz unmöglich in dem gangartigen Diabasgestein vom Fang etwas anderes als einen echten Gang zu sehen. Die Flyschschiefer schneiden seitlich scharf an ihm ab und das Eruptivgestein kann unmöglich erst nachträglich infolge von Ueberschiebung von oben in den Flysch eingepresst worden sein.

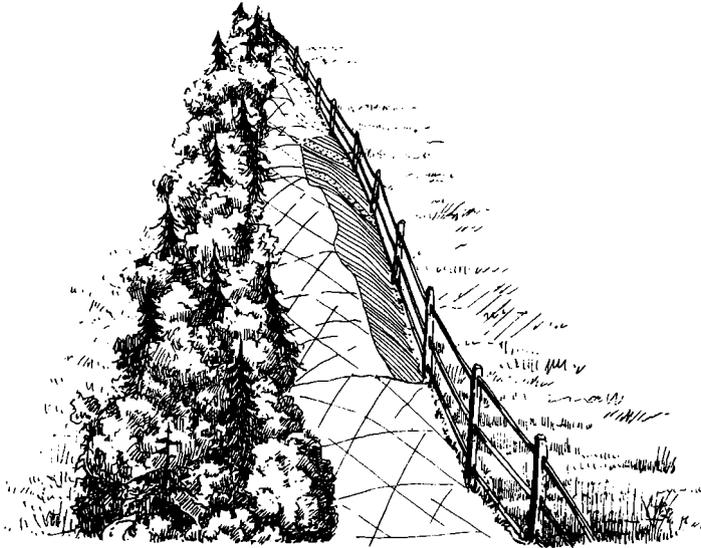


Fig. 7. Eruptivgang im Flysch am Fang.

Von den zwei punktierten Einlagerungen im Flysch ist die eine eine feinsandige, die andere eine feinsandige Kalkbank.

Die hellgrauen und roten Couches rouges sind durch eine weithin sichtbare, schlüpfrige Steilwand gleich unterhalb der Rinderbergalp aufgeschlossen. Sie fallen nach NW also unter den Flysch ein. Hinter der Alp stehen mit gleicher Neigung und somit unter den Couches rouges liegend dünnplattige bis dickbankige, reine bis schwach brecciöse oder auch an Kieselknollen reiche Kalke des oberen Jura an. Je weiter man am Berg herauf, also ins Liegende der Schichten geht, um so häufiger und grobstückiger wird die Breccie, bis sich zwischen Geishorn und Rinderberggipfel (2081) eine Zone brecciefreier

feiner Schiefer einstellt (JACCARD's Dogger), die aber selbst doch nur eine Einlagerung in der Breccie sind, denn diese kehrt darunter alsbald wieder (JACCARD's untere Breccie) in Wechsellagerung mit Crinoideen- und sandigen Kieselkalken, bis zuletzt sich Dolomite und Rauhdecken einstellen und die Trias ankünden. Auf der Grenze liegen grosse Lumachellenkalke herum, in denen die rhätischen Kössener Schichten vermutet werden. Bis dahin liegt alles regelmässig und normal, aber beim Abstieg nach Barwengen, kurz vor Punkt 2017, stossen wir auf eine deutliche tektonische Störung. Es ist eine SW-NO streichende Verwerfungsspalte, auf der im SO die Breccie in das Niveau der Trias im NW abgesunken ist. Jedoch muss zur vertikalen auch noch eine horizontale Bewegung gekommen sein, weil unter dieser abgesunkenen Breccie nicht etwa zunächst wieder Trias liegt, sondern sogleich der Flysch, der ja allerdings auch unter dem ganzen Rinderberggrat das Liegende der eben erst überschrittenen Breccie und des oberen Jura bildet. Auch JACCARD hat diese Störung beobachtet, aber der Verwerfungsspalte eine flache Neigung, die sie gewiss nicht hat, gegeben, das ganze als eine schuppenförmige Ueberschiebung aufgefasst und noch eine dünne Lage von Rauhdecke zwischen Breccie und Flysch eingezeichnet. Auf der von mir nicht besuchten Ostseite mag dies vielleicht zutreffen, aber auf der Westseite sicherlich nicht, wo die Breccie unmittelbar auf fucoidenreichen Flyschschichten aufliegt.

Die weitere Fortsetzung des Profiles von da bis Mattenberg habe ich hauptsächlich nach den Angaben JACCARD's aber unter Weglassung der kleinen tektonisch noch recht zweifelhaften Trias, Jura, und Kreideflecken im Flysch entworfen, da ich diese Strecke nicht selbst begangen habe. Man sieht wie im Profil 2, dass der Südflügel der grossen Hundsrück-Flyschmulde auf Flysch, Couches rouges, oberen Jura, Dogger und Trias hinüberschoben ist, deren Schichten alle gleiches Einfallen nach N bzw. NW haben, so dass sie als ein dem überschobenen Flügel analoges tektonisches Glied erscheinen, das sich nur durch das Zurücktreten oder gänzliche Fehlen der Breccie von ihm unterscheidet.

Statt bis zum Mattenberg vorzugehen, war ich nach Barwengen abgebogen, wo mich das „Houiller?“ auf der Karte JACCARD's mächtig anzog. Es war leider eine Enttäuschung, denn ich fand nur echten Flysch in stark sandiger Facies, der lagenweise sehr viel verkohlte aber unbestimm-

bare Landpflanzenreste enthält. Er bildet die Unterlage der Hornfluh-Trias geradeso wie drüben am Rinderberg. Zwischen beiden Bergen hat sich der Kaltenbrunnbach ein Tal ausgearbeitet, das die Trias- und Breccienbedeckung bis herab auf ihre Flyschunterlage durchschneidet. Wäre der Talboden nicht so sehr von jüngeren glacialen Ablagerungen überschüttet, so würde man hier einen sehr lehrreichen Einblick in die Natur dieser Deckenbildungen gewinnen können. Statt dessen kann man die Anwesenheit des Flysches nur aus einzelnen Aufschlüssen erraten und auch der Kontakt mit der darüberliegenden Decke ist fast ganz verschüttet. Aber wenigstens an einer Stelle gegenüber von Klein Saanenwald ist ein herrlicher Aufschluss entstanden und man sieht den basalen Flysch mit etwas zerknitterten aber senkrechten Schichten anstehen,

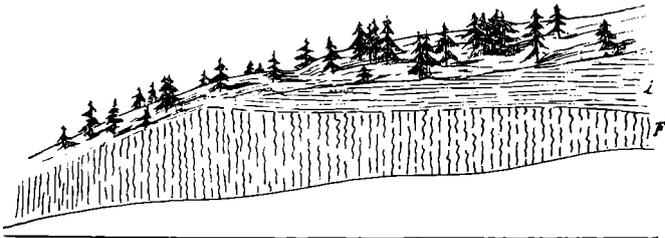


Fig. 8. Ueberlagerung des Flysch (F) durch Jurakalk (i) am Kaltenbrunnbach im Klein-Saanenwald.

während die Schichtköpfe oben glatt abgeschnitten sind und darüber in schwach geneigter fast horizontaler Lagerung dünnplattige blaue Jurakalke liegen.

Der Umstand, dass hier Flysch unter dem Jura, bei der Rinderbergalp aber, wie wir sahen, Flysch und Couches rouges über dem Jura liegen, hat JACCARD zur Annahme Veranlassung gegeben, dass der Jura ein liegendes Stirngewölbe sei, das sich als vorderes Ende einer meilenlangen Deckfalte hier in den Flysch hineingebohrt habe, nachdem es vorher schon der Nappe mediane ein Stück Couches rouges entrissen und sich dasselbe wie eine Kappe auf die Front gestülpt hatte.

Wie wenig eine solche Hypothese berechtigt ist, ersieht man aus unserem Profil, indem ich nur das wirklich Beobachtete zur Darstellung zu bringen versucht habe.

Wenn der Rinderberg ein liegendes Gewölbe wäre, dann müssten doch die Jurakalke am nordwestlichen Ende

sich umbiegen und sich unter die Breccie und die Trias herunterziehen, und auch die Couches rouges dürften sich nicht so regelmässig zwischen Jura und Flysch einschalten. Allerdings sagt JACCARD (S. 104), dass die Couches rouges sich bei der Alp Rinderberg gegen Süd und Südwest unter, gegen Osten über den Jura legen und damit wäre ja so eine Art von übergestülpter Kappe gegeben, aber es war mir unmöglich an Ort und Stelle etwas derartiges zu sehen. Ein südliches oder südwestliches Einfallen der Couches rouges existiert dort nach meinen Beobachtungen nicht.

Ergebnisse.

1. Die Hundsrück-Mulde bildet südwärts bis zum Rinderberg eine oberste Decke, unter der eine andere liegt, die vom Flühwald bis zum Mattenberg reicht und selbst auf einer Unterlage von Flysch ruht.

2. Spätere Verwerfungen haben diese Decken in ihrer Gesamtheit durchschnitten und verschoben. Dabei ist an der kleinen Simme ein Stück so tief eingesunken, dass von der unteren Decke gar nichts mehr zutage kommt.

3. Die heutigen Oberflächenformen zeigen eine gewisse Beziehung zu diesen jüngsten Dislokationen und die starken Einbrüche fallen mit den Oberflächendepressionen nicht nur in diesem Profile, sondern auch in den Profilen 2—5 zusammen.

7. Profil durch den Col Videman.

(s. Tafel II. Profil 7.)

Ich habe diesem Gebiet nur einen Tag widmen können, es aber nicht bereut, der dringenden Empfehlung PAULKE'S wenigstens zu einem kurzen Besuche gefolgt zu sein. Das Profil, welches ich dabei gezeichnet habe, beruht natürlich nicht auf durchweg eignen Beobachtungen und ich bezweifle nicht, dass ich bei einem längeren Aufenthalt manches anders und auch nicht so einfach dargestellt hätte.

Es war mir äusserst überraschend, auf engem Raum zwischen Château d'Oex und der Gummfluh alle die tektonischen Glieder wieder anzutreffen, welche der fast doppelt so breiten Region zwischen der Stockhornkette und dem Amselgrate eigen sind, und ich kann deshalb der Ver-

suchung nicht widerstehen, dies durch ein Profil zu veranschaulichen, selbst auf die Gefahr hin, dass demselben nachträglich und insbesondere durch die von JACCARD aufgenommene Spezialkarte, die in Aussicht steht, im einzelnen eine Reihe von Unrichtigkeiten oder Uebersehen nachgewiesen werden.

Wenn wir im Westen beginnen, so erkennt man in dem Ausläufer des Laitmaire, der die Anhöhe im Norden der Sarine bildet, unschwer die tektonischen Züge der Gastlosekette, wie sie uns bereits aus Profil 2 und 3 bekannt sind. Auch der äusserliche Zusammenhang zwischen Klus- und Kienhorn sowie Dürrfluh und Krachihorn mit dem Laitmaire tritt schon beim ersten Blick auf die Blätter XII und XVII der geol. Karte der Schweiz klar hervor. Der Flysch zwischen der Sarine und Alp Cananéen entspricht der Hunsrück-Mulde, die Pointe de Cananéen dem Flühwald-Rücken und dem Spitzhorn, der Rocherplat (i. e. das östlich anschliessende Rubihorn) dem Hohlasfelsen und der Altlägeralp, der Col de Videman dem Rinderberg, Bunschlergrat und dem Niederhorn, endlich die Gummfluh, dem Amselgrat, Spielgarten und Seeberg, und der Gummburg, dem Niesenflysch-Zug.

Um dies im einzelnen noch näher nachzuweisen, ist es notwendig die Hornfluhbreccie des Flühwaldes von Zweisimmen aus bis zur Pointe de Cananéen im Streichen zu verfolgen. Das ist indessen nicht so leicht, weil dieser Breccien-Zug bei der Einmündung des Schlündibaches in die kleine Simme plötzlich verschwindet und in seiner Fortsetzung, soweit nicht mächtige Moränen alles bedecken, nur noch Flysch ansteht. Wir haben aber schon erkannt, dass dies Folge einer NO-SW streichenden Verwerfung ist, auf der die Breccie im SO in die Tiefe gesunken ist. Um also ihre Fortsetzung gegen SW auszurichten, ist es notwendig jener Verwerfung in gleicher Richtung zu folgen und auf diese Weise erreichen wir die Breccie nördlich von Saanen, wo sie von Burris an über Unter Port als geschlossener Zug bis zur Einmündung des Fenilbaches in die Sarine zu verfolgen ist und wie am Flühwald gegen Norden regelmässig erst von Couches rouges und darüber von Flysch überlagert wird. Nun setzt sie gegen SW über die Sarine hinüber, welche sich in enger Klamm durch das harte Gestein seinen Weg gebahnt hat, steigt zur Höhe der Tête des Planards herauf und streicht über Quoiquaire hinüber zur Tête de Cananéen.

Die Unterlage von Jurakalk und Couches rouges, welche dieser Breccienzug bei Hohlas hat, taucht mit letzterem ebenfalls bei Saanen wieder auf und ist auf JACCARDS Karte in Form kleiner aus dem Diluvium aufragender Partien eingezeichnet. Sie setzt dort ebenfalls über die Sarine herüber, baut den Felskamm auf, der als Dorffüh bezeichnet ist und der rasch an Höhe gewinnt bis er plötzlich am Gauderlibach sein Ende erreicht. Aber auf der anderen Seite dieses von Schutt und Moränen ganz bedeckten Quertales, ragt sie wieder auf und trägt als Gipfel das Rublihorn und den Rocherplat. Diesen mächtigen Zug von Jurakalk begleitet im Hangenden eine schmale Decke von Couches rouges, die auf Blatt XVII von Saanen bis Martigny eingezeichnet ist und die ich bei Lévanchy und La Mariaz zwischen Planard und Douves vorzüglich aufgeschlossen fand. Sie setzt aber noch weiter nach Westen fort und erscheint in unserem Profil zwischen Rocher pourri und Pointe de Cananéen, auf dem Jurakalk liegend und diskordant von der Hornfluhbreccie überlagert wie bei Hohlas.

Der Bau der Rubli-Kette ist nach den Aufnahmen von SCHARDT (1883) kein ganz einfacher. Es nehmen daran Anteil die Couches rouges, Oberer Jura, Dogger und Trias. Die letztere ist auf die Südseite, die ersteren sind auf die Nordseite beschränkt, aber dazwischen liegen Verwerfungen, die den Dogger mitten in den oberen Jura hineingeschoben haben, wie das auch in unserem Profil auf Grund dieser Aufnahmen angedeutet ist.

Die Hornfluh-Breccie der Pointe de Cananéen ist somit über die Rublikette geschoben, sie liegt teils direkt über den Couches rouges, teils schaltet sich noch ein älterer Teil ihrer Unterlage, die Trias, ein. Ueberdeckt ist auch in unserem Profil die Breccie von Couches rouges, die im Streichen bis zu denjenigen verfolgt werden können, die am Fenilbach die Breccie bedecken. Damit ist die vollständige Uebereinstimmung von Profil 7 mit 2, 3, 4, 5 und 6 bewiesen für diesen nördlichen Teil. Die Flyschmulde ist identisch mit der Hundsrück-Mulde und der Nordwie der Südflügel ist infolge von Ueberschiebungen gedoppelt. Auch hier kommt die Breccie in beiden Flügeln zum Vorschein — sie baut im Süden die Tête de Cananéen auf, im Norden ist sie unter dem Jurakalk genügend gut an der Strasse, die von Les Granges zur Sarine-Brücke herabführt, aufgeschlossen. Dahingegen scheint die Breccie

wie weiter im Osten in dem unteren Südflügel ebenso gänzlich zu fehlen.

Mit auffälligen Steilwänden endet die Rublikette auf der Südseite. Trias und Jura ist auf gerader Linie abgeschnitten gegen Flysch und stellenweise auch gegen Jura. Letzterer besteht aus Breccie und Mytilusschichten und liegt nicht unter, sondern als Decke über dem Flysch, der seinerseits weiter im Süden auf Couches rouges und dem oberen Jura ruht, der sich zur Gummfluh-Kette erhebt. SCHARDT hat 1883 diese Verwerfung übersehen, weil er die triasische Rauhwanne und die Hornfluhbreccie in den Flysch verlegte und somit alles was zwischen dem Jura der Rubli- und Gummfluhkette liegt, als einen jungen Muldenkern auffassen konnte. Aber später hat er (1892) die Verwerfung als solche erkannt. Sie beginnt bei Rübeldorf südlich von Saanen, streicht in südwestlicher Richtung nach Ober-Dürriberg, setzt schräg über das Tal des Gauderlibaches, erreicht die Höhe von Videmanette und senkt sich dann in fast westlicher Richtung bis ins Tal der Gérine. Gegen Süden stösst an sie im Osten zunächst nur Flysch, aber bei Dürriberg legt sich auf diesen noch eine Kappe von Hornfluhbreccie, die den Dürrihubel aufbaut und noch eine dünne Lage von Dolomit und Rauhwanne der Trias als Basis besitzt, die dem Flysch unmittelbar aufliegt und sich vom Dürrihubel bis nahe zum Col de Videman verfolgen lässt in Höhen von 1800—2000 m. Alle tieferen Lagen im Wassergebiet des Burgisgrabens gehören dem liegenden Flysch an. Am Col de Videman stellen sich über der Breccie noch als Hangendes versteinungsreiche Mytilusschichten ein. Westlich des Col senkt sich das Terrain sehr rasch und infolgedessen kommt der liegende Flysch bei den Hütten der Alp Videmandessus schon wieder zum Ausstrich und er tritt nun ebenso wie bei Rübeldorf direkt an die Verwerfungsspalte im Süden der Rublikette heran.

Diese an sich sehr klaren Lagerungsverhältnisse werden im Süden des Col etwas verwirrt infolge einer zweiten Verwerfungsspalte, die in der Richtung N 80° W von Hinter-Eggli über Amtmanns-Vorsass und Les Praz den Col 80 Meter im Süden schneidet und über die Videman-Alp herab das Tal der Gérine erreicht, um zwischen Rocherplat und Rocher du midi hindurch jenseits nach Alp Rodosex hinaufzusteigen.

Auf dieser Spalte ist das südliche Gebirge, wie aus dem

Profil abgelesen werden kann, ungefähr 200 Meter abgesunken; aber bedeutender als diese vertikale ist die horizontale Verschiebung, welche den südlichen Teil um ungefähr 500 Meter nach W verrückt hat. Man erkennt diesen Betrag daraus, dass die Kalkfelsen der Rocher du midi-Kette nicht an diejenigen der Rubikette, welche tektonisch ihre unmittelbare Fortsetzung sind, anpassen, sondern um etwa 500 Meter abgerückt sind, und dass das gleiche für die Gummfluhkette zutrifft bei Hinter-Eggli. Durch diese bedeutende Verschiebung erklärt sich auch der kleine Fetzen roter Couches rouges, der an den abgesunkenen Breccienfelsen südöstlich vom Col de Videman wie angeklebt schon von weitem in die Augen fällt. Er gehört wahrscheinlich zum nördlichen Gebirgstheil und ist bei der Bewegung hier in der Spalte eingeklemmt worden.

Die Breccie der Pointe de Videman gehört zu der abgesunkenen Gebirgs-Scholle und sie legt sich als Decke im Süden auf die Couches rouges der Cheneau-rouge und dann auf den Jurakalk des Nordgehänges der Gummfluh geradeso wie wir dies am Amselgrat und Spielgerten gesehen haben, die beide als die östliche Fortsetzung der Gummfluhkette gelten müssen und die ebenso wie diese gegen Süden auf dem Niesenflysch auflagern.

Die Brecciendecke der Pointe de Videman senkt sich gegen NW rasch in das Gérine-Tal herab und bis Videmandessous liegt auf ihr in einer Höhe von 1600 Meter noch eine kleine Partie von Couches rouges ebenso normal auf wie bei der Rinderberg-Alp.

Die nördliche Verwerfung Videmanette-Rübeldorf liegt in der Verlängerung derjenigen, die wir bei Hohlas und Lehn im Simmental kennen gelernt haben und die von dort nach der Altläger-Alp weiterzieht.

Ergebnisse.

1. Dieses Profil zeigt uns die Hundsrückmulde mit ihrem gedoppelten Nordflügel auf dem Flysch der Stockhornkette ruhend. Der Südflügel ist wie die Hornfluh-Decke im Osten über die gleichalterigen Schollen der Rubikette geschoben und setzt sich noch weiter nach Süden fort in den Deckmassen auf der Höhe des Videman-Passes.

2. Jüngere Verwerfungen haben diese Fortsetzung abgetrennt und in die Tiefe gezogen und damit ist auch die

liegende Gebirgsmasse, welche der Spielgerten-Decke entspricht, verschoben und ragt in der Gummfluhdecke auf, die ihrerseits gegen Süden über Ffysch geschoben ist.

3. Die jüngeren Verwerfungen haben die heutigen kräftig hervortretenden orographischen Verhältnisse hauptsächlich bedingt.

4. Die nach Süden ansteigenden Ueberschiebungsflächen sind hier bedeutend steiler geneigt als im Osten und weisen darauf hin, dass nachträglich das ganze Gebirg hier stärker zusammengeschoben worden ist als im Osten, so dass alle tektonischen Glieder jetzt auf engeren Raum zusammengedrängt erscheinen.

Nachtrag.

Nach Niederschrift dieses Kapitels und vor seiner Drucklegung hat mir Fréd. JACCARD*) seine Monographie dieses Gebietes übersandt. Die im Massstab 1:25 000 entworfene verdienstvolle geologische Karte bringt eine Menge neuer Tatsachen, die ich, soweit sie das von mir begangene Terrain betreffen, zum Teil ebenfalls festgestellt hatte. In einigen Punkten freilich vermute ich, dass die Karte etwas mehr als das faktisch Beobachtete gibt und insofern einen theoretischen Einschlag hat. Das gilt z. B. für die Couches rouges bei Cananéen. Sie sind dort im Hangenden der Hornfluh-Breccie eingetragen und ebenso im Liegenden dieser bzw. der Trias in der Einsattelung zwischen Rocher-pourri und der Pointe de Cananéen. Ausserdem aber lässt JACCARD diese Schichten den Breccien-Höhenzug gegen Westen rings umsäumen und er schliesst daraus, dass die Breccie wie ein Keil von oben in die Kreide hineingetrieben ist. (Siehe sein Profil 3 auf Pl. 37).

Ich glaube nicht, dass an den stark verschütteten und bewaldeten Westgehängen dieses Höhenzuges die Couches rouges anstehend so zu sehen sind, dass die auf der Karte eingezeichnete Kontinuität des Ausstriches als gesichert gelten kann. Auch in anderen tektonischen Details ist es mir nicht möglich, der Auffassung des Autors unbedingt beizupflichten, doch kann ich hier nicht weiter darauf eingehen. Ich habe es vorgezogen, das Profil, das ich an Ort

*) La région Rubli-Gummfluh. Bull. soc. vaudoise der sc. nat. 1907.

und Stelle entworfen habe, unverändert zu veröffentlichen und so habe ich es auch unterlassen, die mächtigen Kalke des Rocher plat als Trias einzutragen, weil dies für die tektonische Auffassung nicht von Belang ist und „die Spuren von generisch unbestimmten Gyroporellen“, welche JACCARD in dunklen Kalken nachgewiesen hat, die Altersbestimmung noch immer etwas unsicher erscheinen lassen.

8. Profil von Matten zum Ammertengrat.

(s. Tafel II. Profil 8 und Tafel III.)

Auf Profil 2, 6 und 7 sehen wir die Spielgarten-Decke, welche die Unterlage der Hornfluh-Decke bildet, gegen Süden auf Flysch geschoben.

Dieser Flysch nimmt ein sehr weites Areal ausschliesslich für sich in Anspruch. Er beginnt auf der Westseite des Thuner-Sees, baut den Niesen, die Männlifluh und Albristhorn auf, im Westen des Simmentales das Wistätt- und Gifferhorn, im Westen des Lanentales den Stand, das Witenberghorn und den Tarent.

Im Simmental legt sich die Spielgarten-Decke bei St. Stephan auf diese Flyschzone, die ich nach ihrem Charakterberg die Niesenzone nennen will. Unser Profil beginnt darin bei Matten, das 3 km von St. Stephan entfernt liegt.

Der Flysch zeigt häufigen Wechsel im Streichen und Fallen, viele kleine Faltungen, nachträgliche Verrutschungen und oberflächliche Verlagerungen, so dass ich auf Eintragung der Schichtung verzichtet habe, die in zuverlässiger Weise nur auf Grund einer sehr genauen Kartierung möglich wäre.

Dieser Flysch ist, wie schon im stratigraphischen Teil berichtet wurde, durch eine Einlagerung von polygenen Konglomeraten besonders ausgezeichnet und seine Ablagerung hat wahrscheinlich schon in der Kreidezeit begonnen. Er liegt unmitttelbar, aber diskordant auf Dolomit, Rauhwaken und Gips der Trias, welche einen unebenen, klippenreichen Boden bildeten.

Dieses Liegende tritt in einer Höhe von rund 2000 Meter bei Hahnenmoos zutage und senkt sich von da am Gehänge gegen NW langsam herab bis auf rund 1400 im NO von Lenk. Halbwegs zwischen diesem Ort und Matten dürfte es den Boden des Tales erreichen, aber mächtige Glacial-

ablagerungen verdecken dort alles ältere Gestein. Die Mächtigkeit der Trias ist sehr gering und wird kaum irgendwo auf dieser Strecke 50 Meter überschreiten. Am breitesten erscheint ihr Ausstrich bei der Alp Sedel, aber das dürfte in lokalen Störungen seine Ursache haben.

Worauf liegt diese Trias? JSCHER gibt auf Blatt XVII überall im Süden des Triasausbisses ein Gemengsel von Lias, Dogger und Malm, dazwischen einzelne Gipsmassen und zu oberst gegen die Passhöhe Bandschiefer an, die er in der Skala zwischen Flysch und untere Molasse stellt. Seine Karte ist jedoch gerade hier gänzlich unzuverlässlich. Auf weite Strecken hin, besonders in den unteren Teilen des Talgehänges, hätte er nur Moränen und Gehängeschutt eintragen dürfen. Weiter oben kommt allerdings häufiger Anstehendes zum Vorschein, aber in vielen Fällen kann ich seinen Bestimmungen nicht beistimmen. Zunächst kommt das unmittelbar Liegende der Trias in Frage. Ein guter Aufschluss findet sich am Seewlenbach, der nördlich von Lenk herabkommt. (S. Fig. 1 S. 24). Bei Seiten in einer Meereshöhe von etwa 1260 Meter stehen Schiefer und Sandsteine an, die dem Flysch, der über der Trias liegt, zum Verwecheln ähnlich sind. ISCHER hat sie aber in den oberen Lias gestellt. Was er sonst noch von Gips und mittlerem Jura darunter herab bis zur Talsohle angibt, ist überhaupt nicht zu finden. Ueber jenem mit 45° nach Norden einfallenden Flysch fehlen zunächst Aufschlüsse, aber alsbald trifft man nach etwa 300 Schritten grüne, sericitische Tonschiefer mit Linsen von grauem Kalk und Eisendolomit und dann ein Gipslager mit ebensolchen grünen Schieferen. Wieder etwas weiter oben steigt die hohe Flyschfelswand auf, über die der Bach als Wasserfall nieder-rauscht. Die schwarzen Schiefer, glimmreichen Sandsteine, dünnbankigen Kalksteine und polygenen Konglomerate dieses Flysches fallen mit 20 bis 25° nach Norden ein, liegen aber zu unterst auf einigen Dolomitbänken, die hart, hellgrau und von vielen Quarzgängen durchzogen sind. Ihre Mächtigkeit beträgt nicht mehr als 2 Meter und darunter schauen Rauhbacken mit rötlichen Schieferen und einigen Kalklinsen hervor mit 1—2 Meter Mächtigkeit.

Hieraus geht hervor, dass die Trias, von Flysch überlagert, selber wieder auf Flysch liegt.

Wandern wir von hier immer im Liegenden der Trias schräg am Gehänge in der Richtung nach Höhenmoosherauf, so fehlen in dem guten Wiesenland zumeist die Aufschlüsse ganz.

Es fallen aber am Laveybach zahlreiche z. T. recht grosse Blöcke von hellem Jurakalk auf in einer Höhe von 1600—1650 Meter. Sie liegen auf dem Wiesenboden und könnten glacialen Ursprungs sein, aber ihre lokale Häufigkeit ist doch auffallend und so scheint es mir nicht ausgeschlossen, dass der Jura weiter oben anstehen könnte oder einmal anstand als Unterlage des Niesenflysches und über der Trias.

Ehe man die Alp Sedel erreicht, treffen wir auf eine kleine Felswand. Ihr Steilhang besteht aus dunkelfarbenen foraminiferenreichen etwas plattigen Kalkschiefern, von denen ich nicht sicher bin, ob sie noch zum Flysch gestellt werden dürfen, weil ich die charakteristischen sandigen Flyschgesteine damit nicht vergesellschaftet fand. Als Krönung dieser Wand erscheint ein weisser Gips, der direkt dem am Kontakt etwas breccienartig zerdrückten Schiefer aufliegt und der eine Wiesenterrasse bildet, auf der die

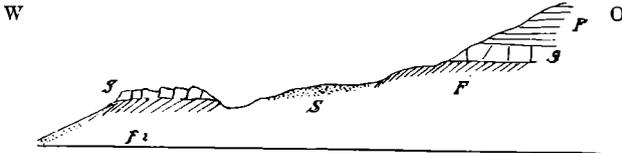


Fig. 9. Alp Sedel. g Gips, F Flysch, S Schutt.

Hütten der Sedelalp erbaut sind. Aber erst etwas über dieser Terrasse streicht am Gehänge das eigentliche, den Niesenflysch tragende Triasband mit hellen Gipslagern aus und liegt auf einem rauhen Flyschschiefer mit kleinen Einschlüssen von schwarzem Kalk, der einen riffartigen Fels-
hügel just unter dieser Trias und über jener Terrasse aufbaut.

Wie es kommt, dass der Gips der Sedelalp tiefer als dieser Flysch liegt, kann entweder durch eine lokale Gehängerutschung oder durch eine Verwerfung erklärt werden, aber eine sichere Entscheidung konnte ich nicht treffen.

Auf der Passhöhe des Höhenmooses liegt die Trias wieder deutlich über dem Flysch, der von der Ueberlagerung weg den gegen Süden gerichteten Grat ausschliesslich aufbaut. Aber zum Zeichen, dass die Trias auch ihn früher bedeckt hat, liegen einzelne Blöcke von Rauhwanke in grössere Anzahl bei der Höhengcôte 1937 auf ihm.

Die Trias des Niesenflysches ist somit als Decke über einen basalen Flysch heraufgeschoben worden und der Niesenflysch, über dem die Spielgerten-Decke ruht, ist selbst auch

eine Decke, die über einer weiteren noch südlicheren Flyschzone liegt. Aber man braucht nur bis zur Côte 2013 vorzugehen, so hat man schon die Stelle erreicht, wo auch dieser Flysch auf seiner Unterlage aufruht, die aber nicht aus Trias, sondern aus hellem oberem Jurakalk besteht. Derselbe ist allerdings nur ein paar Meter mächtig, aber er hebt sich doch ganz deutlich als eine nach Osten ins Adelbodener Tal fortziehende Felsstufe ab. Nach Westen steigt sie langsam zur Höhe des Metschstandes an und B. WILLIS hat sie dahin verfolgt und nachgewiesen, dass sich alsbald unter dem Kalk die charakteristischen Triasgesteine einstellen und dass diese es sind, welche sich auf den Flysch legen, der auch bei Côte 2013 unter den Jurakalk einfällt. Ich habe deshalb diese Decke die *Willisdecke* genannt, weil Willis nachgewiesen hat, dass sie von der nun folgenden

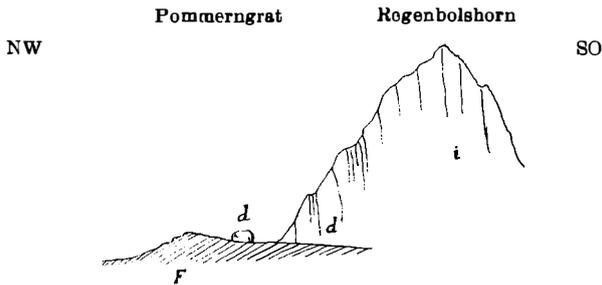


Fig. 10. d Dogger, i oberer Jura, F Flysch.

und darunter liegenden Regenbols-Decke getrennt ist. Interessant ist es zu sehen, wie bei Côte 2013 der Flysch über dem Jurakalk zu unterst Sandsteine mit Geröllen von Kalkstein, Dolomit und krystallinen Gesteinen, sowie mit vielen grösseren Quarzkörnern einschliesst, die deutlich anzeigen, welch starke Erosion der Sedimentbildung über jenen Trias-Jurarriffen vorausgegangen ist.

Wiederum Flysch ist es also, auf dem die Willisdecke ruht und der sich neuerdings am Regenbolshorn auf den hellen Jurakalk legt, der mit steiler Schichtneigung gegen NW die eigentümlich isolierte Pyramide dieses Berggipfels aufbaut. Am jähem Südhang stellen sich unter dem Kalk schwärzlicher Kalkschiefer (Oxford der Autoren), dann rauhegelb anwitternde Kalke und Pyriteinsprenglinge führende Schiefer, die ziemlich sicher als Vertreter des Doggers angesehen werden dürfen, ein. Das Liegende bilden stark

sandige Bänke, von denen ein grosser Block abgestürzt auf dem Flysch liegt, der einen schmalen Grat zwischen diesem zuckerhutartigen Horn und der Annertenwand bildet — den sogenannten Pommerngrat.

Also auch das Regenbolshorn ist eine besondere Decke unter der Willisdecke — ich nenne sie aus später zu erörternden Gründen die *obere Laubhorndecke*. Der basale Flysch des Pommerngrates reicht herüber bis zum Ammertengrat, der sich durch eine völlige Verschiedenheit des Gesteins auffällig von allen unseren bisher beschriebenen Decken unterscheidet. Er beginnt mit Nummulitenkalken, aber kurz, ehe wir diesen erreichen, erwartet uns eine neue Ueberraschung in der Form einer Doggerdecke, die noch ausschliesslich über dem Flysch liegt und nur mit ihrem Südrand den Nummulitenkalk berührt. Diese Decke ebenso wie die sie aufbauenden Schichten fallen aber nicht mehr wie bisher allgemein nach Norden, sondern nach Süden ein. Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass dieser vorsteinerungsreiche Dogger, der viele Belemniten, Ammoniten und Stücke des *Taonurus scoparius* einschliesst, die südliche Fortsetzung des Doggers vom Regenbolshorn ist, die jetzt durch Erosion von diesem abgetrennt und durch spätere Gebirgsbewegungen in ihre südlich geneigte Lage gekommen ist. Am Ammertengrat wird sowohl dieser Dogger als auch der darunterliegende Flysch auf einer mit 40° nach SO geneigten Fläche von den steil gestellten und sogar überkippten Bänken des Nummulitenkalkes, die in schwarzen Schiefen eingeschaltet sind, und von dem Schrattenkalk der helvetischen Kreide überlagert. Weiter gegen Süd biegen sich letztere nebst den liegenden Neocom-Bänken gewölbeartig um und formen so ein grosses, liegendes Gewölbe, das an der Stelle der stärksten Umbiegung von einigen Zerreibungen betroffen worden ist, auf die wir später zurückkommen werden.

Aus dem nächsten Kapitel wird hervorgehen, dass der Flysch des Pommerngrates selbst wieder Jurakalk als Unterlage hat und dass dieser dann auf Nummulitenkalk ruht, der als das tiefste tektonische Glied dieser Gegend gelten muss und auch der oberen Laubhorn- und der Willisdecke als Basis dient.

Ergebnisse.

1. Das Profil von Matten bis zum Pommerngrat zeigt vier Decken, die alle denselben stratigraphischen Aufbau

haben und von denen jeweils die nördlichere über die südlichere in südöstlicher Richtung auf mit $10-30^{\circ}$ nach NW geneigten Flächen schuppenförmig übereinander geschoben sind. Nur die zwei tiefsten dieser Schuppen sind mitsamt ihrer Schubfläche gewölbeartig in ihrem südlichen Teil aufgebogen.

2. Von Süden her ist ein liegendes Gewölbe von ganz anderem stratigraphischen Aufbau auf einer mit 40° geneigten Fläche über die Enden dieser Schuppen heraufgeschoben, und nur die Unterlage der nördlichen Schuppen hat denselben Aufbau wie das von Süden heraufgeschobene Ammertener-Gewölbe.

9. Die Kartenskizze der Umgebung von Lenk.

(s. Tafel III.)

Welche Schwierigkeiten die Entzifferung des geol. Baues dieser Gegend bietet, geht aufs Deutlichste aus den Widersprüchen hervor, die zwischen der Karte ISCHER's und seinen Profilen einerseits, den neueren Arbeiten SARASIN's andererseits und den Profilen LUGEON's bestehen. Ich habe es deshalb für nötig gehalten, die Anschauung, zu der ich und BAILEY-WILLIS gekommen sind, durch eine Kartenskizze und zwei weitere Profile zu erläutern. In der tektonischen Skizze habe ich mich darauf beschränkt, die Grenzen der vier Schuppendecken, ihres basalen Gebirges und der Wildstrubel-Falten einzuzeichnen und diese 6 tektonischen Glieder durch ebensoviel Farben auseinander zu halten. In den vier Schuppendecken habe ich ausserdem die Verbreitung des Flysches von der älteren Riffunterlage durch eine hellere Abtönung unterschieden. Die Riffunterlage würde, wenn nicht so vieles durch Moräne und Schutt bedeckt wäre, bei einer genauen Kartierung wahrscheinlich noch an vielen Stellen einzutragen sein, wo ich statt dessen die hellere Abtönung mangels des nötigen Nachweises gewählt habe.

Das Charakteristische der *Niesendecke* ist in Profil 8 bereits zur Genüge erwähnt und es bleibt uns nur übrig, ihre Verbreitung auf der westlichen Seite des Simmentales anzugeben. Am Fusse der steilen Wände, mit welchen der Höhenzug des Dürrenwaldes gegen das Wallbachtal

hin abfällt, hat ISCHER direkt unter dem Flysch einen Streifen von Trias eingezeichnet, der sich bis zum Taubern nach SW heraufzieht und dort auch noch Reste des Lias über sich trägt. In gleicher Weise wie im Osten ist also auch hier der Flysch das Hauptgestein dieser Decke, das auf einer verhältnismässig nur sehr dünnen Unterlage von Trias ruht.

Dass auch die darunter liegende *Willis-Decke* im Gegensatz zu ISCHER's Angaben nur eine wenig mächtige Unterlage von Trias und Jura besitzt, habe ich in Profil 8 dargestellt und das dürfte auch für den westlichen Teil Geltung haben, weil statt des Flysches dort ebenso vorwiegend L. S. und I. L. S. eingetragen sind.

Wir haben in Profil 8 die Trias-Jura-Unterlage der Willisdecke bei Metschenstand in einer Höhe von ungefähr 2060 m kennen gelernt, sie senkt sich gegen NO bis unter 2000, und gegen SW bis zum Metschhorn auf 1860 Meter. Am Fussweg, der von Lenk nach Metsch heraufführt, steht die Trias mit Rauhwaaken in einer Höhe von 1300, zwischen Halten und Stein der Jurakalk bei 1140 an, also bereits auf der Talsohle. Auf der gegenüberliegenden Talseite bildet er in gleicher Höhe die Wände der Seefluh, die sich mit ihrer Unterfläche gegen Süden bis auf 1200 m heben, um dann im Gehängeschutt zu verschwinden. Gegen den Stüblenen, der bereits ausserhalb unserer Kartenskizze liegt, erscheinen sie mit Triasunterlage bis zu Höhen von 1900 Meter. Ich habe die Umgebung des Mülkerblattes nicht besucht und kann infolgedessen nicht angeben, welche Ausdehnung die älteren Schichten dort gewinnen und ob ich nicht dem Flysch eine zu grosse Ausdehnung gegeben habe.

Wie die Niesendecke steigt also auch die Willisdecke gegen Süden und Osten an und zwar mit $10 - 12^\circ$. Die Niesendecke liegt durchaus mit ihrer älteren Basis auf dem Flysch der Willisdecke.

Unter letzterer taucht im Süden die Obere Laubhorndecke auf mit gleicher geologischer Zusammensetzung. Die Willisdecke liegt in derselben Weise auf ihr, wie die Niesendecke auf dieser. Eine Ausnahme bemerkt man nur im Simmental, wo gleich oberhalb Lenk einerseits am Stein und Burgbühl, anderseits unterhalb der Seefluh Nummulitenkalk als Liegendes beider Decken ansteht. Dieser Kalk liegt horizontal oder ist wie am Burgbühl nach SO geneigt, ganz im Gegensatz zu den Schichten in den Decken, die in der Regel deutlich nach N oder NW einfallen. Von den

mächtigen Moränen und dem Gehängeschutt verdeckt, verschwindet dieser eocäne Kalk zwar weiter oben im Tal, aber am Dälberg und bei der Birg oberhalb Oberried steht er, begleitet von weichen dunklen Mergelschiefeln, wieder in grösserer Mächtigkeit an als Beweis, dass er von da bis Lenk jedenfalls die eigentliche Basis aller Decken ist.

Wir kennen die *obere Laubhorndecke* vom Pommergrat und vom Regenbolshorn her, wo sie ein durch Erosion im First durchbrochenes Gewölbe über der unteren Laubhorndecke bildet. Die triasisch-jurassische Unterlage senkt sich von der Höhe des Grates auffallend rasch gegen Westen über Wängi und Trogegg und im Süden liegen als zwei Erosionsinseln eine kleine Felspartie bei 2000 und eine grössere in 1650—1500 Meter Höhe bei der unteren Amerten-Alp. Bei Sumpfegg geht die Decke schon auf 1400 Meter herab. Sie setzt herüber auf die andere Talseite und ragt als isolierte Gipfelmasse des Ober-Laubhornes auf in Höhen von 1400—1870. Im Westen des Iffigenbaches finden wir sie bei 1350 Meter, bei Schopfen in Pöschenried und am Ritzliberg bei 1900 m. Das Simmental ausgenommen sieht man überall als Unterlage dieser Decke den Flysch der *Unter-Laubhorndecke*. In diesem Flysch hat SARASIN unterhalb des Ober-Laubhornes vereinzelte Nummuliten gefunden und in der Wasserrunse südlich von Langen sah ich recht viele Fucoiden. Seine Unterlage besteht aus oberem Jura, der zwischen Trogegg und Halden ein schmales Felsband bildet, als Kappe das untere Laubhorn krönt, sich als ein Felsband um den Sockel des oberen Laubhornes herumzieht und die Felskappe des Ritzberges und Iffigenhornes bildet. Merkwürdigerweise liegt unter diesem Kalk allorten direkt der eocäne Nummuliten-Mergel und -Kalk und nur bei der Dohle im Iffigental ist noch eine Spur der triasischen Rauhwacke erhalten geblieben.

Der langgestreckte Höhenzug des Iffigenhornes wird nahe an seinem Ostende vom Iffigenbach durchschnitten und da sieht man, dass die Unterlage dieser Unter-Laubhorndecke die Form eines ziemlich regelmässigen Gewölbes hat und sich in weitem Bogen über die niederen dunklen eocänen Mergel herüberwölbt. Hier ist also die Form noch wohl erhalten, die in der darüberliegenden Oberlaubhorndecke am Pommergrat schon so weit zerstört ist, dass man dort wohl zweifelhaft bleiben könnte, ob wirklich die Dogger Insel im Süden mit dem Regenbolshorn im Norden einstmals zusammenhing.

Ergebnis.

So ergibt sich also, dass die vier Lenker Decken schuppenförmig über einem basalen eocänen Grundgebirge liegen. Alle steigen von NW nach SO an und nur nahe den Steilwänden der Wildstrubelkette sind sie gewölbeartig verbogen, und senken sich auf eine kurze Strecke nach Süden, aber auch das basale Gebirge nimmt daran Anteil.

Der Nummulitenkalk, mit den ihn begleitenden Mergeln ist nicht nur in jenem basalen Gebirge, sondern auch in der Wildstrubelkette das oberste, und so wie hier liegen auch dort die Kreideschichten der helvetischen Facies unter ihm und müssten bei Lenk nur in geringer Tiefe unter dem Talboden anzutreffen sein. Im oberen Simmental sind diese basalen Schichten nur zu einem flachen Sattel aufgewölbt worden, im Gebiet des Wildstrubels hingegen erlitten sie ganz bedeutende Faltungen und hoben sich ausserdem auf einer grossen Verwerfungsspalte, die mit ungefähr 40° gegen SO geneigt ist, in die Höhe.

10. Profil vom Laufboden ins Iffgental.

(s. *Tafel II. Profil 10 und Tafel VI. Fig. 6.*)

Zur weiteren Erklärung der Kartenskizze sollen dieses und das nächste Profil dienen.

Neocom, Schrättkalk und Seewenschichten der Kreide, sowie die Nummulitenschichten sind am Laufboden zu einem nach NW überkippten Gewölbe und einer im SO sich anschliessenden Mulde gefaltet. Die regelmässige Faltung ist durch zwei normale Verwerfungen nachträglich gestört worden. Wir erkennen hier dieselbe Falte, welche auf Profil 8 vom Ammertengrat schon beschrieben ist. Die beiden Verwerfungsspalten sind wie die Rand-Überschiebung der Wildstrubelkette nach SO geneigt und laufen auch annähernd parallel zu ihr, aber nicht Überschiebungen, sondern normale Absenkungen haben in ihrem Hangenden stattgefunden. Die einsamen Felsgebiete dieses Gebirges sind noch zu wenig bekannt und auch ich habe nicht Zeit genug dazu gehabt, die vielen Störungen zu verfolgen, die leicht erkennbar darin auftreten. Die beiden im Profil eingetragenen Verwerfungen stossen in SW an eine grosse

Querverschiebung an, die von der Grand Croix südlich hinter dem Mittaghorn durch nach dem Iffigen-See ungefähr in Richtung N80°W streicht, und ihre südwestlichen Verlängerungen sind wahrscheinlich auf jener eine bedeutende Strecke nach NW vorgeschoben. Die Schubweite kann aber nur durch eine genaue Kartierung festgestellt werden. Jedenfalls liegt jenseits dieser Querverschiebung eine sehr bedeutende andere Längsverwerfung, auf der im Süden das Eocän tief abgesunken ist, das jetzt den ebenen und im Süden und Norden von hohen Felskämmen eingeschlossen, ein Kilometer breiten Boden des Rawyler Passes (Plan des Roses) bildet.

Die oberen Kreidemergel sind im Laufboden sehr mächtig entwickelt und werden von eocänen Mergeln überlagert, die sich petrographisch nicht abheben. Die Grenze zwischen beiden lässt sich nur ziehen, wo Nummuliten führende Schichten sich einstellen. Letztere fallen oft als dickbankige Kalklager schon von weitem auf, aber es gibt auch in der oberen Kreide einzelne Kalksteinlager, die zwischen den schiefrigen Mergeln liegen und Steilwände an den Gehängen bilden. Aus solchen Gesteinen wird das Laufbodenhorn und der südlich davon auslaufende Grat aufgebaut (Taf. VI, Fig. 6). An mehreren Stellen des Grates und auf dem Gipfel des Hornes heben sich eigentümliche turmförmige Krönungen ab, die durch die Verschiedenartigkeit ihres Gesteines auffallen. Es ist ein hellanwitternder oft an Kieselknollen reicher Kalk, der in seinen unteren Lagen zum Teil auch grümmelig bis schiefrig und dann dunkel-farbiger wird. Er führt Belemniten und Aptychen und gehört sicher dem oberen Jura an. Petrographisch ist er von ähnlicher Beschaffenheit wie die Jurakalke des Laubhornes, und jedenfalls haben diese einzelnen turmartigen Blöcke früher eine zusammenhängende Decke gebildet. Am Südgrat liegen sie direkt auf dem Eocän, dessen Schiefer nur bis 30° geneigt sind. Auf kleinen Querverwerfungen sind die Juraschollen etwas in den Schiefer eingesunken und diesem Umstand verdanken sie wohl, dass sie noch nicht den Weg der übrigen Juradecke gegangen sind. Vom Sattel, der den Grat von dem Laufbodenhorn trennt, aufsteigend hat man zwei kleine Steilwände zu übersteigen. An der ersten endet das Eocän, die Wand besteht aus Kreide und es ist mir nicht geglückt, weiter herauf eocäne Schichten mit Sicherheit nachzuweisen, so dass hier wohl der jurassische Gipfelblock direkt auf oberster Kreide ruht.

Am Nordrande der Wildstrubelfalte liegt merkwürdigerweise der Nummulitenkalk direkt auf dem Schrattenkalk und die am Laufboden so mächtig entwickelten Seewenschichten fehlen ganz.

Bei der Dohle in 1600 Meter Höhe schauen Rauhacken aus dem Gehängeschutt hervor, der fast überall den Nordrand der Wildstrubelkette verhüllt. Dann folgt am Ritzberg gleich hinter dem Haus Nummulitenkalk, der von oberem Jurakalk überlagert ist in einer Höhe von 1740 Meter. Das lehrt uns, dass die Untere Laubhorndecke an dieser Stelle wie am Pommerngrat gegen SO einfällt.

Unser Profil folgt dem Iffigenbach-Durchbruch durch den Hohberg und zeigt das Juragewölbe über dem Eocän. ISCHER nahm letzteres für Neocom und die Juradecke für Nummu-

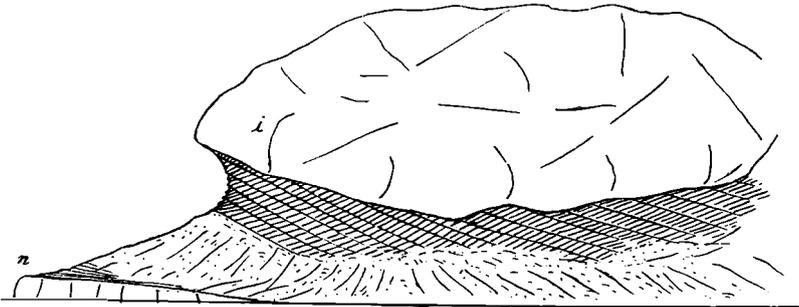


Fig. 11. Aufschluss an der Fahrstrasse zwischen Blatti und Lenk. i oberer Jura, n Nummulitenkalkbank. Die darüber liegenden druckgeschieferten dunklen Mergel sind stark zerrüttet.

litenkalk, SARASIN früher für Schrattenkalk, beide übersahen die Ueberschiebung und schätzten das Alter der Schichten nach den Erfordernissen eines regelmässigen Gewölbes, welches in der Tat die beiden Talseiten zu zeigen scheinen, auch dann, wenn man die kleinen flachen Verschiebungen im Nordschenkel nicht übersieht.

Am Iffiger-Wasserfall ist die Juradecke bereits durchschnitten und das Wasser fällt über dunkles Eocängestein herab, rechts und links von dem hellen Jurafelsen umsäumt.

Talaus steht Jura noch an bei Franzweid und Fluh, aber unter demselben schaut dicht an der Fahrstrasse nochmals Nummulitenkalk als ein kleiner Hügel hervor.

Ich habe das Profil nicht weiter nach N fortgesetzt, weil hier zuviel Moränen und Schutt liegen, und das Verhältnis der unteren zur oberen Laubhorndecke nicht so

deutlich hervortritt, wie weiter im Osten; dafür aber ist zwischen Lenk und Blatti an der Fahrstrasse ein vorzüglicher Aufschluss geschaffen worden, der die Auflagerung der Willis-Decke auf dem Eocän zeigt (Fig. 11). Minder deutlich ist jener bei Stein auf der anderen Talseite, der aber durch die Steilstellung der Jurabänke, welche so aussieht, als ob beim Aufwärtsgleiten der Schubdecke eine Schlepplage der Schichten eingetreten sei, besonders interessant ist. Jedenfalls haben starke mechanische Störungen stattgefunden, worauf die gestreiften Calcitbeläge hinweisen, die beim Schiesstand auf der Oberfläche einer jeden Kalkbank zu sehen sind.

11. Profil vom Iffigen-Horn zum Regenbolshorn.

(s. Tafel II. Profil 9.)

Dieser Schnitt ist in der Richtung SW-NO gelegt. Er stellt aber keinen Querschnitt, sondern einen Längsschnitt dar und soll uns zeigen, wie sich die zwei Laubhorndecken und ihre Unterlage im Streichen verhalten.

Deutlich tritt eine muldenförmige Einsenkung hervor, deren tiefster Punkt an der Simme bei Rätzliberg liegt. Wenn wir am Pommerngrat beginnen, so fällt diese Neigung nach SW am stärksten auf. Der Dogger liegt bei 2130 m über dem Flysch als eine kleine isolierte Kappe, die aber auf der Südwestseite des Grates viel tiefer herabreicht als auf der Nordostseite. Bei 2000 Meter Höhe liegt Oberer Jurakalk voll von Hornsteinen auf dem Flysch. Es ist eine so kleine Masse, dass man auf den ersten Blick sie nur für einen jener Blöcke von Schrattenkalk halten möchte, die vielfach auf den Gehängen herumliegen und von der Höhe des Ammertenhornes oder -Grates herabgestürzt sind. Das ist aber ausgeschlossen. Die Auflagerungsfläche auf dem Flysch ist mit 45° nach SW geneigt und wahrscheinlich nicht mehr die ursprüngliche. Da aber die Doggerschichten oben am Grat auch steil nach SW geneigt sind, so liegt der obere Jura just in ihrem Hangenden, wo er zu erwarten ist.

Der Jurakalk, welcher unter der Ammertens-Alp Steilwände und Kuppen bildet, wird durch ein mächtiges Flyschband sehr deutlich in einen unteren und oberen Teil zerlegt. Der obere liegt dem Flysch der Unteren Laubhorndecke in Höhen von 1700 bis 1500 Meter auf, er senkt sich also ebenfalls mit beinahe 20° Neigung entschieden

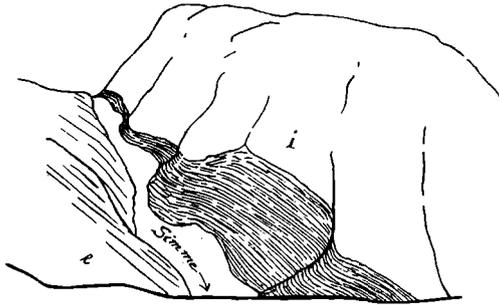


Fig. 12. Blick in den Simmentobel von unterhalb Rätzliberg und oberhalb Halden. Rechts die Jurakalkfelsen des Laubhornes, darunter die überschobenen eocänen Mergel.

N

S N

S

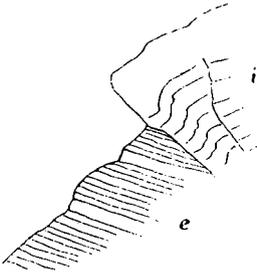


Fig. 13. Auf der Nordseite des Laubhornes.



Fig. 14. Querschnitt durch den westlichen Teil des Laubhornes. i Jura, e Eocän.



Fig. 15. Rätzliberghütte. i oberer Jura, e Eocän.

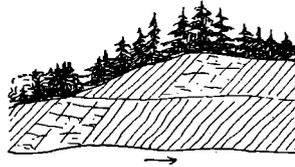


Fig. 16. Zwei Meter weite horizontale Verschiebung im Jurakalk des Laubhornes auf der Westseite des Strässleins unterhalb Rätzliberg.



Fig. 17. Auf der Ostseite des Strässleins unterhalb Rätzliberg.

nach SW. Das untere Jura-Band geht bei der Ausmündung des Regenbolsbaches herab bis auf 1320 Meter und darunter steht der Nummulitenkalk an. Bei Stalden verschwindet es zwar eine Strecke weit unter Schutt und Moränen, kommt aber an der Rätzliberg-Klamm wieder in ungefähr gleicher Höhe zum Vorschein und setzt von da über die tiefe Schlucht zum unteren Laubenstein herüber. Der darunter anstehende eocäne Mergel ist vorzüglich aufgeschlossen und überall rings um die langgezogene Tafel dieses Berges sieht man fast überall das Eocän unter der Jurakappe liegen, die aber selbst von allerlei Störungen betroffen ist, wie die beistehenden Figuren zeigen. Gegen Westen steigt die Decke langsam an und endet bei 1500 Meter Höhe. Am Fuss des oberen Laubhornes kommt sie von neuem zum Vorschein, aber bereits in Höhen von 1639 Meter, als ein Felsband, das von Flysch gekrönt ist und sich gegen Norden bis 1350 Meter herabsenkt. Ueber dem hangenden Flysch, in dem SARASIN jene schon erwähnten Spuren von Nummuliten gefunden hat, ruht dann die Trias und Liaskappe der oberen Laubhorndecke als Insel. Vom Ritzberg an, wo im Profil 9 bereits die Auflagerung der unteren Laubhorndecke auf Eocän beschrieben wurde, zieht dann die Juradecke langsam ansteigend bis zur Höhe des Iffighornes.

Ergebnisse aus Kapitel 9—11.

Im Bereich des oberen Simmentales von Matten bis auf die Höhe der Wildstrubelkette liegen über der basalen, helvetischen Kreide und dem Nummulitenkalk vier Deckschuppen dachziegelartig übereinander, so dass die unterste derselben am weitesten nach Süden reicht, die nächst höhere nur bis zum Pommerngrat und oberen Laubhorn, die dritte bis zum Metschhorn und Stüblenen, die höchste bis Hahnenmoos und Tauben. Alle vier haben die gleiche geologische Zusammensetzung: Flysch, Jura und Trias. Die Mächtigkeit des Flysches ist am grössten in der Niesendecke und nimmt ziemlich regelmässig ab bis zur untersten, der unteren Laubhorndecke. Die triasisch-jurassische Unterlage ist sehr unregelmässig gebaut, bald fehlen die obersten jüngsten Schichten infolge der Riffnatur dieses Untergrundes, bald fehlen die tiefsten und ältesten Horizonte, weil sie durch

die Schubfläche abgeschnitten worden sind. Es besteht so wenig Konkordanz zwischen den Schubflächen und den Schichtflächen, dass vielfach die ganze ältere Riffunterlage von jenen abgeschnitten ist und die Decke mit ihrem Flysch unmittelbar auf der unteren Decke aufliegt. Die Schichten sind auch sehr oft viel steiler als jene gestellt und unterliegen überhaupt im Streichen und Fallen viel grösserem Wechsel als die Schubflächen. Spuren langer liegender Falten in diesen Schubmassen sind nirgends zu erkennen.

Die helvetische Unterlage dieser 4 Decken zeigt starke Faltung im Südosten, die aber gegen NW schwächer wird. Diese Faltung kann zum grössten Teil erst eingetreten sein, nachdem sich die Decken bereits darüber gelegt hatten, und durch sie nahmen dann auch die Decken die Form einer Falte an. Noch später bildete sich die grosse Ueberschiebung der Wildstrubelkette über das nordwestliche Vorland heraus und dann erst folgten die Querwerfungen.

12. Profil durch das Südgehänge der Wildstrubelkette.

(s. Tafel IV. Profil 11—12.)

Wenn man die nördlichen Gehänge des Walliser Rhonetals von Sion, S. Léonard oder Granges aus ersteigt, hat man jedesmal, ehe man die uns bereits wohlbekanntesten Gesteinsarten erreicht, welche auch die Nordseite aufbauen, eine breite Zone zu durchqueren, in welcher die meisten Gesteine einen ganz anderen Habitus besitzen. Es ist das die bekannte Zone der Glanzschiefer oder schistes lustrés. Nur die Unterlage dieser Schiefer, Rauhwacken, Gips und Dolomite, sehen denen im Norden petrographisch so ähnlich, dass man für sie das gleiche Alter anzunehmen schon immer geneigt war und seitdem SCHMIDT an einer Stelle die Schichten der *Avicula contorta* darüber gefunden hat, jetzt dazu sogar gezwungen ist. Um so befremdlicher wirkt es, dass die mächtig entwickelten, hangenden Schiefer petrographisch von Lias, Dogger, Jura, Kreide und Flysch, wie diese im Norden angetroffen werden so verschieden sind und gar keine Spuren von Versteinerungen erkennen lassen. Zwar kann man dies zum Teil dadurch erklären, dass hier eine starke nach-

trägliche Metamorphose die Sedimente ergriffen habe, aber es kann trotzdem nicht im Zweifel bleiben, dass die Kreide helvetischer Facies oder die oberen Jurakalke durch keine auch noch so weitgehende Metamorphose die Gestalt der Glanzschiefer annehmen könnten, wie sie uns hier entgegengetreten. Eher möglich wäre das für die Gesteine des Lias, des Doggers und Flysches. Wirklich hat sich SCHMIDT durch das Vorkommen polygener Konglomerate in diesen Glanzschiefern veranlasst gesehen, dieselben für den Jura in Anspruch zu nehmen und man muss ja in Ermangelung von Versteinerungen um jeden derartigen petrographischen Anhaltspunkt froh sein. Gleichwohl darf nicht vergessen bleiben, dass solche Konglomeratbildungen auch aus Kreide- und Tertiär-Zeit stammen können und es nicht als ausgeschlossen anzusehen ist, dass in den Glanzschiefern verschiedene Formationen versteckt seien.

Wie aus Profil 11 hervorgeht, bilden diese Glanzschiefer eine deutliche Mulde, die nach Norden etwas überkippt ist. Es müssen also die Schiefer des Muldenkernes jedenfalls jünger als die Trias sein, welche beiderseits das tiefste der Muldenflügel bildet.

In Profil 11 und 12 sieht man, wie diese Mulde auf einer mit 28° nach Süden geneigten Fläche über die Sedimente helvetischer Facies, welche die Wildstrubelkette aufbauen, hinaufgeschoben ist. In den tiefen Einschnitten der Sionne und Liene ist diese Auflagerung deutlich abgeschlossen und zwar so, dass bald Glanzschiefer, bald Trias auf flyschartigen Schiefen liegen. Steigt man aber aus den Schluchten auf die sie trennenden Höhenrücken, dann sieht man, dass dort oben die Laufbodendecke noch in vereinzelt Lappen auf dem Flysch diskordant aufliegt, und dass die Glanzschiefermulde auch über diese Deckenreste in gleicher Weise wie über den Flysch hinaufgeschoben worden ist. Letztere müssen sich also zur Zeit der Ueberschiebung schon als Decke auf dem Flysch befunden haben.

JSCHER hat auf Blatt XVII den Flysch teils als Jura teils als Neocom eingetragen und damit den Grund zu weiteren tektonischen Irrungen gelegt. Er erkannte einerseits nicht, dass zwischen den wirklich jurassischen Deckenresten und dem diskordant darunter liegenden Flysch keine Altersgleichheit bestehen kann und andererseits hatte er doch nicht den Mut der Konsequenz und trennte von jenem Flysch willkürlich Teile als Neocom ab, wo ihm

dieselben zu sehr in die nördlichen Kreidepartien helvetischer Facies eingriffen. Da er den so verwickelten Bau dieses Gebirges nur aus Faltung erklären wollte und noch keine Ahnung von den grossen Ueberschiebungen hatte, so konnte er sich nur damit helfen, dass er zuweilen der Stratigraphie Gewalt antat. Freilich ward er dabei durch den Umstand unterstützt, dass jener Flysch gar keine Leitfossilien enthält. Die kleinen Foraminiferen in einzelnen kalkigen Bänken, die meist schlecht erhaltenen Fucoiden geben keine sicheren stratigraphischen Anhaltspunkte und die sandigen Zwischenlagen und auch der sonstige flyschartige Habitus können ja auch in anderen Horizonten vorkommen. Auch mir ist es nicht gelungen, Nummuliten führende Lager darin nachzuweisen, vielleicht weil sie fehlen, vielleicht aber nur, weil der zu Ende gehende Sommer mir nicht genügend Zeit für das Auffinden liess. Dahingegen konnte ich mich sehr wohl davon überzeugen, dass diese mächtig entwickelten Schiefer gegen Norden sich überall konkordant auf die hellgrauen Seewenmergel und Kalke legen, die wiederum ihrerseits auf dem Schrattenskalk lagern. Alle diese Schichten fallen nach Süden ein und bilden somit den Südflügel der grossen Wildstrubel-Falte.

Geradeso aber wie am Laufbodenhorn legen sich Kalke des oberen Jura und zum Teil darunter noch solche des Doggers auf diese eocänen und oberkretazischen Schichten oben drauf als eine Schubdecke, die früher eine grössere Ausdehnung gehabt haben muss. Soweit ich sie untersuchen konnte, besteht sie nur aus Gesteinen des oberen Doggers und unteren Malms. Es fiel mir schwer, zu entscheiden, aus welcher Richtung diese Gesteine über die Schichten des Eocän und des Senon heraufgeschoben worden sind, und der Umstand, dass diese Decke sich sowohl nach Nord wie Süd senkt, also wie ein Sattel auf dem Rücken der Wildstrubelkette liegt, lässt uns erst recht über ihre Herkunft im ungewissen.

Anfangs war ich geneigt, die Jura-Reste auf dem Laufboden mit der unteren Laubhorndecke in Verbindung zu bringen unter der Annahme, dass letztere sich ursprünglich noch weiter nach Süden vorgeschoben habe, dass dann aber durch die jüngere Wildstrubel-Nordüberschiebung ihr Südende abgeschnitten und bedeutend in die Höhe gehoben worden sei. Für diese Vermutung schien die Entwicklung des Malm zu sprechen, die mit dem des unteren

Laubhorn petrographische Aehnlichkeit aufweist. Später allerdings, als ich den Dogger dieser Decke auf der Südseite der Wildstrubelkette kennen lernte, fiel es mir auf, dass derselbe doch eine andere Facies hat, als in den von Norden herantretenden Deckschuppen.

Leider gestattete mir die vorgerückte Jahreszeit nicht mehr, meine Untersuchungen nach Osten auszudehnen, und so muss ich mich nach dieser Richtung vorerst auf die ISCHERER'sche Karte verlassen.

Auf dieser Karte treten die isolierten, jurassischen Deckenreste von Sexrouge, Ravilhorn, Mondralesse, Laufbodenhorn, Tubang usw. gegen Osten zu einer geschlossenen Masse zusammen, die sich als eine, wenn auch vielfach gelappte, so doch im ganzen zusammenhängende Decke über Sexaubonvin, Rohrbachstein, Trubelstock, Schwarzhorn und Schneehorn bis zum Lämmernhorn hinzieht und von dort ab, an vielen Stellen von der Kreide in helvetischer Facies und Nummulitenkalk bedeckt, sich als Basis durchs Uschinental hinaus fortsetzt bis ins Kandertal.

Demnach liegt hier eine Ueberschiebungsdecke innerhalb des Gebietes der helvetischen Kreidefacies vor, welche mit der Laubhorndecke in keine unmittelbare Verbindung gebracht werden kann. In der Tat sieht man von oberhalb Kandersteg an auf ISCHER'S Karte einen schmalen Eocänstreifen, der sich über Spitalmatt, Trubeln, die Varner Alp, Colombire, Wetzsteinhorn, Laufboden und den Ammertengletscher rings um diese Wildstrubeldecke herumzieht, und dieselbe so umfasst, wie wenn dieses Eocän die wirkliche Unterlage der Juradecke bilde. In dieser Auffassung der Lagerungsverhältnisse wird man bestärkt durch die neue Karte von GERBERS, HELGER und TRÖSCH, auf der unmittelbar anschliessend auf der anderen Seite des Kandertales ganz die gleiche Ueberschiebung festgestellt worden ist.

Wie allerdings die Grenze dieser Ueberschiebung vom Ammertengletscher weiter nach Norden verläuft, das kann man aus der ISCHER'schen Karte nicht ablesen und es ist nur vermuthungsweise, wenn ich sie auf dem tektonischen Uebersichtskärtchen über Engstligen nach Adelboden habe verlaufen lassen. Ich nehme also an, dass die Kreidefalten vom Lohner bis zum Elsinhorn nicht die normale Fortsetzung derjenigen vom Fizer bis zum Laufbodenhorn darstellen, sondern dass sie zur oberen Schubdecke gehören und über diese heraufgeschoben worden sind, ferner, dass der Jura vom Dürrenwald bis Metsch im Engstligental, der

am Metschhorn deutlich auf dem Eocän und der helvetischen Kreide oben aufliegt, ein südlicher Randteil einer der Freiburger Decken ist, der also selbst auf der Wildstrubeldecke liegt und mit dieser über die basalen Wildstrubelfalten gegen Süden heraufgeschoben worden ist.

Eine weitere Konsequenz dieser Auffassung ist, dass die Schubfläche der Wildstrubel-Südüberschiebung, welche älter als die der Wildstrubel-Nordüberschiebung ist, im Engstligental von dieser geschnitten wird und auf der anderen Seite tiefer liegen muss, so dass sie zunächst gar nicht zum Ausstrich kommen kann, aber jedenfalls unter der Niesendecke hindurch sich gegen Norden in die Tiefe senken muss. Da aber diese selbe Schubfläche in der Wildstrubelkette gegen NW sehr rasch ansteigt, so dass sie am Laufbodenhorn schon mindestens 1500 Meter höher liegt als bei Adelboden, so ergibt sich daraus die Tatsache, dass die Streichrichtungen der Wildstrubel-Nord- und der Südüberschiebung sich unter einem Winkel von etwa 45° schneiden und letztere ungefähr die OW-Richtung hat.

Die östliche Fortsetzung der Wildstrubel-Südüberschiebung muss in den Berner Hochalpen gesucht werden. Nach Westen hingegen kann sie als solche nicht mehr der Beobachtung zugänglich sein, weil sie von den Freiburger Decken verhüllt wird. Da diese aber älter sind, so muss sie sich doch auch in der Tektonik dieser Schuppen bemerkbar machen, und ich vermute, dass sie mit der Schubfläche der Niesendecke teilweise oder ganz zusammenfällt.

Ergebnisse.

1. In den in der Hauptsache von SW nach NO streichenden Falten der Wildstrubelkette ist von Norden her eine grosse Ueberschiebung eingetreten, durch die die Juraschichten samt den hangenden Kreide- und Eocän-schichten über das Eocän und die oberste Kreide heraufgeschoben worden sind. Diese Schubdecke ist im NO sehr mächtig, wird aber gegen Süden und Südwesten immer dünner und löst sich zuletzt in eine Reihe von Erosionszeugen auf.

Spätere Faltungen und Verwerfungen haben gleichzeitig die basalen Falten und diese Schubdecke betroffen.

2. Von Süden her hat sich nachträglich das Falten-system der Walliser Glanzschiefer an die Wildstrubelfalten und Ueberschiebungen heran- und heraufgeschoben, und die petrographisch verschiedenartige Ausbildung dieser beiden tektonischen Glieder zeigt keine vermittelnde Uebergänge.

13. Schematisches Querprofil durch das ganze Gebiet.

(s. Tafel IV.)

Auf Grund der vorausgegangenen Einzelbeschreibungen lassen sich die hauptsächlichsten tektonischen Momente an Hand dieses schematischen Profiles leicht zusammenfassen.

1. Das Gebiet zwischen der Molasse im Norden und dem Rhonetal im Süden zerfällt in drei Teile, die sich durch die Intensität der Faltung deutlich voneinander abheben. Zwischen den stark gefalteten nördlichen Freiburger Alpen und den Berner Hochalpen liegt die Zone der südlichen Freiburger Alpen, in denen die Sedimente meist nur flachmuldenförmige Lagerung zeigen. Man kann diese auch als die Schuppenzone charakterisieren, weil die Serie der an ihrem Aufbau beteiligten Sedimente sich im ganzen sechsmal übereinander wiederholt. Die Faltenzonen der Freiburger Alpen und der Berner Hochalpen unterscheiden sich dadurch voneinander, dass in jenen die gefaltete Sedimentserie nur einmal vorkommt, während sie in diesen gedoppelt übereinander liegt.

2. Die Faltenzonen sind ausserdem durch im ganzen neun nach Süden unter Winkeln von 28—50° geneigten Verwerfungsspalten durchschnitten, auf denen jeweils die hangende Gebirgsmasse über die liegende heraufgeschoben ist. Fünf dieser Schubflächen treten durch das Ausmass der auf ihnen vor sich gegangenen Ueberschiebung besonders deutlich hervor. Sie sind auf dem Profil mit arabischen Zahlen bezeichnet und entsprechen der Gurnigol- (1), Gantrich- (2), Gastlose- (3), Wildstrubel- (4) und Rhonetal-Nord-Ueberschiebung (5).

Berechnet man für jede derselben die horizontale und vertikale Schubweite, so ergibt sich daraus für alle fünf ein gesamtter Zusammenschub von rund 8 km in horizontaler Richtung und eine vertikale Hebung von etwa $6\frac{1}{2}$ km. Es muss, wenn wir das Westende des Profils als Fixpunkt annehmen, das Ostende vor Beginn dieser Ueberschiebungen

8 km weiter im Süden gelegen, die Länge des Profiles nachher also um 14⁰/₀ gekürzt worden sein. Eine praealpine Niveaufläche müsste jetzt im Süden 6500 Meter höher liegen als im Norden. Letzteres ist jedoch keineswegs der Fall. Die gegenwärtigen Höhendifferenzen geben uns dafür keinerlei Anhaltspunkte und auch die später eingetretenen Staffelbrüche sind nicht ausreichend, um diesen anscheinenden Widerspruch aufzuklären. Es ist deshalb wahrscheinlich, dass bei jeder dieser Ueberschiebungen zwar die hangende Gebirgsmasse um einen Betrag gehoben, dafür aber die liegende Masse um einen entsprechenden Teil gesenkt worden ist, so dass also jede zwischen zwei solchen Schubflächen liegende Scholle eine Schaukelbewegung gemacht hat, indem sie gegen Norden auf die Nachbarscholle heraufstieg, im Süden aber von der dort aufsteigenden Nachbarscholle heruntergedrückt wurde.

3. Neben diesen ziemlich steilen Nordüberschiebungen gibt es noch sechs andere Ueberschiebungen, deren Schubflächen nicht nach Süden, sondern nach Norden einfallen, deren Neigung zwischen 10 und 25^o schwankt und nur ganz lokal auch in eine Neigung nach Süden übergeht. Diese Ueberschiebungen unterscheiden sich von den vorher genannten Nordüberschiebungen erstens durch die viel grössere Schubweite und zweitens dadurch, dass die sichtbare Unterseite der gehobenen Schubmasse nicht mehr auf der Zerreiassungsfläche liegt, sondern schon weit über dieselbe hinaus auf die ursprünglich freie Oberfläche des basalen Gebirges geschoben ist, so dass man mit Recht von Schubdecken sprechen kann.

Die deckenförmige Ausbreitung der Schubmassen ist also das eigentliche Unterscheidungsmerkmal zwischen diesen flachen und den fünf vorher erwähnten steilen Ueberschiebungen, dem gegenüber die Neigung der Schubfläche in den Hintergrund tritt. Freilich kommt noch ein weiterer Unterschied in Betracht, der chronologische. Die steilen Nordüberschiebungen sind jedenfalls jünger als die Molasse und da sich an dieser auch Ablagerungen aus der mittleren Miocänzeit beteiligen, so können sie nicht älter als jungmiocän sein. Die jüngsten Schichten hingegen, die am Aufbau der Schubdecken teilnehmen, sind eocänen Alters. Es ist zwar nicht unmöglich, dass die obersten flyschartigen Sedimente auch noch bis ins Unterligocän heraufreichen, aber im Gebiet unserer Profile ist dafür bisher kein palaeontologischer Anhaltspunkt gewonnen worden.

Die Deckenüberschiebungen könnten also vielleicht schon zu Ende der Eocänzeit oder während der Oligocän- und selbst der Miocänzeit entstanden sein, aber unter allen Umständen sind sie älter als die steilen Nordüberschiebungen. Zu einer noch engeren Zeitbestimmung können die Gerölle dienen, die in der unteren Nagelfluh, also in Ablagerungen der jüngeren Oligocänzeit vorkommen, und die aus der Zerstörung der jurassischen und triasischen Sedimente, welche die Ueberschiebungsdecken aufbauen, hervorgegangen sein müssen. Dies war aber nur möglich, nachdem diese Decken durch die Ueberschiebung, einerlei, ob sie aus Norden oder Süden erfolgte, die nötige Höhenlage erlangt hatten, um in ausgiebiger Weise von der Erosion ergriffen zu werden. Für ihre Entstehung bleibt somit nur der *Zeitraum zwischen Obereocän und Mitteloligocän* übrig.

Berechnet man die Länge sämtlicher 6 Decken, wie sie im Profil erscheinen, so erhält man als Mindestmass die Summe von 75 km. Denkt man sich die Schubmassen wieder auf ihre ursprüngliche normale Lage zurückversetzt, so käme ihr Nordende mindestens 60 km weiter nach Norden, also mitten in den Kettenjura zu liegen, oder wenn man annehmen wollte, dass sie aus Süden stammen, wäre der Ursprung des Südendes 75 km weiter im Süden, jedenfalls jenseits des Monte Rosa zu suchen.

4. Wir kommen nun zur Frage: *in welchem zeitlichen und ursächlichen Verhältnis stehen diese beiden Arten von Ueberschiebungen zu den Schichtenfaltungen?* Da ergibt sich sofort, dass die steilen Nordüberschiebungen jedenfalls jünger als die Hauptfalten sein müssen. Starke Faltungen liegen überhaupt nur in den Wildstrubel- und den Gantrisch-Stockhornketten. Das zwischen beiden liegende etwa 25 km breite Gebiet hingegen ist nur in ganz geringem Masse gefaltet. Von der Wildstrubelfaltung wissen wir, dass sie die untere Laubhorndecke mitgefaltet hat, also jedenfalls jünger als die Laubhornüberschiebung sein muss. Die Gantrisch-Stockhornfalten liegen nicht wie die des Wildstrubels im basalen Gebirge, sondern in der Schubdecke und aus diesem Grunde erscheint es sehr unwahrscheinlich, dass diese Faltung erst nach der Ueberschiebung eingetreten sein könnte. Die gefalteten Massen sind zu mächtig und die Mulden und Sättel zu eng zusammengeschoben, um als eine nur passive Faltung wie bei der Laubhorndecke gedacht zu werden, die ihre Ursache einer Faltung der

darunter liegenden basalen Gebirgsmasse verdankt. Sie ist also älter als die Wildstrubelfaltung und entweder während des Schubes selbst oder aber schon vorher entstanden. Bei einer Entstehung während des Schubes hätten die Falten jedenfalls in der Schubrichtung eine Ueberkipfung annehmen müssen, da sie aber durch ihre symmetrische Ausbildung geradezu auffallen und darin auch in einem eigentümlichen Gegensatz zu den jüngeren Wildstrubelfaltungen stehen, so glaube ich, daraus schliessen zu dürfen, dass sie älter als die Ueberschiebungen sind.

Wir können also etwa diese zeitliche Aueinanderfolge annehmen: Faltungen der nördlichen Ketten, grosse Südüberschiebungen, Faltungen der Wildstrubelkette, Nordüberschiebungen.

14. Ueber die Richtung, aus der die Schubdecken kamen.

Zunächst will ich nur die Folgerungen feststellen, die sich aus unseren Profilen ergeben und auf die Meinungen und Argumente anderer noch nicht eingehen.

1. Die Schubflächen der einzelnen Decken steigen alle von Norden nach Süden langsam an mit Ausnahme derjenigen Strecken, wo deutlich spätere Faltung erst die ursprüngliche Lage verändert hat. Dafür, dass die Schubflächen etwa ursprünglich nach Süd geneigt gewesen wären und durch spätere Gebirgsbewegungen erst ihre jetzige Neigung nach Norden erhalten hätten, gibt es keine Anhaltspunkte. Im Gegenteile geht aus dem auf S. 77 Gesagten hervor, dass die Neigung nach Norden ursprünglich noch steiler war.

Gleichwohl kann aus dieser Tatsache allein kein Schluss auf die nördliche Herkunft der Schubmassen gezogen werden, weil sich dieser Schub auf einer älteren Landoberfläche hinbewegt hat und die Möglichkeit nicht in Abrede gestellt werden kann, dass diese Oberfläche eine allgemeine Neigung gegen Norden gehabt haben könne.

2. Es existieren im ganzen sechs deutlich voneinander getrennte Decken, von denen aber keine eine andere vollständig bedeckt. Sie liegen vielmehr so übereinander, dass die tiefere Decke jeweils nur in ihren nördlichen Teilen von der höheren Decke überlagert ist und ihr freies Ende gegen Süden an die Oberfläche kommt. Sie liegen also dachziegelartig oder schuppenförmig übereinander und die oberste Schuppe beginnt im Norden, die unterste endet

mit ihrem freien Teil gegen Süden. Obwohl also diese Decken in ihrer Gesamtheit das basale Gebirge von Gurnigel bis zur Glanzschieferzone im Rhonetal überdecken, ist doch keine einzige derselben so weit ausgedehnt, dass sie das ganze Gebiet überspannt. Die unterste ist die Wildstrubeldecke, die, soweit sie zu Tage liegt, bei Adelboden beginnt und bis zur Glanzschieferzone reicht. Die untere Laubhorndecke nimmt oberhalb Lenk ihren Anfang und erstreckt sich von da südwärts bis zur Wildstrubelkette. Die nächste — die obere Laubhorndecke — beginnt etwas weiter im Norden bei Lenk, erstreckt sich aber über der unteren ebenfalls bis zum Nordrand der Wildstrubelkette. Die Willisdecke, als vierte, setzt bei Matten an und breitet sich über der dritten bis zum Metschhorn aus, die Niesen- decke, als fünfte, kommt unter der sechsten bei St. Stephan zum Vorschein und legt sich bis zum Hahnenmoos über die vierte Decke. Die sechste oder Spielgertendecke erscheint unterhalb Zweisimmen beim Laubegg und am Niederhorn und legt sich bis zum Nordrand des Spielgerten und bis St. Stephan über die fünfte Decke, die siebente endlich oder die Hornfluhdecke zieht sich über die sechste südlich bis zum Amselgrat und der Kunnigalm. Sie ist die oberste Decke, die nach Norden bis Gurnigel zurückreicht.

Diese Art der Lagerung lässt nur den Schluss zu, dass die schuppeuförmige Ueberdeckung aus einer Bewegung der Massen von Nord gegen Süd erfolgt ist.

3. Für die zwei Laubensteiner und die Willis-Decke steht fest, dass jede mit ihrem Nordrande auf dem fremdartigen basalen Gebirge liegt, aber dort nicht in der Tiefe wurzelt. Sie können deshalb nicht als selbständige Decken aufgefasst werden, sondern müssen als übereinandergeschobene Teile ein und derselben Decke gelten, wofür auch die Gleichheit in ihrem geologischen Aufbaue spricht.

Ob diese Auffassung auch für die drei oberen Decken Geltung haben muss, ist ungewiss, weil die Aufschlüsse nicht tief genug herabreichen. Die Möglichkeit, dass sie selbständige Decken sind, kann nicht widerlegt werden, und müsste auch für die drei unteren zugegeben werden, wenn sich nicht glücklicherweise das Simmental tief genug eingeschnitten hätte. Indessen scheint es mir doch am wahrscheinlichsten, dass auch die anderen Decken nur Schuppen einer einzigen grossen Decke sind. Dafür sprechen sowohl die stratigraphischen als auch die Aehnlichkeit der Lagerungs-

verhältnisse. In diesem Sinne habe ich denn auch das schematische Profil entworfen. Es wird jedoch die andere Möglichkeit auch im Auge zu behalten und bei den späteren Schlussfolgerungen zu berücksichtigen sein. Dass die Wildstrubeldecke wahrscheinlich selbständig ist und nichts mit den etwas älteren Freiburger Decken zu tun hat, wurde bereits früher erörtert.

4. Die Unterlage des Flysches in den einzelnen Decken und Schuppen zeigt vielfachen Wechsel. Die vollständigste Serie von der Kreide herab bis zur Trias findet sich im Norden in der Gantrisch- und Stockhornkette, aber auch wo diese Serie in ihrer Vollständigkeit infolge der früher besprochenen kretazischen Erosionsperiode fehlt, zeigt sich doch die Trias als tiefstes Glied in allen Decken wenigstens teilweise noch erhalten. Ausnahmen machen nur die Wildstrubel- und die untere Laubhorndecke, wo entweder nur oberer Jura oder auch noch Dogger die Unterlage bilden, wenn man von dem kleinen Triasaufschluss bei der Dohle im Iffigental absieht. Mit jeder nachfolgenden Schuppe mehrt sich der Anteil der Trias an der Unterlage und erreicht sein Maximum in der Spielgerten- und Hornfluh-Decke. Diese Zunahme der tieferen und älteren Schichten gegen Norden beweist, dass die Trennungsfläche, welche die Schubmasse ehemals von ihrem heimatlichen Boden abgeschnitten hat, für die nördlichen Schubteile tiefer lag als für die südlichen.

Da aber ältere Gesteine als die der Trias im ganzen Ueberschiebungsgebiete als Unterlage nirgends zutage treten, so schliesse ich daraus, dass die Abtrennungsfläche überall da eine verhältnismässig nur oberflächliche war und dass die tektonischen Veränderungen, die vor Ablagerung des Flysches eingetreten waren und die *Riffstruktur* des Untergrundes erzeugt hatten, mit keinen starken Faltungen oder sehr bedeutenden lokalen vertikalen Dislokationen verknüpft gewesen sein können.

Inwieweit unter den Gantrisch-Stockhornketten und der Gurnigel-Zone auch noch vortriasische Gesteine an der Schubmasse beteiligt sind, lässt sich natürlich nicht feststellen, doch ist eine solche Beteiligung nicht unwahrscheinlich, da ja das hohe Stockhorngewölbe doch einen älteren Kern einschliessen muss.

Es ist mithin ziemlich sicher, dass die Abtrennungsfläche dieser Freiburger Decken, einerlei ob man sie als eine einzige später in Schuppen aufgelöste oder als eine

ursprüngliche Mehrheit auffassen will, bei ihrer Entstehung nicht horizontal lag, sondern schwach gegen Süden anstieg, dabei in immer jüngere Schichten einrang und sich mehr und mehr der Oberfläche näherte. Daraus ergibt sich aber ganz von selbst, dass diese Schubdecken ihre Wurzel im Norden haben und dass sie an Dicke in der gleichen Richtung zunehmen müssen. Letzteres ist durch die Tatsachen bewiesen und macht darum auch ersteres äusserst wahrscheinlich.

5. Den gleichen Schluss legt uns die Schuppenstruktur der Decke nahe, denn es wird dieselbe nicht nur durch die Annahme einer Bewegung der Massen von Nord nach Süd leicht erklärbar, sondern wir müssen bei einem so weitreichenden Schub die Entstehung solcher untergeordneter Schubflächen oder minor thrusts geradezu erwarten. Dafür sprechen sowohl allgemeine physikalische Erwägungen als auch die Erfahrungen in anderen Ueberschiebungsgebieten.

Für eine Bewegung von Süden her habe ich nirgends auch nur die geringste Anzeige gefunden. Wollte man gleichwohl an einer südlichen Herkunft festhalten, dann müsste man annehmen, dass die ganze Decke sich zuerst einfach über die Wildstrubelregion und noch weiter nach Norden vorgeschoben habe, bis sie auf einen unüberwindlichen Widerstand stiess, der in der immer noch sich bewegenden Schubmasse zu Zurückstauungen Veranlassung gab, die zu Zerreibungen führten. Diese Zerreibungen müssten auf Flächen eingetreten sein, die schwach nach Norden geneigt die ganze Schubmasse von oben nach unten schräg durchschnitten, so dass jeweils der hintere Teil keilförmig unter den vorderen zu liegen kam und sich bei fortgesetztem Schub unter den vorderen Teil hinunterpresste und ihn in die Höhe hob.

Mechanisch ist ein solcher Vorgang freilich kaum zu verstehen, weil bei Stauungen an Hemmnissen die Zerreibungen viel leichter auf in der Richtung des Widerstandes aufsteigenden Flächen vor sich gehen, so dass die hinteren Teile sich über die vorderen heraufschieben und schliesslich das Hemmnis selbst überwinden können. Wo aber sollte dieses Hemmnis zu suchen sein? Am vorderen Ende der zwei Laubhornschuppen und der Willis-Schuppe lag es jedenfalls nicht, und so wäre man wohl gezwungen, auch die Niesen-, Spielgerten- und Hornfluh-Schuppe als Rückstauungen der unteren Laubhorndecke zu betrachten, die sich entweder an der Stockhornkette oder noch weiter

im Norden an einem unter der Molasse verborgenen Widerstand gestaut hätten. Eine solche Erklärung leidet an innerer Unwahrscheinlichkeit und ist jedenfalls nicht eine von den Tatsachen geforderte, sondern eine ihnen aufgezwungene, die nur dann Berechtigung hätte, wenn anderweitige sichere Anzeigen für den Schub aus Süden vorlägen. Es wird angegeben, dass solche wirklich da sind, weil es gelungen sei, die Wurzeln der Ueberschiebungen im Süden nachzuweisen.

6. *Gibt es wirklich solche Wurzeln im Süden?* LUGEON glaubte für die untere Laubhorndecke die Wurzel im Norden der Glanzschiefer-Zone tatsächlich gesehen zu haben. Das war aber ein Irrtum, denn er hielt den Flysch, der dort unter der Juradecke liegt, wie dies schon ISCHER getan hatte, für Lias und brachte ihn in normale Beziehung zum Jura. Das ist aber nicht der Fall und somit kann dort der Jura nicht aus der Tiefe herausgefaltet worden sein.

SCHMIDT sieht in der Glanzschiefer-Mulde eine Wurzel, die er aber nicht mit der Laubhorn-, sondern mit der Hornfluhdecke in Beziehung bringt. Beide liegen weit voneinander entfernt und man müsste annehmen, dass ein 20 km breites Verbindungsstück spurlos verschwunden, der Erosion zum Opfer gefallen sei. Darf man eine so weitgehende Abtragung des Gebirges ohne weiteres annehmen? Doch wohl nur dann, wenn die Identität der Hornfluhdecke mit dieser Glanzschiefer-Wurzel vollkommen sicher wäre. Das ist aber ganz und gar nicht der Fall. Freilich erklärt uns SCHMIDT, dass gerade die petrographische Verschiedenartigkeit der Decke und der ihr zugerechneten Wurzel die Zusammengehörigkeit beweise, denn in den Wurzelregionen seien die Gesteine einem viel stärkeren Drucke ausgesetzt gewesen, als in den mehr oberflächlichen Decken und so seien sie dort dynamometamorph umgewandelt worden. Das ist aber nur eine Hypothese und kein zwingender Beweis dafür, dass der postulierte Zusammenhang bestanden hat.

Es ergibt sich also, dass der Nachweis von Wurzeln der nördlichen Decken im Süden noch nicht geführt worden ist und dass es eigentlich überhaupt keine einzige feststehende Tatsache gibt, die für die Ueberschiebung aus Süden spricht.

7. *Gibt es stratigraphische Beweise für die Herkunft aus Süden?* Diese Frage habe ich eigentlich bereits im stratigraphischen Teil dieser Arbeit beantwortet. Es gibt

in unserem Gebiete keine einzige Formation, die auf eine Herkunft aus fernem Süden spräche. Wenn auch die alpine Facies der Trias nicht gerade dagegen spricht, so liegen doch wirklich zwingende Aehnlichkeiten mit der süd-alpinen Trias in keiner Weise vor und tatsächlich hat ja SCHMIDT auch auf eine solche Herkunft bereits verzichtet.

Dahingegen darf doch nicht übersehen werden, dass der Lias nicht nur keine süd-alpine, sondern eine ausgesprochen mitteldeutsche Ausbildung besitzt und das gilt teilweise auch für den Dogger. Dogger und oberer Jura haben keine Aehnlichkeit mit der süd-alpinen Facies und der Hochgebirgskalk ist eine ausgesprochen nordalpine Facies.

8. Sind die Decken aus liegenden Falten hervorgegangen?

Im Gegensatz zu SCHARDT hat LUGEON die Behauptung aufgestellt, dass die Schubdecken alle aus Faltensätteln hervorgegangen seien, die unter starkem horizontalem Druck aufgepresst wurden und sich teils mit ihrem in die Höhe steigenden First nach Norden umgelegt und bei fortgesetztem Wachstum mit ihrer Stirn über die Gebirgsoberfläche hingeschoben hätten, teils, wo sie unter solchen umgelegten Falten erst entstanden, diese in die Höhe gehoben und sich unter ihnen ebenfalls einen Weg nach Norden erzwungen hätten. Diese Hypothese stützt sich auf das Vorkommen liegender Stirngewölbe am Nordende der Schubdecken. Wir haben aber gesehen, dass, wo im Bereich unserer Profile solche Gewölbe angegeben worden sind, sie nur auf Vermutungen unter Zuhilfenahme einiger kühner Hypothesen beruhten, dass sie aber nirgends wirklich zu sehen waren. Eigentlich verlangen solche liegende Falten aber nicht nur ein Stirngewölbe, sondern auch einen umgekehrten unteren Gewölbeflügel; der ist aber selbst nach LUGEONS Angaben nirgends mehr erhalten, weil er bei dem weiten Schub auf der harten und unebenen Unterlage abgerissen, zertrümmert und ausgequetscht wurde, also einfach verschwunden ist. Wer sagt uns dann aber, ob er jemals vorhanden war? Das wird bewiesen, antwortet LUGEON auf diese Frage, durch das Vorhandensein jener Stirngewölbe. Aber wir sahen, dass deren Existenz mindestens sehr zweifelhaft ist und dass somit die Faltendeckentheorie auf sehr problematischen Füßen steht. Wir sind also vor die Tatsache gestellt, dass in unserem Gebiete weder liegende Stirngewölbe, noch liegende Faltenflügel bisher mit Sicherheit nachgewiesen wurden.

9. *Wie weit haben sich ursprünglich die Decken I—VI nach Süden erstreckt?* Diese Frage ist wohl berechtigt und die Art ihrer Beantwortung entscheidet zugleich über die Herkunft des Schubes. Sicher ist, dass ihr heutiges Ende durch die Erosion bedingt ist, welche grosse Teile weggeführt hat.

SCHARDT, LUGEON und SCHMIDT haben angenommen, dass die obersten Decken, die am weitesten nach Norden reichen, zugleich auch nach Süden die grösste Ausdehnung gehabt haben, dass also ehemals über dem Wildstrubel, wo jetzt nur noch Reste einer Decke liegen, alle sechs Decken übereinander getürmt waren in einer Gesamtmächtigkeit von ungefähr 5000 Meter. LUGEON fasst unsere Decken I bis IV als nappes de la zone interne zusammen, deren Wurzeln auf dem rechtseitigen Gehänge des Rhonetales liegen soll. Dazu soll auch die Gurnigelzone gehören, die er als nur verschleppte Teile der zone interne auffasst. Unsere Decke V und die Gantrisch-Stockhornkette bilden zusammen seine nappe médiane und VI seine nappe de la Brèche; jedoch rechnet er die Flyschdecke und das Nordende von VI noch zur nappe médiane. Die Wurzeln der nappe médiane und de la Brèche liegen nach ihm im Süden der Walliser Alpen.

Seine Angabe also, dass alle 6 Decken einst über dem Wildstrubel gelegen haben, ist nicht auf Beobachtung solcher Lagerung gegründet, sondern lediglich eine Schlussfolgerung aus jenen hypothetischen Voraussetzungen heraus. Eine weitere Konsequenz derselben ist, dass diese Deckfalten, wenn man sie wieder in ihre ursprüngliche horizontale Lage zurückversetzen könnte, statt der heutigen 50 km einen mehr als viermal so breiten Raum einnehmen würden. Zieht man aber noch ferner die Strecke in Betracht, die zwischen den Südenden der zwei obersten Faltendecken im Rhonetal und ihren angeblichen Wurzeln in der Jvrea-Region liegt, so erhält man eine Breite für diese Sedimente vor ihrer Ueberfaltung von mindestens 500 Kilometer.

Es wird hier, wie man sieht, mit stattlichen Zahlen operiert und ein ungeheurer Zusammenschub der Erdkruste vorausgesetzt, ohne dass man doch eine feste Handhabe hat und zwingende Gründe vorliegen. In der Tat ist SCHMIDT schon zu viel bescheideneren Forderungen heruntergegangen, indem er auch für die obersten Deckfalten die Wurzeln auf das rechtseitige Talgehänge der Rhone ver-

legt und somit nur noch mit einem Zusammenschub von vielleicht rund 250 km zu rechnen braucht.

Gleichwohl steht dem gegenüber die Forderung von 75 km, welche bei nördlicher Herkunft des Schubes verlangt wird, doch noch immer als eine recht bescheidene da, und sie verlangt auch nicht, dass seit Eintritt jener Ueberschiebungen die Alpen allein durch Erosion eine Abtragung von bis zu fünftausend Metern erfahren haben. Die abgetragenen Gesteine müssen doch irgendwohin verfrachtet worden sein und die Molassegesteine zeigen uns ja auch, wie und wohin das geschehen ist, aber um eine Abschälung der Alpen um einige Kilometer zu beweisen, wäre die Menge klastischen alpinen Materials in der Molasse lange nicht genügend.

E r g e b n i s.

Alle Tatsachen sprechen dafür, dass die flachen Schubdecken von Norden gekommen sind, zunächst als eine einzige Ueberschiebung, dass dann aber durch Hemmungen diese Schubmasse zerrissen und die hinteren über die vorderen Teile schuppenförmig hinaufgeschoben wurden. Die Breite dieser Schubmasse beträgt im ganzen jedenfalls 50 km. Dann kam noch die Wildstrubelüberschiebung hinzu, die auf eine Weite von über 20 km eingeschätzt werden kann.

C. Rückblick auf die tektonischen Vorgänge im Gebiete zwischen Gurnigel und Sitten.

Ueber die vortriasischen tektonischen Vorgänge können uns die Profile keine Auskunft geben. Zur Triaszeit lag über dieser Gegend, die gegenwärtig ungefähr auf ein Drittel ihrer ursprünglichen Ausdehnung zusammengeschoben ist, ein seichtes Meer, das von dem weitausgedehnten, offenen, mediterranen Triasmeere durch Barren oder Untiefen abgetrennt war, so dass sich zeitweilig die Salze des verdunstenden Meerwassers als Sedimente niederschlagen konnten, ähnlich wie das ja auch, besonders in der mittleren und jüngeren Triaszeit, in den nördlich angrenzenden Meeren Deutschlands der Fall war. Nur die dort so massenhaft eingeschwemmten und eingewehten Sande fehlten dem Freiburger Meere fast ganz. Zuletzt jedoch trat dieses mit

dem mediterranen Meer in offene Verbindung, und damit wanderte von dort die rhätische Fauna ein — allerdings unter nicht allzugünstigen Bedingungen, und das ist wohl der Grund, weshalb die rhätischen Kalke hier viel ärmer an Versteinerungen sind, als in den anderen mehr südlichen und östlichen Teilen der Alpen. Vielleicht geschah diese Einwanderung auch sehr spät, so dass die unter den Kalken liegenden Dolomite, Rauhwacken und Gipse nur die Ablagerungen des älteren Rhätmeeres darstellen würden, das den vorher trocken gelegten, palaeozoischen und archaischen Boden erst zu Ende der Triaszeit überflutete. Zur Liaszeit wurde dieser Teil von derselben Tierwelt bewohnt, welche im mitteldeutschen Liasmeere heimisch war und keine einzige Art, die dem mediterranen Liasmeer ausschliesslich angehörte, mischte sich unter diese Gesellschaft.

Vielleicht schon zur jüngeren Lias-, jedenfalls aber mit Beginn der Doggerzeit traten tektonische Störungen ein, die zu Inselbildungen führten. Ob dies einfache Schollenhebungen oder kleine Auffaltungen waren, lässt sich nicht erkennen, aber sicher ist das Einsetzen einer starken Meereserosion an den Felsen dieser Inseln, die sich so mit einem Gürtel von Breccien umgaben. Die Sedimente zeigen stark differenzierte Facies, und wenn auch die mitteleuropäische Fauna noch stark vertreten ist, so machen sich doch einerseits lokale besondere Inselfaunen andererseits Einwanderungen von Arten aus dem mediterranen Meere bemerkbar. Die Schranken, welche früher diesem gegenüber bestanden haben, müssen also wohl ebenfalls infolge der tektonischen Bewegungen gefallen sein. Eine wesentliche Veränderung in diesen Verhältnissen ist während der Zeit des oberen Jura nicht eingetreten; um die Inseln entstehen lokale Breccienbildungen, stellenweise koralligene Absätze und auch sonst Kalkabsätze, in denen sich die Kieselsäure häufig zu Knollen konzentriert. Die Fauna ist aus nördlichen und südlichen Elementen gemischt. Aber die klastischen Bestandteile treten mehr zurück als Beweis, dass die Inseln niedriger geworden und stärker von den neuen Sedimenten umhüllt wurden. Der petrographische Charakter der Oberjuragesteine ist ungefähr derselbe wie im ganzen Gebiet der Schweizer Alpen nördlich der Rhone und des Vorderrheintales, unterscheidet sich aber wesentlich von dem in den Süd- und Ostalpen und in Mitteldeutschland. Man kann diese Facies als die

des Hochgebirgskalkes bezeichnen. Die Riff- und Inselbildung war nicht gleichmässig über das Gebiet unseres Profiles ausgebreitet, sondern auf zwei Bezirke beschränkt. Der eine lag im Norden in der Gurnigelzone, der andere in der Region zwischen Simme und Wildstrubel. Im Süden, also in der Zone der Wildstrubelketten, und sodann weiter im Norden im Gebiet der Gantrisch- und Stockhornketten breitete sich ein tieferes und inselfreies Meer aus und in diesem setzte sich auch während der folgenden Kreidezeit die Sedimentbildung ungestört fort, während sich das Meer aus den Inselgebieten zunächst ganz zurückzog. Ob dies Folge eines allgemeinen Sinkens des Meeresspiegels oder lokaler tektonischer Bewegungen in den Inselregionen war, muss unentschieden bleiben. Die Trennung beider Meeresteile durch eine ziemlich breite Festlandzone machte sich nur wenig, in ihrer Fauna aber recht deutlich in der petrographischen Beschaffenheit der Sedimente bemerkbar. Der südliche Meeresarm ist während der ganzen Kreidezeit das Gebiet der helvetischen Facies geblieben, während im nördlichen Arme die Sedimentbildung nicht nur eine andere war, sondern auch am Ende der Neocomperiode für längere Zeit ganz zum Stillstand kam. Später erst und zwar wahrscheinlich mit Beginn der senonen Periode wurde wiederum das ganze Gebiet zwischen Gurnigel und Rhone vom Meere überdeckt und dieses erhielt sich bis ins Eocän hinein. Aber die Sedimente waren keine gleichmässigen, sondern zeigen erhebliche regionale Unterschiede. Während der jüngsten Kreidezeit lassen sich die Facies der Seewenschichten, der Couches rouges und des Flynches leicht auseinander halten. Erstere bleibt auf das Gebiet helvetischer Facies beschränkt, die zweite ist nicht nur über das Neocomgebiet der Gantrisch- und Stockhornkette, sondern auch noch weiter südlich über einen grossen Teil des ehemaligen Inselgebietes ausgebreitet, nämlich über die Hornfluh- und Spielgertendecke. Couches rouges und Seewenschichten sind foraminiferenreiche Ablagerungen eines ruhigen, also jedenfalls mehrere hundert Meter tiefen Meeres. Die Decken I—IV und die Gurnigelzone hingegen wurden vom Flynch bedeckt, in dem Ton, Sand und Gerölle eine hervorragende Rolle spielen, und es ist wenigstens sehr wahrscheinlich, dass diese Facies schon im Senon ihren Anfang nahm. Andernfalls müsste man annehmen, dass diese Gebiete zunächst noch Festland blieben und erst zu

Tertiär-Zeit wieder vom Meer in Besitz genommen wurden. Im Tertiär endlich bestehen nur noch zweierlei Facies; die des Flysches und die der Nummulitenkalke und -Mergel. Letztere ist auf den Süden, also auf das Gebiet der helvetischen Kreidefacies beschränkt, erstere beherrscht alle nördlichen Teile und greift später auch nach Süden auf die Nummulitenfacies über.

Die tektonischen Veränderungen, welche diese Verwandlungen von Meer in Festland und den Wechsel von Fauna und Facies von der Trias an bis zum Ende der Flyschbildung begleiteten und zum Teil verursachten, waren recht unbedeutend im Vergleich zu denjenigen, die nun in mitteloligocäner Zeit ihren Anfang nahmen. Bedeutende Schichtenfaltungen begannen zuerst ganz im Norden und erzeugten die regelmässigen stehenden Mulden und Sättel der Gantrisch- und Stockhornketten. In der anschliessenden Gurnigelzone war diese Faltung vielleicht ebenso stark, aber sie führte zu keinen so regelmässigen Gewölben wegen der Unregelmässigkeiten, die die Riffbildungen der Jurazeit darin erzeugt hatten.

Weiter nach Süden kam es zu keinen Faltenbildungen. Es entstand eine etwa 50 km breite Zerreiassungsfläche, welche die Trias nebst ihrer Auflage von der älteren Unterlage abtrennte, die aber gegen Süden langsam anstieg, die Trias schräg durchschnitt, dann eine Strecke weit zwischen Jura und Trias zu liegen kam, bis sie endlich die Oberfläche erreichte. Alles was über dieser Zerreiassungsfläche lag, wurde nun samt den dahinterstehenden Falten nach Süden fortgeschoben, wo die tertiären Sedimente sich noch annähernd in ihrer horizontalen Lagerung befanden. Die Spitze der Schubmasse hat sich dabei tatsächlich nur um 25 km über das flache Vorland vorgeschoben, aber sie hätte noch weitere 25 km zurücklegen müssen, wenn sich die Schubmasse nicht in sich selbst schuppenförmig übereinandergeschoben und dadurch um etwa 25 km verkürzt hätte. Man kann dieses Ausmass direkt aus dem unteren Profil der Tafel IV entnehmen und daraus noch den weiteren Schluss ziehen, dass die Stockhornfalte vor Eintritt der flachen Ueberschiebung 50 km weiter im Norden gelegen haben muss, wenn man dabei die heutige Lage des südlichen basalen Gebirges als Fixpunkt annimmt. Das ist natürlich eine willkürliche Annahme, denn ebensogut könnte man die Stockhornkette als Basis der Berechnung zu Grunde legen. Das gäbe dann für den Wild-

strubel eine ursprüngliche Lage von 50 km weiter im Süden und die Ueberschiebung von Norden würde zu einer Unterschiebung von Süden. Denkbar wäre auch eine Bewegung beider Fixpunkte gegen einander. Wenn ich also bisher nur von einer Ueberschiebung aus Norden gesprochen habe, so sollte damit nicht die absolute, sondern nur die relative Bewegung der Massen zum Ausdruck gebracht werden.

Vielleicht möchte man hier die Frage aufwerfen, wie denn eine so flache Abspaltung und so weite Ueberschiebung der oberflächlichsten Teile der Erdkruste ursprünglich zu verstehen sei, um an der Schwierigkeit, welche die Beantwortung einer solchen Frage bietet, die Richtigkeit der Tatsache in Zweifel zu ziehen. Es müssten, um darauf zu antworten, Vorgänge in tieferen, unserer Beobachtung nicht zugänglichen Teilen der Erdkruste zu Hilfe genommen werden und damit das Ganze auf ein rein hypothetisches Gebiet übergeführt werden. Das will ich aber nicht tun, weil uns nach meiner Meinung vorerst eine möglichst vorurteilsfreie Feststellung des Tatsächlichen not tut und wir uns dabei nicht von theoretischen Vorstellungen beeinflussen und vielleicht verblenden lassen dürfen.

Erst nachdem diese grosse Ueberschiebung stattgefunden hatte, begann im Süden eine kräftige Auffaltung des Wildstrubels, aus der allmählich die zwei nach Norden überkippten Falten hervorgingen, die auch die bereits darüberliegende Schubdecke mitfalteten. Zugleich und jedenfalls lange vor Abschluss dieser Faltung, bildete sich eine neue grosse Südüberschiebung heraus, wodurch die Freiburger Decken und deren basales Gebirge gegen Süden auf die Wildstrubelfalte wenigstens 20 Kilometer weit heraufgeschoben wurden. Dann erst fingen die neun nach Norden gerichteten steilen Ueberschiebungen an sich innerhalb der Faltungszonen und an der Grenze gegen die Schuppenzone herauszubilden. Diese Vorgänge spielten sich erst in jungmiocäner Zeit ab und sie sind es, die für die heutige Form und Begrenzung des Alpengebirges besonders wichtig wurden.

Noch jünger endlich sind alle die Verwerfungen, welche sowohl die älteren Falten als auch die Ueberschiebungen durchschneiden und verschoben haben und deren Zahl nicht unbedeutend ist.

Alle die besprochenen und zeitlich weit auseinanderliegenden tektonischen Vorgänge haben ihre Spuren im

Gebirgsbau zurückgelassen. Ich habe es versucht, sie zu analysieren, aber ich verkenne nicht, dass eine solche Analyse mit den grössten Schwierigkeiten verknüpft ist, und ich schmeichle mir nicht, überall das Richtige getroffen und alle Vorgänge erraten zu haben, die wirklich stattgefunden haben. Das wird selbst dann noch nicht leicht sein, wenn einmal genaue in grösstem Masstabe aufgenommene zuverlässige geologische Karten vorliegen. Aber das Eine glaube ich mit vollkommener Sicherheit festgestellt zu haben, dass es durchaus verfehlt ist, wenn man die ganze Tektonik dieses Gebietes aus einem einzigen und einheitlichen Faltungsvorgang oder überhaupt mit Hilfe einer einzigen, wenn auch noch so lange andauernden Bewegungsrichtung der Gebirgsmassen erklären will.

II. Der Bau der Freiburger Voralpen und der Berner Hochalpen.

Ich erwarte den wohlwollenden Einwand gegen meine Auffassung, dass dieselbe bei einer ausschliesslichen Beschränkung der Beobachtungen auf die Profillinien zwischen Gurnigel und Sitten durch den tatsächlichen Befund vielleicht nicht unbedingt widerlegt werden und darum eine gewisse Berechtigung zu besitzen scheinen könne, dass dieser Schein aber sofort verschwinde, sobald man das Beobachtungsgebiet nach rechts und links erheblich erweitere, dass man dann zu einer grossen Anzahl von Stellen geführt werde, die meine Auffassung widerlegen und unmöglich machen, und dass deren Schwäche vor allem in der Unmöglichkeit beruhe, sie auf weitere Teile der Alpen anzuwenden.

Ich anerkenne, dass in einem solchen Einwand ein gewisser gesunder Kern steckt und dass man jedenfalls berechtigt ist, von mir den Nachweis zu verlangen, dass meine Auffassung sich ohne Zwang auch auf andere Gebiete der Alpen ausdehnen lasse. Um diesen Nachweis zu führen, stehen mir zwei Wege offen. Der eine wäre der, in kommenden Jahren meine Untersuchungen räumlich zu erweitern und die Ergebnisse derselben alsdann bekannt zu geben. Meine Absicht ist es, diesen Weg zu beschreiten und somit könnte ich für heute meine Aufgabe als beendet ansehen. Aber es gibt noch einen anderen Weg, durch dessen Beschreitung jener andere nicht ausgeschlossen wird und der den Vorteil hat, für mich jetzt schon gangbar zu sein. Er führt allerdings nicht durch die Alpen selbst, sondern durch die Karten und Beschreibungen, welche andere vor mir von denselben entworfen haben.

Privatim, zu meiner eigenen Belehrung, bin ich diesen Weg natürlich schon längst gegangen, aber ich will gestehen, dass ich kein Freund davon bin, private Wege als

öffentliche zu erklären, es sei denn, dass man sie für solchen neuen Zweck vorher ordentlich herrichte. Das ist aber mit besonderen Schwierigkeiten verknüpft. Man muss dabei das geistige Eigentum fremder Autoren in Anspruch nehmen oft gegen deren Willen, oft auch glaubt man im Interesse der Sache auf solches Eigentum verzichten zu müssen. In beiden Fällen erregt man leicht Unwillen. Die Hauptgefahr liegt aber darin, dass man auf fremdem Boden Wegkonstruktionen anlegt, die dieser nicht verträgt, so dass jene alsbald in sich zusammenstürzen. Dafür liesse sich gerade aus neuerer Zeit so manches warnende Beispiel anführen. Ich beabsichtige also im Nachfolgenden keineswegs eine kritische Besprechung der vorhandenen Literatur zu geben, sondern ich will nur das Tatsachen-Material aus derselben herausuchen, welches für die Tektonik von Wichtigkeit ist, um zu sehen, ob es mit meiner Auffassung in Uebereinstimmung gebracht werden kann oder nicht.

Ich will dabei so vorgehen, dass ich zuerst innerhalb der Alpen zwischen Rhone und Aare den Spuren der fünf steilen Nord-Ueberschiebungen und dann denen der Süd-Ueberschiebungen in der Literatur nachgehe.

1. Die Gurnigel-Nordüberschiebung.

Aus Blatt XII und XVII der geol. Karte der Schweiz geht sehr deutlich hervor, dass diese Schubfläche zwischen dem Thuner- und Genfer-See überall die Grenze zwischen der Molasse und den älteren Gesteinen der Alpen bildet und dass auf ihr diese über jene geschoben worden sind. Sie beginnt im Osten beim Orte Mettlen zwischen Blumenstein und Wattenwyl, läuft in weit gespanntem Bogen westwärts über Gurnigel und Fettbad nach Kloster an der Sense, von hier zieht sie sich mit starker Krümmung nördlich und westlich um die Berra-Kette herum bis Morlon an der Sarine und Bulle, umgeht dann mit einem dritten Bogenstück den Moléson und erreicht endlich bei Montréux das Ufer des Genfer Sees. Mit reiner OW-Richtung beginnend hat sie sich schliesslich in vollkommene NS-Richtung umgedreht.

Der unmittelbare Kontakt zwischen den alpinen Gesteinen und der Molasse ist nirgends aufgeschlossen, aber da die Grenzlinie, wo sie Höhenzüge quert, stets eine lokale bogenförmige Ausbiegung nach Norden bezw. Westen macht, so geht daraus ziemlich sicher hervor, dass sie

einer nach aussen ansteigenden Grenzfläche entspricht, also einer steilen Ueberschiebung wie bei Gurnigel.

Die Molassebänke fallen überall gegen die Ueberschiebungsfläche ein und zwar in der Nähe des Kontaktes häufig mit $40-45^{\circ}$, sie verflachen aber je weiter man sich von demselben entfernt, werden schliesslich ganz horizontal und nehmen später sogar ein entgegengesetztes Einfallen an. Sie bilden also einen flachen gewölbten Rücken, dessen Achse in wechselnden Entfernungen von 3 bis 6 km der Kontaktlinie folgt. GILLIÉRON hebt aber ausdrücklich hervor, dass es ausserdem noch Unregelmässigkeiten in der Lagerung gibt, die er auf Verwerfungen zurückführt.

2. Die Gantrisch-Nordüberschiebung.

Auch diese Ueberschiebungsfläche erkennt man auf den angeführten Karten-Blättern in ihrem Verlauf sehr leicht. Sie beginnt im Osten bei Blumenstein, läuft in einem Bogen über Bad Schwefelberg, den Schwarzen See im Tal der Warmen Sense, Charmey und Gruyères nach Montreux. Dass sie einer gegen die Alpen einfallenden Verwerfungsfläche entspricht, erkennt man bei ihr noch leichter als bei der Gurnigelpalte, weil die Anhöhen, die sie quert, bedeutend höher sind und die Ausstrichlinie da jedesmal eine noch deutlichere nach aussen gekrümmte Kurve beschreibt. Trotz der Aehnlichkeit ihres Verlaufes sind diese und die Gurnigel-Linie doch keineswegs parallel und ihr Horizontal-Abstand schwankt zwischen $\frac{1}{2}$ und 7 Kilometer. Ihre geringsten Abstände liegen ganz im Osten und im Süd-West, ihr grösster Abstand ungefähr mitten drinnen. Den von beiden eingeschlossenen Gebirgsstreifen habe ich als die *Gurnigelzone* bezeichnet, doch könnte man sie ebensogut die *Berra-Zone* nennen. An ihrem Aufbau beteiligt sich die Molasse nicht mehr und das an der Oberfläche vorherrschende Gestein ist der Flysch, dessen Unterlage im Osten die Jura- und Triasriffe bilden. Im Westen hingegen, etwa von der Berra an, liegt der Flysch normal auf der Kreide (Seewenschichten, Aptien (?) und Neocom) und diese auf oberem Jura (Tithon bis herab zur Transversarius-Zone), welche in nach aussen überkippte Falten zusammengeschoben sind, so dass Neigung der Schichten nach innen vorherrscht. Wo der Flysch darüber noch vollkommen erhalten ist, führt diese gleichförmige Neigung seiner Schichten leicht zu einer Ueberschätzung seiner

Mächtigkeit, wenn man die Wiederholungen desselben durch die Faltung übersieht.

Bemerkenswert ist es, dass diese Zone keine gleichartige Faciesentwicklung besitzt, dass Kreide und oberer Jura im Osten ganz fehlen und statt dessen Riffstruktur in der Unterlage des Flysches besteht, die im Westen hinwiederum nicht vorhanden ist. Das beweist, dass zwischen den praealpinen tektonischen Störungen und der jungmiocänen Nordüberschiebung keinerlei kausaler Zusammenhang besteht.

3. Die Gastlose-Nordüberschiebung.

Sie beginnt im Osten bei Reutigen, läuft über Bad Weissenburg, Aebi- und Klus-Alp, die Nordwestseite des Gastlose, Rocher de la Raye und Laitmaire nach les Granges bei Château d'Oex und von da über die Nordabdachung des Mont d'Or und der Kette des Tour d'Aï über Corbeyrier in das Rhônetal zwischen den Stationen Roche und Aigle. Auch diese Schubfläche ist mit einer durchschnittlichen Neigung von 45° gegen die Alpen gesenkt und beschreibt einen nach Aussen konkaven Bogen. Ihr Abstand von der Gantrisch-Linie misst 4—15 km und die grösste Entfernung beider liegt zwischen dem Moléson und Château d'Oex. Den von ihnen eingeschlossenen Gebirgsstreifen habe ich als die Zone der *Gantrisch- und Stockhornkette* bezeichnet, weil er im Osten in der Tat nur aus diesen zwei Schichtenfalten besteht, an deren Aufbau sich Trias, Jura, Kreide und Flysch beteiligen. Aber gegen Westen treten bei zunehmender Breite dieser Zone auf ihrer Aussenseite noch einige Gewölbe hinzu.

Das Stockhorngewölbe sahen wir im Profil 1 die Klamm bei Bad Weissenburg kreuzen, bei Luchern in Profil 3 nördlich der Klusalp nach Westen fortsetzen zum Südgehänge des Vanil noir und Mont Cray bei Château d'Oex. Bei Rossnières scheint es sich mit dem Gantrisch-Gewölbe zu vereinen. Dieses beginnt im Norden des Stockhornes und sein triasischer Kern liegt am Nordfuss jenes Berges bei der Bach- und Wallalp. Er zieht sich von da über Morgeten, Gantrischalp, Hürlisboden und den Nüschelsbach nach Jaun, folgt dem gleichnamigen Bache eine Strecke weit abwärts, streicht dann links über die Höhen in die obere Vallée de Montélon, den Lac de Condrotz auf der Westseite des Vanil noir und Mont Cray nach Rossnières und nach Ver-

einigung mit dem Stockhornsattel zu einem weiter über den Col de Chaudes ins Tal der Tinière, das bei Villeneuve ins Rhônetal einmündet.

Dem Gantrischsattel ist schon ganz im Osten stets auf seiner Nordseite eine Mulde angelagert und die Gipfelschichten des Gantrisch (nicht mit der vorhin erwähnten Gantrischalp zu verwechseln, die 8 km davon entfernt liegt), gehören dem Nordflügel dieser Mulde an, die auf den Flysch der Gurnigelzone geschoben ist. Dieser Flügel folgt dem Sattel nach Westen bis zum Schwarzensee, dort aber legen sich seine Schichten nach NW so weit um, dass sie zu einem neuen Sattel werden, der nun vor der Gantrischfalte liegend ihr parallel folgt über Charmey bis Gruyères. Zwischen ihm und dem Gantrischsattel liegt beide verbindend die breite Kreidemulde der Körblifuh und des Mt. Brönnigard. Gegen SSW senkt sie sich, schliesst auch noch einen Flyschkern ein und bildet die breite Talmulde der oberen Sarine bei Grand Villard und Albeuve. Weiter im SW entsteht in ihr ein kleiner Sattel, der die breite Mulde in zwei zerlegt, nämlich in die des Rochers de la Naye und die von Allière. Dieser Zwischensattel ist gewissermassen eine Fortsetzung des Gantrischgewölbes und erreicht bei Veytaux den Genfersee.

Der Aussensattel, den wir vom Schwarzensee bis Gruyères verfolgt hatten, setzt sich über den kleinen Moléson und den Mt. Molard bis Montreux fort, zerlegt sich dabei aber durch das Auftreten einer Zwischenmulde in zwei Sättel. Diesem Sattel von Gruyères legt sich danu noch nach aussen eine Mulde vor, die den Moléson bildet.

Während also im Osten in der Gantrischzone nur zwei Sättel und zwei Mulden liegen, haben wir hier an ihrem westlichen Ende gerade die doppelte Zahl. Ich habe diese Einzelheiten, die nicht nur aus der Karte, sondern auch aus den von SCHARDT veröffentlichten Profilen deutlich herauszulesen sind, deshalb so ausführlich berührt, um klarzulegen, dass die drei bisher beschriebenen Ueberschiebungsflächen keine Faltenverwerfungen sein können, denn sie laufen mit keiner Falte genau parallel, sondern schneiden dieselben, wenn auch unter sehr spitzem Winkel. Darum ist jedes Suchen nach ausgequetschten Mittelschenkeln hier ein ganz fruchtloses und dies um so mehr, als die Falten selbst zumeist stehende sind und nur selten eine schwache Ueberkippung nach aussen zeigen.

Die Gantrisch-Ueberschiebung besteht ganz im Osten

bei Blumenstein aus zwei Schubflächen und infolgedessen liegt der nördliche Muldenflügel dort doppelt. Das Gleiche kommt, aber in viel ausgedehnterem Masstabe, bei der Gastlose-Ueberschiebung vor, wie das aus Profil 2, 3 und 7 deutlich hervorgeht.

Oberflächlich unterscheidet sich die Gurnigelzone von der Gantrisch-Stockhornzone recht auffällig durch das Vorwalten des Flysches, aber das kommt nicht davon, dass der Flysch in der Gantrisch-Stockhornzone nicht zum Absatz gelangt wäre, sondern davon, dass hier die Gebirgsfalten sich höher gehoben haben, sodass der Flysch meistens ganz der Erosion zum Opfer gefallen ist. Wo diese Hebung nicht so bedeutend war, da stellt sich sofort auch der Flysch in beträchtlicher Mächtigkeit ein.

4. Die Wildstrubel-Nordüberschiebung.

Zwischen dem Pommerngrat und Iffigen habe ich den Verlauf dieser Verwerfungslinie auf Skizze Taf. III genau festgelegt. ISCHER, in seinen Faltenideen befangen, hat sie nicht erkannt und auch SCHARDT (Eklogae II 5, 1892) bezeichnet den Kontakt der Kreidefalten, die wie über die Klippen und den Niesenflysch herübergelegt erscheinen, als eine „énigme“ und meint, *s'il y a une faille ce n'est pas à la surface dans les terrains sédimentaires qu'il faut la chercher, mais dans la profondeur soit dans les terrains cristallins*. Diesem schwer verständlichen Gedankengang hat er in einem Profil (Pl. 14, Fig. 1) Ausdruck zu geben versucht, der aber den tatsächlichen Verhältnissen nicht gerecht wird.

Ohne besondere Schwierigkeit lässt sich diese Ueberschiebung vom Fizer im Osten über Iffigen, den Hintergrund des Tales von Lauenen und Gsteig bis Ormondessus und Taveyanaz verfolgen. Da bei Rochers du Vent endet plötzlich das der helvetischen Kreide vorgelagerte Eocän, das infolge der Nordüberschiebung auf Dogger, Lias und Trias geschoben ist, in einer Höhe von ungefähr 1900 m. Die Ueberschiebungsfläche ist hier nur ungefähr 25° nach SO geneigt und so sollten wir erwarten, dass sie sich in das Tal der Avençon herabzieht und dass das ganze jenseitige Talgehänge, das sich bis zur Höhe der Argentine erhebt, aus Eocän und helvetischer Kreide bestehe. Das ist aber nicht der Fall. Vielmehr treffen wir sonderbarerweise in der Tiefe des Tales und von da auf dem jen-

seitigen Gehänge bis fast 300 Meter ansteigend Neocom in der Cephalopoden- oder sog. Freiburger Facies, ähnlich wie wir es in den Stockhorn- und Gantrischketten schon kennen gelernt haben und wie es insbesondere in gleicher Weise nach den Angaben RENEVIERS (Lief. XVI der geol. Karte der Schweiz 1890, S. 259) bei Châtel-St. Denis und den Voiron vorkommt, nur mit dem Unterschied, dass hier das Gestein etwas stärker gepresst und deshalb verändert erscheint. Dieses Neocom ist aber sonst ein Fremdling in der helvetischen Facies, und auch hier befindet es sich in ganz absonderlichen Lagerungsverhältnissen. Es wird nämlich im Süden von Eocän über- und im Norden von demselben unterlagert. RENEVIER hat dies in seiner Karte des Muveran 1875 nicht ganz richtig dargestellt, dann aber 1890 (l. c. S. 218, 258 und 449) festgestellt, dass trotzdem er es sich gar nicht erklären könne, der Flysch und das Eocän bei le Châtel wirklich unter dem oberen Jura und dem Cephalopoden-Neocom liegen. Für uns, die wir nun wissen, dass die Freiburger Kreidefacies von Norden über die helvetische Kreidefacies geschoben wurde und dass dann erst die kräftige Faltung in den Berner Hochalpen, deren westliches Ende der Muveran ist, begann, haben die von RENEVIER mit Widerstreben erkannten aber mit Objektivität beschriebenen Tatsachen nichts verwunderliches mehr. Der ganze Zug von Freiburger Neocom, der bei Cheville im Osten beginnt, über Bovonnaz bis Châtillon bei Javernaz sich erstreckt, bei Le Châtel und dem Tour de Duin noch einige isolierte westliche Vorposten besitzt und bei Javernaz noch einen Teil seiner ursprünglichen jurassischen Unterlage besitzt, ist eine Deckschuppe, die später in die Schichtenmulden des Muveran-Massives mit eingefaltet wurde und jetzt deren innerste Kerne bildet. RENEVIER nahm allerdings an, dass das Eocän, welches diesen Neocom-Zug gegen Süden begrenzt und das sich in hohen Wänden mit senkrechter oder sogar überkippter Schichtenstellung über den Neocom-Hügeln erhebt, durch eine normale Verwerfung von diesem getrennt sei. Er hat diese Verwerfung auch bei Cheville (l. c. Fig. 85, S. 384) abgebildet, aber man erkennt wohl, dass er sie, weil vom Schutt bedeckt, als Verwerfung nicht gesehen und nur deshalb vermutet hat, weil er sich die Berührung so altersverschiedener Ablagerungen anders nicht erklären konnte. Wäre wirklich eine gewöhnliche Verwerfung vorhanden, dann könnte das Frei-

burger Neocom nicht stetsfort an Eocän angrenzen, sondern müsste bei dem gefalteten Zustand der helvetischen Kreide auch einmal an eines ihrer Glieder anstossen. Das kommt jedoch nicht vor und darin liegt ein Fingerzeig, dass jenes Neocom auf das Eocän geschoben worden ist, als letzteres noch annähernd horizontal lag und die tieferen Kreideschichten noch nicht entblösst waren. Dass es zuerst beim Schub und später bei dieser Einfaltung stark gepresst worden sein muss, ist einleuchtend und erklärt seine von RENEVIER konstatierte petrographische Eigenart.

Wir verstehen jetzt auch, weshalb die Wildstrubel-Nordüberschiebung am Rochers du Vent so plötzlich endet. Sie ist abgeschnitten durch eine Verwerfung, die am Südfuss der Steilwände der Diablerets in ost-westlicher Richtung, annähernd dem Laufe des Avençon bis Bex folgend, hinläuft (s. Profil 1, Taf. VI).

Wenn man die Falten der Diablerets mit denen des Muveran vergleicht, und dabei den Triassattel unter dem Mont Gond mit dem Sattel des Haut de Cry identifiziert, dann ergibt das eine Sprunghöhe von etwa 1000 Meter, um welche das Muveran-Massiv an der Verwerfung abgesunken ist. Der Verlauf der Verwerfung tritt auf RENEVIERS Karte mit voller Klarheit hervor. Sie läuft am Südrand des Rochers du Vent ostwärts bis Montbas (Profil 3, Taf. VI), biegt dort im rechten Winkel nach Süden um und folgt dem Laufe der Liserne im Val de Treis Coeurs bis Ardon im Rhonetal. Orographisch ist sie durch die hohen Steilwände des östlichen Gebirges und durch die tiefe Talfurche aufs deutlichste angedeutet, die in so merkwürdiger Weise hier die hohe Kette der Berner Hochalpen durchschneidet.

LUGEON hat die Bedeutung dieser Verwerfung jedenfalls sehr unterschätzt und wahrscheinlich davon ausgehend, dass RENEVIER auf seiner Karte den Jurakalk des Haut de Cry-Sattel bei Ardon mit dem des Mont Gond-Sattels verbunden hat, nimmt er an, dass der liegende Mont Gond-Diableret-Sattel über dem des Haut de Cry gelegen und das ganze Muveran-Massiv einstmals bedeckt habe. Einen Beweis für diese Annahme ist er uns freilich schuldig geblieben, und dass die Abgrenzung, welche RENEVIER bei Ardon dem Jurakalk gegen das Neocom gegeben hat, nicht ganz richtig sein kann, leuchtet beim Vergleich mit dem gerade dort eingetragenen Fallzeichen wohl jedem ein.*)

*) Neuere Mitteilungen LUGEONS bestätigen diese Annahme.

Wenn die Wildstrubel-Nordüberschiebung vom Rochers du Vent aus gegen Westen weiter fortsetzt, was wohl unbedingt angenommen werden muss, dann ist sie mit dem Muveran-Massiv in die Tiefe gesunken und entzieht sich deshalb auf der Strecke bis Bex der Beobachtung. Denn in dieser Richtung verläuft die jüngere hakenförmige Verwerfung des Liserne-Avençon-Tales.

Nachdem wir uns somit über den Verlauf der Wildstrubel-Ueberschiebung vom Pommerngrat westwärts bis zur Rhone verständigt haben, wollen wir ihr nun gegen Osten nachgehen. Bis zum Fizer ist ihr Verlauf direkt aus ISCHERS Karte abzulesen, aber dann hört diese Sicherheit auf und die geologischen Angaben der Karten sind tektonisch sehr schwer verständlich. S. 74 ist jedoch der mutmassliche Verlauf derselben durch das Engstligental bereits begründet worden.

5. Der Bau der Schuppen-Zone.

Das Bezeichnende für die Gebirgszone zwischen der Gastlose- und der Wildstrubel-Nordüberschiebung liegt darin, dass die von Norden stammende Schubdecke schuppenförmig übereinander geschoben ist und ich halte deshalb den Namen Schuppen-Zone für recht gut. Ihre Breite schwankt zwischen 11 und 25 Kilometer. Die grösste Breite liegt in der Richtung Zweisimmen-Lenk, wo wir sechs Schuppen unterscheiden konnten.

Wir wollen jetzt deren Verbreitung über das ganze Gebiet dieser Zone verfolgen. Hierbei sind einige Tatsachen im Auge zu behalten, deren Verkenning leicht zu Irrungen führen könnten. Erstens hat der Verlauf der zwei diese Zone meist begrenzenden Nordüberschiebungen (3 und 4) keine direkte Beziehungen zur Ausdehnung der Schuppen. Es besteht keine Parallelität zwischen diesen beiden verschiedenartigen tektonischen Gliedern. Zweitens laufen mehrere jüngere Längsverwerfungen durch diese Zone, durch welche die von ihnen durchschnittenen Teile der Schubdecken in verschiedene Höhenlagen gebracht worden sind. Man muss sich hüten die einzelnen Teile für besondere Schuppen zu nehmen, wodurch ihre Anzahl grösser würde als sie wirklich ist. Drittens sind die Schubflächen nachträglich in ihrer Streich- und Fallrichtung verbogen worden. Letztere ist in der Nähe der Wildstrubel-Verwerfung meist deutlich sattelförmig auf-

gebogen, erstere zeigt sowohl gegen das Rhonetal als auch gegen den Tuner See hin eine deutliche Senkung.

Wir beginnen mit der obersten — der *Hornfluh-Schuppe*, die gegen Norden überall bis an die Gastlose-Ueberschiebung heranreicht. In Nordosten endet sie bei Oberwyl im unteren Simmental und ihre Südgrenze verläuft von dort über das Niederhorn, die Munt- und Kunigalm, Bettelried, die Hornfluh, Gstad, den Südabhang der Gummfluhkette und endet im Tal von Ettivaz an der Gastlose-Ueberschiebung. Sie hat also eine Länge von 33 Kilometer und eine Breite von im Maximum 13 Kilometer. Ohne Rücksicht auf ihre Schubfläche, welche stets gegen Süden ansteigt, haben die Gesteinsschichten, aus denen sie besteht, einfache muldenförmige Lage und der Nordflügel, soweit er an die Gastlose-Ueberschiebung angrenzt, kann als der südliche Flügel eines Sattels aufgefasst werden, der sich unmittelbar an die Stockhornfalte angeschlossen hat.

Die *Spielgerten-Schuppe* reicht von Wimmer, wo sie in das Gebiet der Freiburger Voralpen von Osten her eintritt, ebensoweit nach SW wie die Hornfluhschuppe. Gegen Süden zieht ihre heutige Grenze am Südfuss der Burgfluh hin ins Dientigental, biegt von dort auf der Ostseite um das Twiertenhorn und kommt wieder ins Dientigental, von wo sie den Steilabfällen des Rothorn, Spielgerten und der Mieschfluh folgend das obere Simmental bei St. Stephan quert, über den Amselgrat nach Gstad im Saanental und am Südsee der Gummfluhkette entlang das Ettivaztal erreicht, um dort an der Gastlose-Ueberschiebung zu enden.

Ihr Bau ist einfach und zeigt vorwiegend schwache nördliche Neigung der Schichten. Mit ihrer jurassischen oder auch triasischen Unterlage liegt sie auf dem Flysch der *Niesenschuppe*.

Diese hat die grösste Längsertreckung, denn sie zieht sich von NO nach SW, also etwa 65 km weit, von dem einen bis zu dem entgegengesetzten Ende der Freiburger Voralpen. Ihr Südrand beginnt bei Reichenbach, verläuft über Fruttigen, Adelboden, Hahnenmoos, Lenk, Lauenen, Gsteig, Col de Pillon und Tavayannaz nach Bex im Rhônental. Zwischen Gsteig und Tavayannaz stösst sie unmittelbar an die Wildstrubel-Verwerfung an. Im Norden taucht sie zwischen Wimmer und dem Tal von Ettivaz unter die Spielgerten-Schuppe unter, von da weiter nach Westen bis zum Rhônental ist ihre Nordgrenze die Gastlose-Nordüber-

schiebung. So weit sie zu Tage liegt, misst ihre Breite 6 bis 12 km und hat im Westen ihr Maximum. Ihr Schichtenbau ist im allgemeinen ein flach welliger, und nur im Gebiet der Tour d'Ay-Kette sind die Schichten zu zwei hohen etwas nach Norden überkippten Gewölben zusammengefaltet.

Die drei Lenker Schuppen treten nur da zu Tag, wo die sie überlagernde Niesendecke nicht ganz bis zur Wildstrubel-Nordüberschiebung heranreicht, also von Osten her bis Gsteig. Ausserdem kommt die oberste derselben — die Willisdecke — noch zwischen Ormont-dessus und -dessous als Fenster rings von der Niesendecke umsäumt zum Vorschein. So wenigstens muss ich die Eintragungen auf der geologischen Karte verstehen. Am NW-Fuss des Chamossaire hängt dieses Fenster mit den Schichten zusammen, welche die Oberfläche aller Gehänge westlich und südlich des Chamossaire zwischen dem Grande Eau, der Gironne und Avençon bilden.*)

Die Niesendecke, welche die Höhen des Chamossaire krönt, streicht dort aus und die Willisdecke kommt unter ihr zum Vorschein, (Profil 2, Taf. VI) senkt sich aber langsam gegen Westen und erreicht bei Ollon den Boden des Rhonetals. Zu ihr gehören auch die Felsenwände von St. Triphon mitten in den Tal-Alluvionen. Der Flysch der darunterliegenden Decke senkt sich natürlich mit ihr, er ist aber durch sie völlig bedeckt und schaut nur unterhalb Antagne im SO von Ollon am Gehänge etwas hervor. Er entspricht wahrscheinlich der Oberen Laubhorndecke, ob aber hier im Westen auch noch wie weiter im Osten die zwei Laubhorn-Schuppen entwickelt sind, lässt sich nicht feststellen, doch werden wir im nächsten Kapitel sehen, dass die Existenz mindestens einer derselben gesichert erscheint.

Die *Unterlage dieser Schuppen*, soweit sie erschlossen ist, besteht aus eocänem Nummulitenkalk und Kreide in helvetischer Facies. Das gilt aber nur für Lauenen und Lenk. Wie weit diese Faciesausbildung unter den Schuppen nach Norden vordringt, ist völlig unbekannt.

Aus einem Vergleich der stratigraphischen Verhältnisse innerhalb der Schuppenzone ergibt sich die bemerkenswerte Tatsache, dass während im Osten überall die Riff-

*) Siehe die neuere Arbeit von Ch. Sarasin und Collet. Archives d. sc. phys. et nat. T. 24 Genf.

struktur entwickelt ist, im Westen dies nicht mehr so allgemein der Fall und in der Tour d'Al-Kette der Jura ganz regelmässig entwickelt ist und nur das Neocom darüber fehlt. Es geht daraus hervor, dass die Riffbildung hier im Osten nur zufällig mit der Deckenbildung zusammenfällt und dass die Nord-Ueberschiebungen ganz ohne Rücksicht auf diese viel älteren Vorgänge ihren Weg genommen haben.

Die nicht unbedeutende Verwerfung im Süd der Grande Eau hat den südlichen Teil der Niesendecke auf die Höhe des Chamossaire gehoben und die Willisdecke in Kontakt mit den Falten der Tour-d'Al-Kette gebracht, so dass man leicht versucht sein könnte sie für deren unmittelbare Fortsetzung zu halten. Nach SARASIN liegt die Jurabreccie am Chamossaire unmittelbar auf der Trias, während in dem Grande Eau-Sattel noch Lias vorhanden, aber der Dogger in der Mytilusfacies entwickelt ist, was immerhin auf die Nähe der Brecciefacies schliessen lässt.

6. Der Bau der Berner Hochalpen.

Wir haben im Bau dieser Ketten in der Wildstrubelregion das basale Gebirge und eine dünne darüber liegende Decke unterschieden. Letztere besteht aus Dogger und Malm, ersteres aus Eocän, Kreide in helvetischer Facies, Jura, der stets durch oberen Jura und meist Dogger, manchmal auch noch durch Lias vertreten ist, darunter liegen Trias in sehr schwacher Entwicklung und dann krystallinische Gesteine oft noch mit einer Auflagerung von Carbon.

Diese Schichten sind überall gefaltet und jede Falte ist nach Norden oder Westen überkippt. In der Wildstrubelregion sind nur zwei Falten zu sehen und sie streichen ungefähr parallel zur Wildstrubel-Nord-Ueberschiebung. Gegen Westen mehren sich aber die Falten und zugleich drehen sie sich immer stärker, je weiter sie nach Westen reichen, im Streichen nach Süden um. Infolgedessen werden diese Falten dort von der Wildstrubel-Ueberschiebungsspalte unter spitzem Winkel abgeschnitten. Man erkennt das leicht aus der geol. Karte XVII. Vom Mont Gond bis zu den Diablerets kann man schon 4 Falten auseinanderhalten, die nicht nur sich im Streichen schon stark gedreht haben, sondern auch viel stärker überkippt, z. T. schon ganz liegend sind. Die eocänen Muldenkerne sind dort vollständig nur noch in den äussersten Falten

erhalten, in den höheren südlichen meist bis auf die tiefsten Teile schon abgetragen.

Dieses klare tektonische Bild ist aber vielfach verdunkelt durch grosse, streichende und transversale Verwerfungen. Eine der bedeutendsten ist die hakenförmige von Ardon-Montbas-Cheville, auf welcher das Muveran-Massiv eine starke Senkung erfahren hat. LUGEON kennt sie, wie es scheint, nicht, oder vielmehr da, wo sie gar nicht übersehen werden kann und auch schon von RENEVIER klar und deutlich als vertikale Verwerfung eingezeichnet ist, denkt er sie sich als eine ganz flache Ueberschiebung bezw. Ueberfaltung. Ich muss hier konstatieren, dass seine ganze Auseinandersetzung, die er 1902 (S. 728 u. f.) gegeben hat, auch nicht den geringsten Beweis für die Lagerung seiner Nappe des Diablerets über der Nappe de Morcles gebracht hat. Sie stützt sich eigentlich nur darauf, dass das Neocom mit Cephalopoden im Tal der Avençon am Fusse der Diableretsfalten liegt; dass aber diese Falten wirklich nach Süden über jenes Neocom sich herauflegen, ist nirgends zu beobachten und insoweit ist diese Annahme eine reine Hypothese. Wer diese Vermutung aufrecht erhalten will, hätte jedenfalls die Aufgabe zu zeigen, dass RENEVIERS Karte in der Umgebung von Montbas unrichtig ist, denn aus dieser Karte und den dazugegebenen Profilen kann nur auf eine vertikale Verwerfung geschlossen werden, wie dies RENEVIER selbst auch wirklich getan hat.*)

Die Achsen der Falten im Muveran-Massiv streichen alle von NO nach SW und erst von der Dent de Morcles an drehen sie sich nach Süden um. Aber sie liegen nicht horizontal, sondern senken sich alle gegen NO. Das ist eine natürliche Folge der Senkung, die das ganze Massiv nachträglich auf jener hakenförmigen Verwerfung von Cheville erlitten hat, und dementsprechend sehen wir die ältere Unterlage der Kreide- und Juraschichten, nämlich das Carbon und dessen krystallinische Basis nur im SW aufgeschlossen, wo sie bei dem merkwürdigen Knie des Rhönetales in 2000 Meter hohen Wänden über die Talsohle anfragen. Darauf liegt in Höhen von 2200 Metern eine liegende Mulde von Eocän-, Kreide- und Juraschichten,

*) Nachträglich erst erhielt ich den Bericht über LUGRONS Vortrag (1907 Freiburg), worin er verschiedene Irrtümer in RENEVIERS Karte bespricht. Ob diese Korrekturen für die Annahme der Ueberlagerung der Morcles-Falten durch die des Mont Gond etwas beweisen, kann ich aus diesen Angaben nicht ersehen.

die sich nach Westen öffnet und deren liegender Flügel sich von jener Höhenlage rasch mit steiler Flexur bei Morcles um 1800 Meter bis auf die Sohle des Rhônetales herabsenkt und dort von Bains de Lavey an mit flacher Neigung langsam talaus zieht. Der hangende Flügel hingegen zieht sich von der Dent de Morcles mit stetigem Verlust an Höhe in nordöstlicher Richtung über die Savolaires bis zur Argentine. Dort biegt er sich sattelförmig zweimal in die Höhe und jedesmal auch wieder muldenförmig um, und dieses Spiel wiederholt sich dann noch etwa dreimal bis zum Lac de Derborence und Montbas. Im ganzen stellen somit diese Schichten ein System von 6 liegenden Falten dar, von denen diejenige der Dent de Morcles die unterste, die von Montbas die oberste ist, aber gleichwohl liegt letztere um 600 Meter tiefer als erstere. Es erklärt sich das, wie schon gesagt, aus der nachträglichen, einseitigen Einsenkung des Muveran-Massives an der Cheville-Verwerfung im NO, wodurch die Falten-Achsen alle eine nach NO geneigte Lage erhielten. In den Muldenkernen der untersten dieser Falten ist jene S. 98 beschriebene Schubdecke von Jura und in der Cephalopodenfacies entwickeltem Neocom eingeschlossen, an den oberen zwei fehlt sie. Kleine triasische Inselreste einer zweiten höheren Schubdecke sind auch noch, aber nur in sehr kleinen Partien, über dem Neocom vorhanden bei Sergnement, Bovonnaz und Pré des Cornes.

Im Norden und Osten der Cheville-Verwerfung setzen die Morcles-Falten im Mont Gond und in den Diablerets weiter nach NO fort, doch befinden sich alle in erheblich höherer Lage. Bedeutend jüngere Verwerfungen machen es mir unmöglich, ihre Fortsetzung bis zu den zwei grossen Falten des Wildstrubel- und Laufbodenhornes im einzelnen zu verfolgen, weil auf ISCHERS Karte diese Verwerfungen nicht eingetragen sind. Aber soviel kann aus derselben ersehen werden, dass die äussersten Falten der Diablerets nicht bis zum Laufbodenhorn fortstreichen, sondern vorher schon von der Wildstrubel-Nordüberschiebung abgeschnitten werden. Es scheinen diese Falten gegen Osten erheblich steiler zu werden und zugleich stellen sich am Sexrouge und Ravilhorn die äussersten Vorposten der Wildstrubeldecke ein, die als solche auch schon auf ISCHERS Karte recht deutlich erkannt werden kann. Besonders am Gemmi-Pass und seinen Zuwegen tritt ihre Schubfläche klar hervor.

Sie beginnt (s. S. 74) auf der Varneralp in Höhen von über 2200 m, zieht über Trubeln und Lämmernalp bis zur Klus oberhalb Kandersteg in einer Höhe von 1200 m. Die Ueberschiebungsfläche ist durchaus nicht eben, aber im allgemeinen flach nach Norden gesenkt. Auf ihr sind alle nördlichen Wildstrubelfalten über das Eocän geschoben, welches selbst auf Kreide und dem Jura von Leukerbad und dem Balmhorn ruht. Nach der neuen geologischen Karte von GERBER, HELGERS und TRÖSCH kann es nicht zweifelhaft sein, dass diese Ueberschiebung über die Kander herübersetzt und dass auf ihr die Falten des Schilthornes über diejenige des Breithornes heraufgeschoben worden sind. Bezeichnend für diese flache Südüberschiebung ist wiederum, dass die Falten der Decke mit ihren untersten Schichten konstant auf dem Eocän oder den jüngsten Schichten der basalen Masse liegen und dass nach der Ueberschiebung alles noch einmal gefaltet und verworfen wurde.

Im Süden endlich wird sowohl diese Decke als auch ihr basales Gebirge durch die Rhonetal-Ueberschiebung jählings abgeschnitten und ein petrographisch recht fremdartiges Gebirge tritt an deren Stelle.

7. Zusammenfassung.

Wenn schon die vorhandenen geologischen Karten unter dem Einfluss ganz anderer tektonischer Vorstellungen aufgenommen worden sind, so hat sich doch ergeben, dass man ihre tatsächlichen Konstatierungen ohne Zwang mit derjenigen Auffassung in Uebereinstimmung bringen kann, zu der mich die Untersuchungen im Gebiete der Querprofile zwischen Gurnigel und Sitten geführt hat. An manchen Stellen allerdings musste ich auf eine genauere Durchführung der grossen tektonischen Linien verzichten, weil da die Karten sich als unsicher erwiesen und Spezialprofile nicht vorliegen. Aber ich glaube, dass, je weiter die Spezialaufnahmen sich ausdehnen werden, umso deutlicher die Tatsache hervortreten wird, dass neben den Faltungen zwei Systeme von Ueberschiebungen vorhanden sind, von denen ein älteres aus Süd-, ein jüngeres aus Nordüberschiebungen besteht. Die Faltungen fallen zeitlich teils vor, teils zwischen diese Ueberschiebungen und ausserdem folgten ihnen noch eine Reihe von normalen Verwerfungen nach, durch welche

sowohl die Faltungen als auch die Ueberschiebungen betroffen worden sind.

Alle Versuche, den Bau dieses Teiles der Alpen in das Schema eines einfachen, einheitlichen Bewegungsvorganges zu bringen, scheitern an der Vielgestaltigkeit der Schichtenanordnung.

III. Der Bau der nördlichen Schweizer Alpen.

In diesem Abschnitte will ich es versuchen, den Nachweis zu erbringen, dass der tektonische Grundriss der schweizerischen Kalkalpen von der Arve bis zum Rhein mit dem in den Freiburger- und Berner Alpen gut in Einklang steht.

A. Die Alpen zwischen Arve und Rhone.

Bei Montreux erreichen zwei Nord-Ueberschiebungen der Freiburger Alpen die Ufer des Genfer Sees und verschwinden unter dessen Wasserspiegel. Die südlichste derselben — die *Gantrisch-Verwerfung* — taucht aber auf dem jenseitigen Ufer zwischen Bouveret und St. Gingolph wieder auf eine Erstreckung von 4 Kilometern auf. Flysch und rote Molasse liegen da am Fusse des Gebirges des Grammont, dessen Gipfel 1800 m über dem Seespiegel aufragt und der aus den stark gefalteten Schichten der Trias, des Jura und der Kreide aufgebaut ist. Die Trias liegt direkt auf dem Flysch, der also von jener überschoben ist.

Oberhalb Thonon bei Armoy im Tal der Dranse erscheint dieser Flysch wiederum, gegen Süden von der Trias begrenzt, aber nur als kleiner Aufschluss.

Denn von Neuem verhüllt das mächtig entwickelte glaciale Diluvium alles Anstehende. Erst bei Cervens auf Blatt Thonon der franz. geologischen Karte tritt die Ueberschiebung wieder auf längere Erstreckung deutlich hervor. Die Trias ist über den Flysch geschoben. Jedoch hat die Ueberschiebungsfläche bereits ein fast rein nord-südliches Streichen angenommen und lässt sich bis Viuz en Sallaz verfolgen, wo sie neuerdings unter dem Diluvium verschwindet. Nach Art ihrer Einzeichnung auf Blatt Thonon ergibt sich für sie auf dieser Strecke ein ziemlich steiles Einfallen nach Osten. Am Südwestfusse des Môle bei

Bonneville erscheint diese Verwerfung abermals (siehe LUGEON 1896 T. III Prof. 10) mit einer Neigung von 20—30°. Sie hat sich also bereits etwas nach Südost umbogen und läuft so bis zum Tal der Arve. Ob sie dort infolge der Ueberschiebung oder einer anderen späteren Verwerfung in Kontakt mit der Molasse gekommen ist, kann ich nicht beurteilen, doch erscheint ersteres als das wahrscheinlichere.

Die *Gurnigel-Verwerfung* ist von Montreux weg auf eine weite Erstreckung vollständig vom See und dem Diluvium verdeckt, wahrscheinlich aber erscheint sie wieder auf der Westseite der Voirons, wo die Jura-Kreide- und Flyschfalten gegen Westen über die Molasse geschoben sind. Sie hat hier ebenfalls bereits eine südwestliche Richtung angenommen und verläuft von Bonne im Menogetal an vielleicht noch eine Strecke weit nach Südost bis Bonneville.

Das Gebirge zwischen diesen beiden Ueberschiebungsflächen entspricht also der *Gurnigel-Zone* der Freiburger Alpen und es besteht auch wie diese aus mehr oder weniger stark nach aussen überkippten Falten von Jura, Kreide und Tertiär. Aber ein Unterschied liegt darin, dass einerseits bei Bonneville die Kreide bereits die helvetische Facies angenommen hat und anderseits dem Flysch noch untere Molasse aufgelagert ist. Der Facieswechsel in der Kreide vollzieht sich also innerhalb des tektonischen Gliedes der Gurnigel-Zone zum Beweis dafür, dass eine bestimmte Faciesentwicklung nicht als Charakteristikum einer tektonischen Einheit gelten darf. Die Molasse ist in der Schweiz durchaus subalpin, hier aber greift sie deutlich in den Alpenkörper herein und zeigt uns, dass die äusseren Umrisse dieses Gebirges nach seiner ersten Geburt in oligocäner Zeit recht verschieden von den heutigen waren.

Die *Gastlose-Verwerfung* setzt von Osten her über das Rhonetal herüber und erscheint auf der linken Talseite bei Vionnaz, von wo sie auf den Col de la Basse herauf und nach Ville du Nant ins Tal der Abondance herabsteigt. Trotz des Höhenunterschiedes von etwa 1500 Meter beschreibt sie auf der Karte fast eine gerade Linie mit geringer Ausbauchung nach Norden, so dass sie jedenfalls sehr steil nach Süd einfällt. Ganz in ähnlicher Weise ist ihr weiterer Verlauf bis zur Pointe de Chalune, wo sie nach umbiegt und südwärts bis Matringe im Giffre-Tal und am Mont

Orchez vorbei ins Arvetal läuft, wobei sie allmählich eine Neigung von bis 60° nach Osten annimmt. Auf der von LUGÉON angefertigten geologischen Karte, aus der ich diese Ablesungen gemacht habe, fand ich nur eine Stelle, die gegen diese Deutung spricht. Das ist das Tal von Charmy oberhalb Abondance. Hier soll sich der Flysch von Norden her tief unter die Breccie der Hornfluhdecke hereinziehen (siehe Fig. 42 S. 195 bei LUGÉON 1896), so dass sich die Ueberschiebungsfäche nicht steil, sondern ganz flach nach Süden senken würde. In diesen basalen Flysch ist auch obere Kreide mit eingefaltet. Während aber im Nordwesten diese Falten regelmässig von NO nach SW streichen, bildet die Kreide in der einspringenden Bucht unterhalb der Hornfluhbreccie Züge, die von NW nach SO streichen. Ich schliesse daraus, dass diese mitsamt dem ihnen zugehörigen Flysch zu der Spielgerten-Schubdecke gehören, die unter der Hornfluhdecke liegt und die auch anderwärts unter derselben zum Vorschein kommt, während der nördliche Flysch von diesem durch die Gastlose-Verwerfung getrennt ist, die aber an den stark bewaldeten und von Schutt bedeckten Gehängen nicht leicht zu beobachten ist, weil eben auf ihr zufällig Flysch an Flysch stösst.

Alle Berge, die zwischen dieser von Vionnaz nach Orchez ziehenden Gastlose-Verwerfung und der bereits beschriebenen Gantrich-Verwerfung liegen, entsprechen tektonisch somit der *Gantrich-Stockhornzone* der Freiburger Alpen und wie dort bestehen sie aus einer Anzahl enger Falten, an denen sich Trias, Jura, Kreide und Tertiär beteiligen und die alle mehr oder weniger stark nach aussen überkippt sind.

Die *Wildstrubel-Verwerfung*, welche schon im Westen der Freiburger Alpen durch die Cheville-Verwerfung verdeckt wurde, ist auch im Westen der Rhone zunächst nicht festzustellen. Wahrscheinlich zieht die Cheville-Verwerfung von Massongez über Val d'Illiez zum Col de Coux. Die Art, wie nach LUGÉONS Spezialkarte Neocom und Schrattenkalk oberhalb Val d'Illiez an den Flysch angrenzen, ist nur durch die Annahme einer NO—SW streichenden Verwerfung erklärbar und dass südlich Col de Coux in der Ruvina negra wirklich im Flysch eine in ähnlicher Richtung streichende Verwerfung durchsetzt, hat E. FAVRE schon früher beschrieben und abgebildet. LUGÉON stellte es zwar 1896 in Abrede, aber wenn man

sein Profil durch den Col de la Goléze (Fig. 38 S. 117 l. c.) betrachtet, dann wird es doch sehr wahrscheinlich, dass zwischen dem Schratten- und Nummulitenkalk im Süden und dem Flysch im Norden, in dem ein kleiner Kreidesattel liegt, eine Störung durchgehen muss. Sodann hat LUGEON selbst auf seiner Karte unterhalb dieses Col die Wildstrubel-Ueberschiebung eingezeichnet, die hier auf den steil nach Südwesten absinkenden Gehängen wieder zutage zu treten scheint. Auf einer nach SO einfallenden Fläche liegen auf dem Flysch abwechselnd und in direkter Berührung mit demselben Schrattenkalk, Gault und Seewenschichten. Die Dents Blanches und du Midi sind also nicht nur die unmittelbare westliche tektonische Fortsetzung der Wildstrubelketten, sondern sie sind auch wahrscheinlich wie diese, durch eine steile Nordüberschiebung von den Freiburger Voralpen getrennt, als welche die Berge des Chablais zu gelten haben.

Alles was zwischen ihnen und der Gastlose-Ueberschiebung liegt, gehört der *Schuppenzone* an und sehr leicht können wir darin erkennen erstens das *basale helvetische Gebirge*, das im Gebiet des Val d'Iliez vorherrscht, im Rhonetal bis Muraz unterhalb Monthey nach Norden vorspringt, sich über den Col de Coux nach Samoëns zieht und westlich bis Taninges vorspringt; zweitens die *Spielgerien-Decke* und drittens die *Hornfluh-Decke*. Letztere beherrscht eigentlich die ganze Zone und die untere Decke tritt nur an einigen Stellen seitlich neben und im Innern fensterartig unter jener hervor. Solche Fenster liegen bei Charmy und Essert la Pierre oberhalb St. Jean d'Aulph, die randlichen Teile finden sich einerseits im Westen zwischen Haute Pointe und Taninges, anderseits im Val d'Iliez bei Culet, Pointe de l'Haut, und insbesondere bei Trévenensaz. In der Faciesentwicklung gleichen sich die Formationen der Decken im Chablais und in den Freiburger Alpen auffällig.

Die Südüberschiebung hat im Gebiete der Falten der Dents du Midi keine Spuren zurückgelassen, dahingegen findet man einzelne Zeugen auf den Flyschbergen, zwischen Giffre und Arve zerstreut besonders bei St. Sigismond.

B. Die Alpen zwischen Aare und Rhein.

Wir können dieses weite Feld im Osten der Freiburger Alpen hier nur in raschem Laufe durchwandern und um uns dabei nicht in Einzelheiten zu verlieren, werde ich mich auf den Nachweis nur der grossen tektonischen Züge beschränken.

1. Die Gurnigel-Nordüberschiebung.

Von jeher hat es das Erstaunen der Geologen erregt, dass die Alpen zu beiden Seiten des Thuner-Sees ein so verschiedenes geologisches Gepräge haben. Verlängert man die Grenzlinie zwischen Molasse und Flysch in der Richtung, in welcher sie die Freiburger Alpen umsäumt, gegen Osten, so gelangt man auf der rechten Talseite der Aare nach Thun. Dort aber liegt überall noch Molasse und man muss auf dem östlichen Seeufer 10 Kilometer nach SO fortwandern, bis man die nördliche Flyschgrenze erreicht. Man könnte versucht sein eine Querverschiebung anzunehmen, durch welche das ganze Gebirge im Osten um 10 Kilometer nach SO zurückgeschoben worden wäre. Vergebens aber späht man nach den Spuren einer solchen Störung weiter drinnen in den Alpen, wo sie sich doch auch geltend machen müsste.

Schon STÜDER hat (1853 Geologie der Schweiz II S. 377) angenommen, dass das flache Molasse- und Nagelfluh-Gewölbe von Diesbach bei Thun gegen Süden an streichenden Verwerfungen endet, durch welche die durchweg nach Süden einfallenden Nagelfluhbänke in das Niveau jenes Gewölbes gekommen sind, und dass also keine normale Schichtenfolge vorliegt, weil man sonst für die Molasse eine Gesamtdicke von 4000 m annehmen müsste. Auf KAUFMANN'S Profilen, die er in der 24. Lieferung zur geol. Karte der Schweiz 1886 veröffentlicht hat (Taf. 29 und 30), ist zwar der vergebliche Versuch gemacht alle Störungen in der Molasse auf einfache Faltung zurückzuführen, aber ohne jeden Zwang kann man eine Überschiebung in diese Profile eintragen, durch die das flache Gewölbe im Norden von der älteren Molasse im Süden überschoben worden ist. In einigen Profilen ist es nur eine, in anderen kann man auch zwei solcher Schubflächen wahrnehmen. Das Gleiche gilt für die Profile, die GUTZWILLER für die Gegend weiter im Osten bis zum Rheintal gezeichnet hat. Diese im Mo-

lassegebiet von Altstädten bis Thun verlaufende Nordüberschiebung darf man wohl als die östliche Fortsetzung der Gurnigel-Ueberschiebung deuten, die ja selbst weiter im Westen jenseits des Genfer-Sees ebenfalls ganz in das Molassegebiet eintritt. Nach Osten zieht sie sich noch viel weiter fort durch Bayern und hat am Peissenberg und bei Miesbach bewirkt, dass die oligocäne flötzführende über die miocäne Molasse im Norden hinüberschoben wurde. Ueberall liegt die Molasse vor dieser Grenzlinie sehr flach und zeigt stärkere Störungen nur in ihrer Nähe, während die Molasse im Süden dieser Linie steiler gestellt oder gefaltet ist und meist auch orographisch als ein höheres Hügel- oder Bergland erscheint. Die Gurnigel-Nordüberschiebung kann somit als die eigentliche Nordgrenze des Alpengebirges gelten.

Während aber zwischen ihr und der südlichen Gantrisch-Ueberschiebung im Osten nur Molasse sichtbar ist und wir den Untergrund nicht kennen, auf dem diese liegt, ist im Westen der Rhone dieser Untergrund teilweise durch Erosion entblößt und er besteht aus Flysch, Kreide in helvetischer Facies und Jura. In den Freiburger Alpen hingegen ist die Molasse entweder seither ganz der Erosion zum Opfer gefallen oder nie zum Absatz gelangt.

2. Die Gantrisch-Nordüberschiebung.

Ich habe diese Schubfläche von Blumenstein aus über Einigen nach Ralligen gezogen, ihr Verlauf ist aber keineswegs sicher, weil Moränen und der See weite Strecken verhüllen und wahrscheinlich zwei Querverschiebungen, die später besprochen werden sollen, den regelmässigen Verlauf unterbrechen. Aber für die Identität der Gantrisch-Schubfläche mit der Ueberschiebungsfläche im Osten des Sees, auf der bei Ralligen der Flysch über die Molasse zu liegen gekommen ist, spricht der Umstand, dass beide der Gurnigel-Linie am nächsten liegen und dass gegen Süden noch zwei weitere folgen, die dann naturgemäss der Gastlose- und Wildstrubel-Ueberschiebung entsprechen dürften. Sehr leicht ist es, auf jeder geol. Karte dieser Verwerfung nach Osten zu folgen, da sie stets die Südgrenze der Molasse bildet und so bis in die Ostalpen weitergeht. Früher war man im Gegensatz zu B. STUDER meist geneigt, diese Ueberschiebung für eine Ueberfaltung anzusehen, so dass also der Flysch in überkippter Lage-

rung auf der ebenfalls überkippten unteren Molasse läge. Ich habe für die Gegend bei Wesen bereits 1898 darauf hingewiesen, dass dort keine Ueberfaltung, sondern eine steile Nord-Ueberschiebung vorliegt (Das tektonische Problem der Glarner Alpen Taf. VIII pag. 7.), und ich freue mich, dass sich die jüngere Generation von Geologen neuerdings auch zu dieser Ueberzeugung durchgerungen hat. Wenn wir jedoch nach Osten dieser Verwerfung über den Rhein folgen, dann geht der Charakter einer Ueberschiebung bald verloren und die Verwerfungsspalte nimmt meist saigere Stellung an. Gleichwohl ist stets das Gebirge im Süden derselben höher gehoben und grenzen ältere Sedimente an jüngere im Norden an.

Ich begnüge mich hier damit auf diese auffällige Tatsache hingewiesen zu haben. In Verbindung gebracht mit der flachen Neigung, welche diese Schubflächen im Westen des Chablais da annehmen, wo sie aus der ost-westlichen ganz in die südliche Streichrichtung umbiegen (s. S. 108), also gar nicht mehr als Nordüberschiebungen funktionieren konnten, legt diese Tatsache die Schlussfolgerung nahe, dass diese Nordüberschiebungen zugleich mit horizontalen Massenbewegungen gegen Westen verbunden waren.

3. Die Gastlose-Nordüberschiebung.

Sie erscheint am Ostufer des Thuner-Sees bei Merligen. Mit seltener Klarheit tritt ihr Verlauf bis Hergiswyl am Vierwaldstätter-See auf Blatt XIII. der geol. Karte der Schweiz hervor. Sie zieht immer auf der Nordseite sich haltend dem Sigriswiler-Grat, dem Hochgant, der Schafmatt, dem Schymberg, Pilatus, und weiterhin dem Bürgenstock entlang. Ueberall liegen hier die südlichen Kreidefalten in helvetischer Faciesentwicklung auf dem nördlichen Flysch und zwar stets so, dass die älteren Kreideschichten, in normaler Weise von jüngeren überlagert, mit ihrer Unterseite die Ueberschiebungsfläche und damit auch den Flysch berühren und ihnen aufliegen. Auch östlich des Vierwaldstätter-Sees sehen wir auf der Nordseite der Weissenfluh und der Hochfluh dieselben tektonischen Verhältnisse sich fortsetzen, bis diese Nordüberschiebung bei Seewen in das Flyschgebiet eintritt, wo ihre weitere Fortsetzung nach Osten eine Strecke lang in der Einförmigkeit dieses Gesteines verschwindet. Aber bereits am Aberg und Köpfenstock tritt sie zwischen Eutal und Nieder-

urnen wieder ganz deutlich hervor. Jenseits des Linttales halte ich die Längsverwerfung am Unteren Furggle des Matstockes für ihre Verlängerung, die dann schräg durch den Goggeien schneidet und am Nordrand der Sentiskette selbst auf der neuen H_{ERM}'schen Sentiskarte und den dazu gegebenen Profilen unverkennbar von Stein im Turtal bis zur Widalalp hervortritt. Sie hat sich hier bereits bis auf wenige Hundert Meter der nördlichen Gantrisch-Verwerfung genähert und es erscheint so, als ob sie sich etwas weiter in NO mit derselben ganz vereinigt — wenigstens ist es mir nicht möglich, weiterhin Spuren derselben aufzufinden.

4. Die Wildstrubel-Nordüberschiebung.

Wir haben auf S. 125 der Schwierigkeiten bereits gedacht, die für die östliche Verlängerung dieser Verwerfung noch innerhalb der Freiburger Alpen selbst zwischen dem Pommerngrat und dem Kandertal existieren. Wenn wir aber die neue geologische Karte des Gebietes zwischen Kander- und Lauterbrunnental von GERBER, HELGERS und TRÖSCH betrachten, dann ergibt sich, dass jene Verwerfung wohl auf einer Linie liegen muss, die etwa von Bütschi am Kienbach nach Leissigen am Thuner-See zieht. Im Norden derselben liegen Trias und Jura, welche dem Niesenflysch weiter im Westen als Unterlage dienen. Hier ist letzterer in dem niederen Gelände von Aeschi und Spiez schon abgetragen. Im Süden liegt ein überstürztes Faltensystem, an dem sich Jura, die Kreide in helvetischer Facies, Eocän und die Leimernschichten beteiligen. Das Alter dieser Leimernschichten ist unsicher und HELGERS erwähnt, dass sie stellenweise seewenkalkartige Beschaffenheit haben und wie diese von Globigerinen und Rotalien erfüllt sind. Auch nehmen sie stellenweise rötliche und grünliche Färbung an. Es sind dünnblättrige Schiefer und kompakte Kalke, auch kieseligtonige Kalke werden dazu gerechnet. Meist liegen sie auf Eocänschichten, aber nach der Karte zu urteilen, stellenweise auch direkt auf Schrattenkalk (auf der Standfluh, der Faulenmatt und im Spiessbach). Es scheint mir deshalb noch keineswegs festzustehen, dass sie oligocänes Alter haben und sie könnten sehr wohl der oberen Kreide in der Freiburger Facies angehören. In diesem Falle wären sie durch Ueberschiebung aus Norden auf die helvetische Kreide heraufgeschoben und später mit dieser ge-

faltet worden, wie Jura und Neocom am Muveran. Sie wären dann Teile einer Schubdecke, zu der man auch die merkwürdigen Jura-Inseln auf den Höhen der Lobhörner, des grossen Schilthornes, des Dretten- und Hochganthornes als Erosionszeugen zu stellen versucht sein könnte.

Vorausgesetzt, dass diese Vermutung begründet ist, wäre die Verbindung der Wildstrubel-Verwerfung mit derjenigen von Bütschi-Leissigen im Engstligen-Tal zu suchen, wie ich es auf der Uebersichtskarte (Tafel VII) angedeutet habe, und die Juramassen auf der rechten Seite dieses Tales zwischen Metschhorn und Dürrenwald wären ebenfalls nur Teile derselben Schubdecke, zu der die „Leimernschichten“ gehören und wie diese in die helvetischen Kreidemulden eingefaltet. Dass sie wirklich auf den Kreideschichten liegen, geht aus ISCHERS Karte, wenn anders dieselbe am Metschhorn und Elsighorn nicht ganz falsch ist, unzweifelhaft hervor.

Vom Pommerngrat liefe die Wildstrubelverwerfung demnach bis zum Wildi am Fuss des Fizer, von dort aber talaus und zwar immer unten auf der rechten Seite des Talbodens bis Frutigen, dann quer herüber nach Leissigen und von da über den Thuner-See nach Interlaken-Unterseen.

Aehnlich wie bei der Gastlose-Verwerfung will es mir scheinen, dass sie von da ab mit orographischer Deutlichkeit auf Blatt XIII hervortritt längs des Nordfusses jener langgezogenen Kreidekette, die den Briener See umsäumt. Man findet auch in den Profilen von KAUFMANN und HUGI Spuren dieser Verwerfung, wenn auch unabsichtlich, zum Ausdruck gebracht. Sie liefe danach von Untersee im Habkerntal herauf, ins obere Kleine Emmental und über den Alpoglenpass herüber nach Giswyl, Sachseln, zwischen Arnigrat und Buchserhorn hindurch nach Dallenwyl und Niederdorf bis Buochs. Bei Gersau erscheint sie wiederum nach KAUFMANN'S Aufnahmen (1872 Tafel 4) ganz deutlich am Hochgrat, dann aber wird sie ebenso wie die Gastlose-Verwerfung im Flyschgebiet des Mythen undeutlich, um erst bei Iberg von Neuem klar hervorzutreten und über den Fluhberg und Schienberg im Wäggital sowie über den Tierberg und die Friedlispitz nach Urnen im Linttal zu ziehen. Als ihre weitere Fortsetzung fasse ich die Verwerfung am Durchschlägiberg auf, die selbst aus den neuen HEIMSCHEN Profilen recht deutlich zwischen Gulmen und Stock und am Hädernberg erkannt werden kann. Im Säntisgebirge allerdings sind ihre Spuren auf der neuen geologischen

Karte nur an wenigen Stellen erkennbar, aber auf den Profilen 3—20 treten sie recht deutlich hervor, nämlich am Neuenalpbach (Prof. 3), bei Unt.-Stofel (4), Rietegg (5), am Gupf (6), Alpli (9), Kirchli (10), Kälbersäntis (11—13), bei der Hinter Meglisalp (14), Meglisalp (15), am Bötzel (16) und an der Marwies (19—20).

Vor 15 Jahren (Geotektonische Probleme III) habe ich an den damaligen offiziellen geologischen Karten des Säntisgebirges auszusetzen gehabt, dass sie weder die zahlreichen Querbrüche noch auch die Längsbrüche bzw. Ueberschiebungen angeben und so das Bild eines regelmässigen Faltenbaues vorspiegeln. Man wollte damals meiner Kritik keine Berechtigung zugestehen. Um so mehr freut es mich, dass die neue offizielle Karte aus dem Jahre 1905 in Bezug auf die Querverwerfungen mir vollständig recht gegeben hat. Leider gilt das aber für die Ueberschiebungen nicht in gleichem Masse. Die Verfasser haben sich noch nicht von den älteren Vorstellungen über Faltung und Ausquetschung der Mittelschenkel befreien können. Wenn sie daher im Felde vor einer echten Ueberschiebung stehen, so erkennen sie wohl das Fehlen mächtiger Teile des konkordanten Schichtensystemes oder die das Fehlen begleitende Diskordanz, aber sie halten solche Erscheinungen nur für lokale Ausquetschungen oder Verurschungen, weil diese Störungen in der Tat häufig nur auf eine kurze Strecke in dem betreffenden stratigraphischen Horizonte verfolgt werden können. Wo also der durchschnittlich 200 Meter mächtige Schrattenkalk plötzlich nur noch 50 oder noch weniger Meter hat, da hat die Faltung die fehlenden 150 Meter einfach ausgequetscht; wo die Neocomschichten an dem Schrattenkalk diskordant abstossen, da sind dies nur lokale mechanische Störungen innerhalb der Falte. So gilt den Autoren der Alpsiegel als ein ganz normales Gewölbe (Prof. 21 und 22), trotzdem sie auf der Karte bei den Mauserbretter den Zug von oolithischem Valangien-Kalk direkt auf den Schrattenkalk zustreichend und daran abstossend eingezeichnet haben. Freilich in einer Entfernung von $\frac{1}{2}$ Kilometer bei Berstein ist die Konkordanz zwischen beiden wieder hergestellt und darum gilt ihnen jene Diskordanz als etwas lokales und sie wundern sich auch nicht darüber, dass diese Konkordanz von dem Schrattenkalk durch einen Verlust von 150 m seiner Mächtigkeit erkaufte ist. Sie sehen darin keinen inneren Zusammenhang, sondern halten auch dies für eine lokale Eigen-

tümlichkeit, ohne abzuwägen, ob denn nicht vielleicht die Längsverwerfung, die im Westen zwischen Neocom und Schrattenkalk lag, hier nun vielleicht zwischen Schrattenkalk und Gault liegt. Auf diese Weise ist es gekommen, dass auch die neue Karte trotz ihrer sonstigen Vorzüge doch noch immer kein vollständig klares Bild der Tektonik zu geben im Stande ist. Trotzdem kann auch die neue Karte mich nur in der Annahme bestärken, dass die Kälbersäntis-Ueberschiebung nach Osten durch den Alpsiegel hindurch fortsetzt, am Nordfuss des Kamor vorbeistreichend das Rheintal bei Wichenstein unweit Oberried erreicht und jenseits bei Dornbirn in den Körper der Ostalpen eindringt.

Zum Schlusse möchte ich jedoch nochmals hervorheben, dass mir der Verlauf dieser Ueberschiebung auf der ganzen Strecke vom Thunersee bis zum Säntis nicht so gesichert erscheint, als dies für die Gurnigel- und Gantrisch-Ueberschiebung der Fall ist. Es sind zwischen den Stellen, wo eine Ueberschiebung auf der von mir eingezeichneten Linie nach den vorhandenen Vorarbeiten besteht, zu weite Strecken auf denen Ungewissheit herrscht und so ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass ich eine Reihe von Ueberschiebungen zu einer einzigen vereinigt habe, die in Wirklichkeit nicht zusammengehören. BALTZER hat sich in seinem Führer durch das Berner Oberland entschieden für eine regelmässig muldenförmige Lagerung am Harder ausgesprochen, sodass die Wildstrubel-Ueberschiebung dort, wo ich sie aus den Fluten des Thuner Sees auftauchen lasse, nicht liegen könnte. Dahingegen hat er etwas weiter im Norden eine Verwerfung (l. c. S. 64) beschrieben und abgebildet, die aber nicht den Charakter einer Ueberschiebung zur Schau trägt. In wieweit dieselbe mit der Verwerfung, die er ebenfalls im Norden des Harder am Guggenhürli (Querprofil 12 nach KAUFMANN) einträgt und die ziemlich flach nach Süden einfällt, zusammenhängen mag, lässt er unerört.

Aus diesen Zweifeln können uns nur erneute Begehungen des Gebietes reissen.

5. Die Rhonetal-Verwerfung.

Diese Längsverwerfung habe ich in II, 12 beschrieben, soweit ich sie bei Sitten kennen gelernt habe. Sie erscheint da wie eine Nordüberschiebung, weil Trias und Jura auf Tertiär liegen. Aber sie trägt einen wesentlichen

Unterschied gegenüber den vier anderen Nordüberschiebungen zur Schau, der darin besteht, dass sie mit keiner orographischen Erhöhung, sondern im Gegenteil mit einer breiten und tiefen Talfurche zusammenfällt. Sie verlässt zwar gegen Westen des Rhonetales, zieht aber über zwei Gebirgspässe hinüber in das breite Tal von Chamonix. Gegen Osten folgt sie dem Rhonetal bis zum Furcapass, läuft über diesen ins Urserental und weiter über den Oberalppass ins Vorderrheintal. Das Gebirg im Süden dieser Spalte zeigt eine bedeutsame petrographische Ausbildung. Alle Sedimente sind hochgradig metamorphosiert und zugleich von gewaltigen Eruptivmassen durchsetzt und unterlagert. Zwar ist diese Spalte keine Nordgrenze für jene besondere petrographische Ausbildung, es tritt letztere vielmehr im Westen wie im Osten auch noch über dieselbe hinüber, aber immerhin kann sie gerade im Wallis als eine solche gelten und jedenfalls bildet sie die Scheide zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem zentralen Alpenzug. Im unteren Vorderrheintal habe ich sie schon früher beschrieben und ich gewann dort den Eindruck, dass der südliche Gebirgstheil auf ihr nicht gehoben, sondern abgesunken sei. Wollte man annehmen, dass die zentralen Ketten früher einmal bedeutend höher als die nördlichen Kalkalpen aufragten, dann könnte man auch bei Sitten die Verwerfung als einen normalen Sprung deuten. Aber die Art, wie die Trias-Jura-Mulde die Wildstrubelfalten unter spitzem Winkel schräg abschneidet, lässt auch die Vermutung aufkommen, dass auf dieser Längsspalte eine vielleicht nicht unbedeutende horizontale Bewegung stattgefunden hat. Ich kann zu diesen verschiedenen Möglichkeiten beim gegenwärtigen Stand meiner Kenntnis des südlichen Gebirges keine bestimmte Stellung nehmen, und muss die Aufklärung dieser Schwierigkeiten der Zukunft überlassen.

6. Die Südüberschiebungen in den Hochalpen.

Die Wildstrubel-Südüberschiebung ist zwar noch recht wenig untersucht worden, aber wenn anders die Karte ISCHERS hierin nicht ganz unrichtige Angaben gemacht hat, dann muss der Jurakalk des Ueschinentales, der von Kreide und Eocän überlagert ist, gegen Süden über eine Eocänbank geschoben sein, die selbst auf der Kreide und dem Jura des Balmhornes liegt. Der Jurakalk des Ueschinen-

tales zieht sich aber ohne Unterbrechung nach SW bis zur Höhe des Schneehornes und Schwarzhornes, und setzt anscheinend noch weiter nach Westen bis zum Mont Bonvin und Tubang fort. Als durch Erosion isolierte Reste dieser Schubdecke fasse ich auch die Jurakalke auf, welche das Ravilhorn, den Rohrbachstein und das Laufbodenhorn krönen sowie diejenigen, welche an den Südgehängen gegen die Rhone herab stellenweise mächtige Oberflächendecken über Eocän und Kreide bilden. Nach Osten geht der Verlauf dieser Ueberschiebung aus den Karten von GERBER, HELGERS und TRÖLSCH sowie aus Blatt XIII deutlich hervor. Als Hauptfixpunkte sind Lauterbrunnen, Grindelwald, Meiringen, Engelberg und Flüelen zu nennen. Von letzterem Ort zieht sie über den Klausenpass nach Linttal. Ich habe schon früher (1896) diesen Teil als die Urner-Ueberschiebung bezeichnet. Während aber in der Wildstrubelkette nur diese eine Südüberschiebung vorzukommen scheint, liegt hier im Osten noch eine zweite weiter im Norden darüber, die ich die Schwizer-Ueberschiebung benannt habe. Ein vorgeschobener, durch Erosion isolierter Teil der Schwizer Decke bildet den Gipfel des Glärnisch, während die Südgrenze des geschlossenen Teiles vom Obersee am Wiggis über Richisau und den Pragelpass nach Sissikon verläuft.

Gegen Osten legt sich die Urner- auf die Glarner-Decke und endet im Linttal, reicht aber am Grossen Farlen noch ein wenig auf die Ostseite dieses Tales herüber.

Die Glarner Decke ist nach meiner Auffassung aus östlicher Richtung gekommen. Ich habe die Gründe, welche dafür bestimmend waren, 1898 eingehend auseinander gesetzt und will heute nicht darauf zurückkommen. Die neueren Aufnahmen in diesem Gebiete gehen zwar von der Voraussetzung aus, dass alle Decken aus Süden stammen, aber ich kann nicht finden, dass sie dafür zwingende Beweise erbracht hätten und so lange man sich dabei auf das alte Flimser Profil stützt, dessen Unrichtigkeit ich vor 10 Jahren nachgewiesen habe, halte ich die ganze Beweisführung für ungenügend.

Glarner- und Urner-Decke haben sich im Gebiet des Linttales, aus verschiedenen Richtungen kommend, begegnet und das hat zu jenen verwickelten tektonischen Verhältnissen geführt, die gerade dort der Entwirrung der Tektonik aussergewöhnliche Schwierigkeiten bereiten. Die Glarner-Decke scheint zuerst angekommen zu sein, sie

wurde dann aber von der Urner-Masse zurückgestaut, was zu rückläufigen Ueberschiebungen in ihrer Stirn führte, zu denen ich die kleine Schilddecke rechne.

Für alle diese Ueberschiebungen ist es charakteristisch, dass ihre untersten Schichten meist zugleich die ältesten sind und dass die obersten Schichten der Basis, auf der sie liegen, wenn auch nicht immer, so doch meistens dem unteren Tertiär angehören. Das beweist, dass zur Zeit des Schubes die Erosion nach keine grösseren Veränderungen hervorgebracht hatte und die jüngsten Meeressedimente selbst da, wo schon Faltungen eingetreten waren, doch noch die Oberfläche bildeten. Dass Faltungen diesen Schüben wirklich vorausgegangen waren, mag aus der Unabhängigkeit abgeleitet werden, die meist im Faltenbau des basalen und des darübergeschobenen Gebirges besteht und aus der Gestalt der Schubfläche, die weder ganz horizontal oder eben ist, noch auch nur nach einer Richtung und gleichmässig ansteigt, sondern im Streichen und Fallen vielfältig Wechsel und Gegensätzlichkeit zeigt, wie das nicht anders zu erwarten ist, wenn sich eine Schubmasse über einen durch Faltung und vielleicht auch noch andere tektonische Vorgänge in Festland umgewandelten Meeresboden hinbewegt.

Gleichwohl aber zeigen die Schubflächen stellenweise solche Unregelmässigkeiten und Verbiegungen, dass sie auf diese Weise allein nicht erklärt werden können und unbedingt auf spätere Faltungen hinweisen, die im basalen Gebirge vor sich gingen und die Decken zu entsprechenden Anpassungen an ihre sich faltende Unterlage zwangen.

Wo hingegen die Schubdecken einerseits schon zur Ruhe gekommen waren, in ihnen selbst also kein aktiver horizontaler Schub mehr tätig war, andererseits aber ihre grosse Mächtigkeit und die Starrheit der Gesteine solche Anpassungen erschwerten, da konnte es kommen, dass sich unter ihnen die basalen Sedimente, die noch unter tangentialem Druck standen, zu engen Falten zusammenschoben, und jetzt eine viel stärkere Faltung zeigen als die darüber ausgebreitete Schubmasse. Das Hingleiten der sich faltenden Masse unter der starren Schubfläche, musste wahrscheinlich zu Schleppungen und Zerreibungen an dieser Fläche führen (Mylonit- oder Loochseitenkalk-Bildung) und die Last der Decke die Entstehung regelmässiger stehender Falten verhindern, die statt dessen eine überkippte bis liegende Form annahmen, wie dies in

so auffallender Weise besonders im Glarner Schubgebiet zu beobachten ist.

Wo immer die Kreide südlich der Wildstrubel-Verwerfung auftritt, ist sie in der helvetischen Facies entwickelt. Eine Ausnahme machen nur einige kleine Partien, die nahe dem Nordrande dieser Zone zu oberst auf den eben geschilderten Schubdecken aufliegen und die äussersten Vorposten anderer Schubdecken darstellen, deren Hauptverbreitung und Ursprung weiter im Norden zu suchen ist. Als solche Vorposten haben wir bereits das Neocom in Freiburger Facies bei Cheville am Muveran-Massiv kennen gelernt. Vielleicht zählen hiezu auch die Leimernschichten von Leissigen und der Standfluh, und jedenfalls der Giswiler Stock, Arnigrat, das Buochser Horn, die Mythen und die Klippen bei Iberg, bei denen nicht nur die Kreide, sondern auch Jura und Trias häufig eine besondere Faciesausbildung zeigen. Sie alle sind durch den Gesteinscharakter und die Versteinerungen als etwas von ihrer Unterlage durchaus verschiedenes gekennzeichnet, und ihresgleichen findet man nur noch weiter im Westen im Gebiet der Freiburger und Savoyer Voralpen. Ihr ehemaliger tektonischer Zusammenhang mit diesen wurde zuerst durch die Entstehung der Wildstrubel Nordüberschiebung und die damit verbundene Hebung gestört, und später hat dann die Erosion das Werk der Trennung noch weiter fortgesetzt und zum Teil in solchem Masse, dass uns die ursprüngliche Verbindung lange Zeit ganz verborgen geblieben ist.

7. Die Südüberschiebungen in den Voralpen.

Die geschlossenen Schubdecken mit ihrem Riffbau und ihrer besonderen voralpinen Facies, wie wir sie in Chablais und in den Freiburger Alpen kennen gelernt haben, erleiden noch ehe sie die Ufer des Thuner Sees erreichen, eine eigentümliche Veränderung. Sie bilden nur noch niedere Hügel, die von Moränen so sehr überdeckt sind, dass das anstehende Gestein bloss noch stellenweise zum Vorschein kommt. Die mächtigen Massen des hangenden Flysches verschwinden zugleich und meist auch Kreide und Jura, so dass vielfach nur noch die Trias erhalten blieb. Ob dies nur Folge einer verstärkten Erosion ist, oder ob auch tektonische Störungen insbesondere Senkungen dazu beigetragen haben, will ich unentschieden lassen. Am östlichen Seeufer hingegen erhebt sich das Gelände

zwar rasch wieder zu bedeutenden Höhen, aber es wird nicht mehr von den Schubdecken, sondern von dem basalen Gebirge in helvetischer Facies aufgebaut, das hier also über 1000 Meter höher liegt als auf der westlichen Seite. Die Verhältnisse bei der „Nase“ am Fuss des Beatenberg können als Absenkung des westlichen Gebirges wohl gedeutet werden. Die infolgedessen im Osten in bedeutender Höhe stehengebliebenen Schubdecken sind der Erosion in vermehrtem Masse ausgesetzt und so zumeist bis auf wenige Reste beseitigt worden. Als solche Reste können die Leimernschichten und der Granit bei Habkern, der Jura bei Grosselegg und der Lias bei Sigriswil gedeutet werden. Weiter im Osten folgen dann die nördlichen Klippen von Giswil und das Stanzerhorn. Sie alle sind ebenso wie die im vorhergehenden Abschnitte aufgezählten Klippen Teile einer grossen Decke, die sich ehemals von Iberg im Osten an bis über die Freiburger Voralpen erstreckte. Ihre Wurzel ist im Norden unter der Molasse verborgen. So ergänzen sich also die Voralpen und zeigen uns im Westen die volle Entwicklung der Schubdecken, im Osten aber deren Unterlage.

8. Die Freiburger und die helvetische Südüberschiebung.

Auf der Uebersichtskarte (Tafel VII) habe ich die zweierlei Arten von Südüberschiebungen, welche das ganze Gebiet der Schweizer Nordalpen beherrschen, deutlich auseinandergehalten. Obwohl auf den ersten Blick ihr Gegensatz zu der Glarner West-Ueberschiebung am stärksten hervortritt, so bemerkt man doch bald, dass mit Bezug auf ihre Bewegungsrichtung auch eine Verschiedenheit zwischen diesen beiden selbst existieren muss.

Zunächst geht aus Seite 74—75 hervor, dass die Schubflächen nicht zueinander parallel verlaufen, sondern dass sie sich ungefähr bei Adelboden in der Weise schneiden, dass die älteren Freiburger Schubflächen im Westen unter und im Osten über der helvetischen liegen, d. h. dass letztere von Adelboden gegen Westen in die Freiburger Schubmasse eintritt und sie nach der Tiefe durchschneidet. Infolgedessen ist nur der östliche Teil der Freiburger Masse von dem jüngeren helvetischen Schube mit erfasst und noch weiter nach Süden verschleppt worden, während die Lenker Schuppen und die des Chablais davon unberührt geblieben sind.

Leider ist der ursprüngliche Verlauf des Stirnrandes der beiden grossen Schubmassen nicht mehr mit Sicherheit festzustellen, weil die Erosion vieles verwischt hat und auch die späteren tektonischen Störungen verändernd eingegriffen haben. Gleichwohl kann ein Zweifel darüber nicht bestehen, dass beider Stirnrand dem Innern der Alpen zugewandt war und mithin der Schub von aussen her erfolgt sein muss. Wenn ich deshalb bisher kurzweg von Südüberschiebungen gesprochen habe, so wollte ich damit nur ganz allgemein die Bewegungsrichtung von Nord nach Süd andeuten.

Die Verteilung der helvetischen Schubmassen im Gebiet des Wildstrubels scheint mir jedoch nur unter der Annahme verständlich, dass die Schub-Bewegung nicht genau aus Norden, sondern mehr aus NO erfolgt ist. Ähnliches gilt auch für den Freiburger Schub und wenn man den Südwestrand der Chablais-Decken und seine Beziehung zu den isolierten Deckenresten bei Reposoir und Serraval in Betracht zieht, erscheint die Annahme einer Herkunft aus NNO fast unvermeidlich.

IV. Rückblick.

(Tafel V.)

Am Ende einer langwierigen Detailuntersuchung, in der aus einer Fülle von Einzelbeobachtungen Schlüsse auf frühere tektonische Vorgänge bald mit mehr, bald mit weniger Sicherheit zu ziehen versucht wurde, mag es gestattet sein, ein Bild der Ereignisse zu entwerfen, wie es in der Vorstellung des Autors allmählich entstanden ist. Das Lückenhafte unserer tatsächlichen Kenntnisse verbietet uns von diesem Bilde anders als einem durchaus subjektiven zu reden. Es soll auch nicht als etwas Abgeschlossenes und Fixiertes gelten, sondern nur dazu dienen, die vielen Einzelheiten in einem leicht und angenehm zu überblickenden Zusammenhang zu bringen und zugleich den Gegensatz anschaulich zu machen, der zwischen meiner Auffassung und derjenigen besteht, die von anderen vertreten wird.

Vor Beginn der Alpenentstehung dehnte sich das alttertiäre Meer über das ganze Gebiet der schweizerischen nördlichen Kalkalpen aus. Es lag in einer grossen Synclinale, die im Norden vom Plateau des Juragebirges, im Süden von dem Walliser und Tessiner Festlande begrenzt wurde und im Gebiete unserer Profile eine Breite von mindestens 130 km hatte. Der Untergrund dieses Meeres war kein ebener und die Sedimente, die sich während der älteren Tertiärzeit auf ihm abgesetzt haben, waren von sehr verschiedener Art und Mächtigkeit. Auch in seiner petrographischen Beschaffenheit zeigt dieser Untergrund in seinen einzelnen Teilen grosse Verschiedenheiten. Besonders auffällig verläuft mitten durch ihn hindurch die Grenze zwischen der südlichen helvetischen und der nördlichen Freiburger Facies, die am schärfsten während der Kreidezeit war, aber auch schon während der Jurazeit sich recht fühlbar gemacht hatte.

In dieser Synclinale begannen die ersten alpinen Faltungen am Nordrande, dann folgten andere am Südrande. Der dazwischen liegende mittlere Teil hingegen, in dem gerade die besprochene Faciesgrenze verläuft, wurde

nur schwach gefaltet. Statt dessen kam es infolge der grossen Spannungen hier zu einer Zerreissung auf einer ziemlich horizontalen und auch nicht sehr tief gelegenen Abscheerungsfläche, die gegen Süden die Oberfläche erreichte und gegen Norden sich langsam in die Tiefe senkte.

Bei fortgesetztem Faltungsprozesse in der Nordzone sohob sich in der mittleren Zone die durch die Zerreissungsfläche abgetrennte obere Gebirgsmasse über die untere und sie näherte sich mit ihrem Südrande immer mehr den jüngeren Faltungen am Südrande der Synclinale, bis sie an diese anstiess und dadurch eine Stauung erfuhr, die sich als Rückstau in die Schubdecke übertrug und darin zu Zerreissungen und Ueberschiebungen, d. h. zur Schuppenbildung führte. Die mittlere Zone wurde hierdurch auf einen bedeutend schmäleren Raum zusammengeschoben und so kam es, dass die randlichen Faltungszonen, die ursprünglich etwa 70 km voneinander entfernt lagen, sich näher kamen und heute nur noch ungefähr 26 km Abstand haben (s. Taf. V).

Auch die beiden Faltungszonen erfuhren natürlich eine erhebliche Kürzung auf etwa die Hälfte ihrer ursprünglichen Breite, aber die Form der Falten zeigt in beiden bedeutungsvolle Unterschiede. Die nördliche Zone, zu der als heute noch sichtbare und von der Molasse nicht verhüllte Teile in unserem speziellen Untersuchungsgebiete, die Gurnigel-, Gantrisch- und Stockhornkette gehören, besteht aus ziemlich regelmässigen, teils stehenden, teils nach Norden überkippten Falten. Die südliche Zone hingegen, die gegenwärtig noch als Wildstrubelkette sich orographisch scharf in der Landschaft abhebt, hat keine stehenden, sondern nur nach Norden überkippte Falten und ausserdem ist sie durch eine flache Ueberschiebung nach Süden ausgezeichnet.

Die Ueberkippfung der Falten nach der Aussenseite des Alpenbogens, welche der nördlichen Faltenzone eignet und die besonders deutlich im Westen der Freiburger Alpen (Taf. VI, Fig. 1) hervortritt, darf man vielleicht als eine Rückwirkung auffassen, welche die Schubmassen auf ihre Wurzel ausübten, sobald sie mit ihrem Stirnrand die südliche Faltenzone erreicht hatten und dieses Hindernis zu überwinden nicht mehr imstande waren.

Die südlichen Falten liegen durchweg nach aussen über, woraus man wohl schliessen darf, dass die sie erzeugende Schubbewegung vom Innenrand der Alpen ausging. Es besteht somit zwischen dieser und derjenigen der

nördlichen Falten und der Südüberschiebungen eine deutliche Gegensätzlichkeit. Jedoch sind beiderlei Bewegungsrichtungen nicht genau entgegengesetzt, sie treffen sich vielmehr unter einem stumpfen Winkel, weil diese aus SO, jene aus Norden oder richtiger aus NNO kam.

Eine Nachwirkung der Kräfte, welche die grosse Freiburger Südüberschiebung erzeugt hatten, machte sich während der Faltung in der Südzone dadurch bemerklich, dass darin eine analoge Zerreiassungsfläche entstand, auf der die nördlichen Teile dieser Zone über die südlichen heraufgeschoben wurden. So entsand die Wildstrubel-Südüberschiebung, welche aber nur das Westende der viel weiter ausgedehnten Urner-Südüberschiebung darstellt, die bis zum Linttal reicht und wahrscheinlich eine Bewegungsrichtung von NO nach SW hatte.

Alle diese Vorgänge hatten zur Folge, dass der Boden des alttertiären Meeres sich aufwölbte und nur in seinen nördlichen Bezirken ungestört blieb, deren genaue Breite und Ausdehnung uns allerdings wegen der heutigen Molasse-Ueberdeckung unbekannt ist. Jedenfalls erhielt sich im Norden der äusseren Faltenzone auch noch in jüngerer tertiärer Zeit ein grosses Wasserbecken und in dieses mündeten alle die vielen Flüsse ein, die von dem nun im Süden neu entstandenen Gebirge herabflossen und entsprechend dem bedeutenden Gefälle eine Unmasse von Schutt, Gerölle, Sand und Schlamm verfrachteten. Auf diese Weise entstanden die mächtigen Ablagerungen der Molasse, die bei zunehmender Mächtigkeit selbst Teile der niederen randlichen Gebirgsketten zu überdecken und damit den Fuss des neugeschaffenen Gebirges zu verhüllen begannen.

Es ist eine bekannte Erscheinung, dass die Konglomerate oder Nagelfluhen innerhalb der subalpinen Molasse im allgemeinen um so mehr vorherrschen je näher diese den Alpen liegt. Das ist verständlich, weil die alpinen Flüsse ihren meisten und grössten Schutt am Rande der Molasseseen abgesetzt haben müssen und nur das feinere Material in grossen Mengen weiter hinaus verfrachten konnten. Auf wohl gebahnten Wasserwegen müssen die gutabgerundeten Geschiebe der Molasse von den jungen Alpen herabgeschafft worden sein. Es hatten sich somit Täler und Wasserläufe auf denselben gebildet, die von der Zeit des Oberoligocäns an bis gegen Ende der Miocänperiode funktionierten. Von diesen alten Talsystemen scheint mir ausser einigen vagen Andeutungen nichts erhalten geblieben

zu sein, denn gegen Ende der Miocänzeit setzten neuerdings gewaltige tektonische Bewegungen ein, von denen besonders die weithinziehenden Nordüberschiebungen geeignet waren, die Wasserläufe in den Quertälern zu unterbrechen, das Wasser hinter langsam aufsteigenden Querriegeln zu Seen anzustauen und damit die Verfrachtung der Gesteine in die voralpinen Ebenen oder Seen zu verhindern. Gleichzeitig wurde nun auch die bis dahin ruhig abgelagerte und verfestigte Molasse mit in die tektonischen Bewegungen hineingerissen. Faltungen und Zerreibungen auf Spalten traten ein und pflanzten sich nordwärts fort bis in das Juragebirge, wo sie weite flache Ueberschiebungen auslösten.

Diese neuerlichen Bewegungen haben die Gestalt der Alpen ganz wesentlich verändert und ihnen erst die Form gegeben, welche sie heute noch trotz aller späteren kleineren Erschütterungen und der grossartigen Erosionsvorgänge zur Schau tragen. Gleichwohl war mit ihnen lange kein so bedeutender horizontaler Zusammenschub verknüpft als wie mit den oligocänen Südüberschiebungen und Faltungen, die zu einer Kürzung des alpinen Bodens um fast die Hälfte seines praealpinen Betrages geführt hatten und ihre Bedeutung scheint weit mehr in der Vertikal- als in der Horizontalbewegung gelegen zu haben.

Die veränderten Gefällsverhältnisse zwangen das fliessende Wasser sich neue Wege zu suchen und auszuarbeiten, auf denen sie aus den Alpen herausgelangen konnten. So entstanden allmählich unsere heutigen Talsysteme. Was die Ströme und später die Gletscher auf ihnen aus den Alpen herausschafften, gelangte aber nicht mehr in die Molasseseen, weil diese selbst nun teils zu Gebirgsland, teils zu Hochebenen umgeformt waren. Mit deren Ueberschüttung und dadurch bedingter Erhöhung verloren die alpinen Flüsse mehr und mehr von ihrer Transportfähigkeit für Schotter und Sand und dieser setzte sich zum Teil schon in den grossen Talfurchen des Alpenkörpers selbst in Form mächtiger Alluvionen ab, womit für die Flüsse zugleich eine Minderung ihrer Erosionskraft verknüpft war.

Schlusswort.

Die soeben entworfene Skizze der Geschichte der Freiburger und Berner Alpen steht vielfach im Gegensatz, zu den Vorstellungen welche SCHARDT und LUGEON sich gebildet haben. Aber auch deren Vorstellungen widerstreiten den Forschungs-Ergebnissen aller älteren Geologen in wesentlichsten Punkten. Es ist das eine natürliche Folge der stürmischen Entwicklung, welche unsere tektonischen Auffassungen in den letzten Jahrzehnten durchgemacht haben und die noch keineswegs zu einem auch nur vorläufigen Abschlusse gelangt ist.

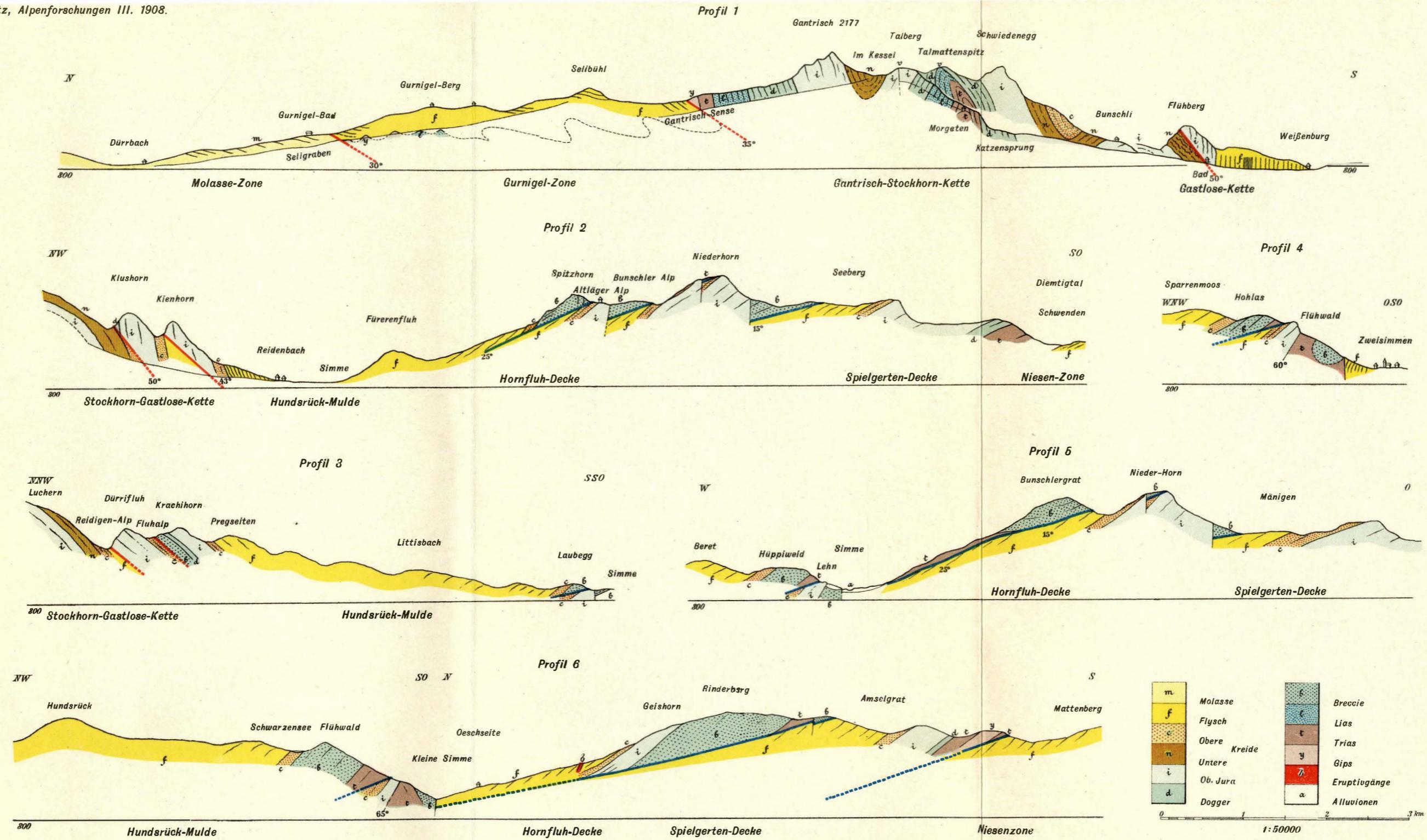
Ein Blick auf Tafel IV zeigt sofort, worin in erster Linie die Verschiedenartigkeit meiner und der Auffassung der zwei genannten Schweizer Geologen liegt. Die zweierlei Arten von Nord- und Süd-Ueberschiebungen, welche ich unterscheide, werden von jenen vereinigt, indem sie in unkontrollierbarer Tiefe je zwei gegeneinander geneigte Schubflächen sich verflachen oder solange hin- und herkrümmen lassen, bis sie sich erreichen und miteinander zu einer einzigen Schubfläche zusammenschliessen. Somit ist dieser Verlauf eine rein hypothetische Annahme. Ich habe aber gefunden, dass die nach Süd geneigten Schubflächen, soweit sie wirklicher Beobachtung zugänglich sind, erstens im Streichen einen ganz anderen Verlauf haben als die nach Nord geneigten, sodass ein genetischer Zusammenhang beider ausgeschlossen erscheint und dass zweitens die ersteren jüngerer Alters als die letzteren sind, sodass ihre hypothetische Verbindung in der Tiefe nicht nur unwahrscheinlich, sondern geradezu unmöglich wird.

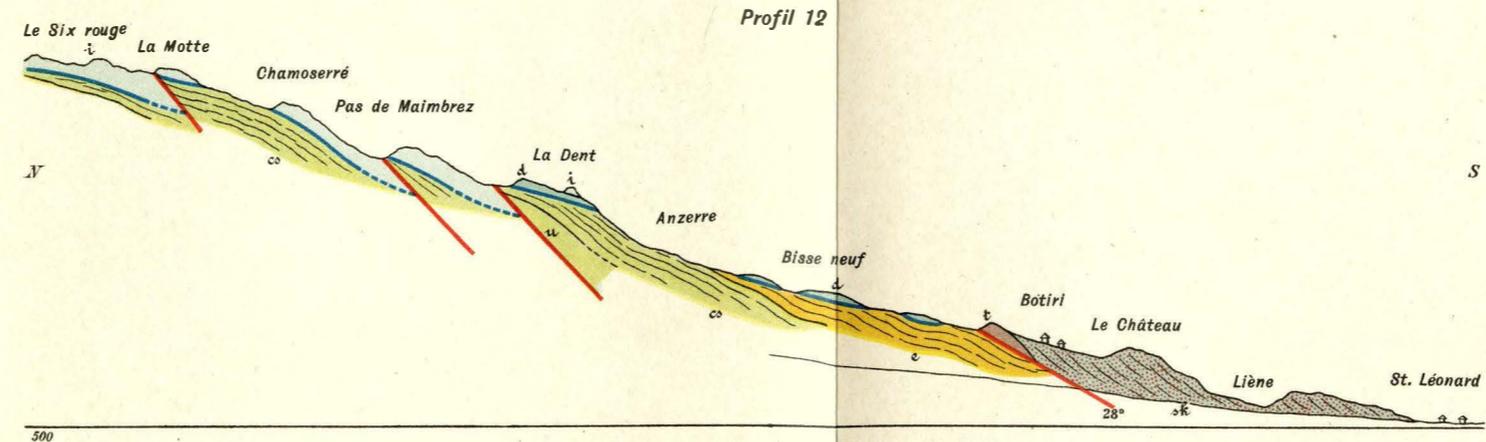
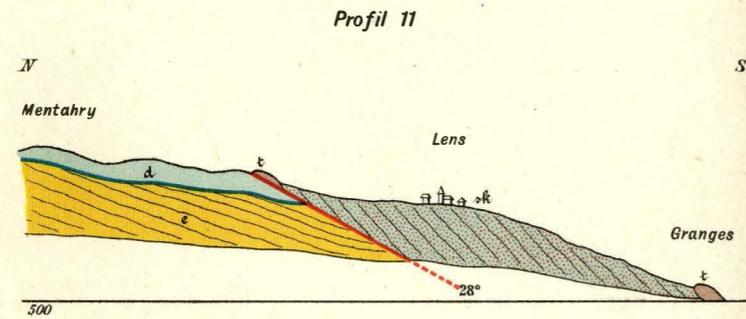
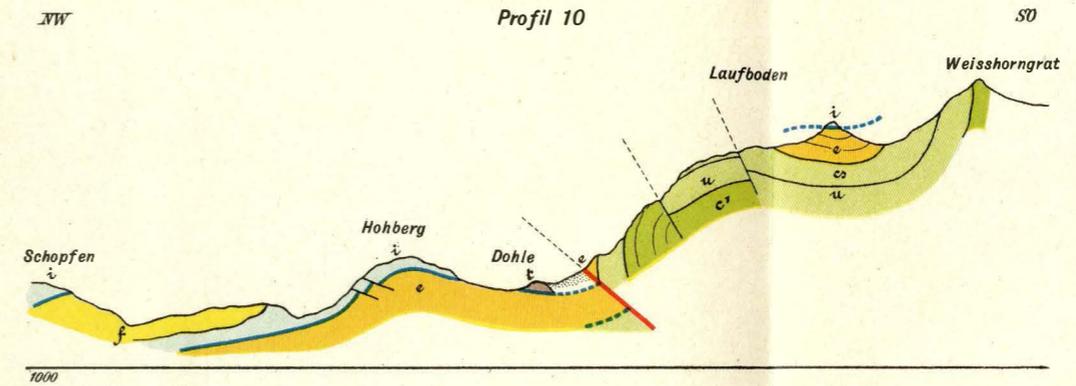
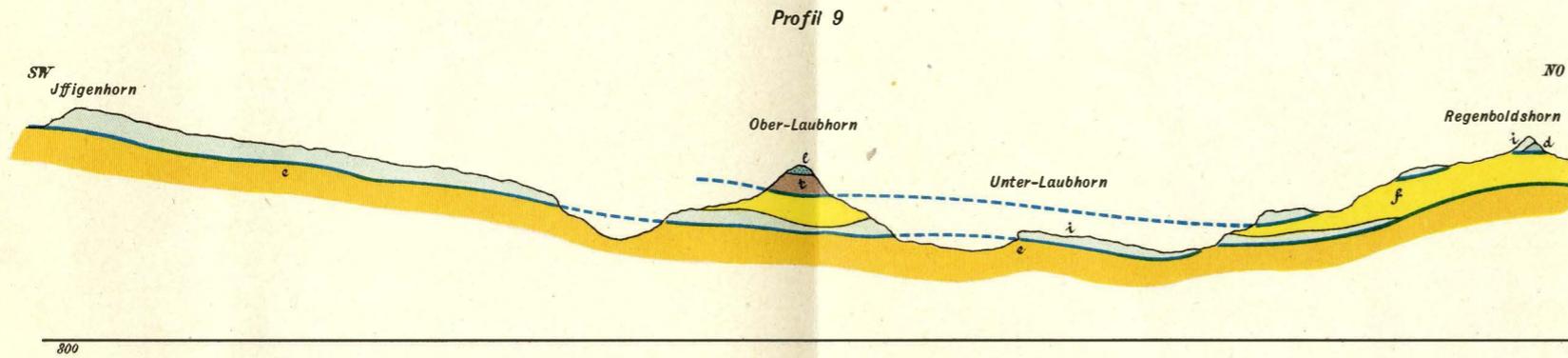
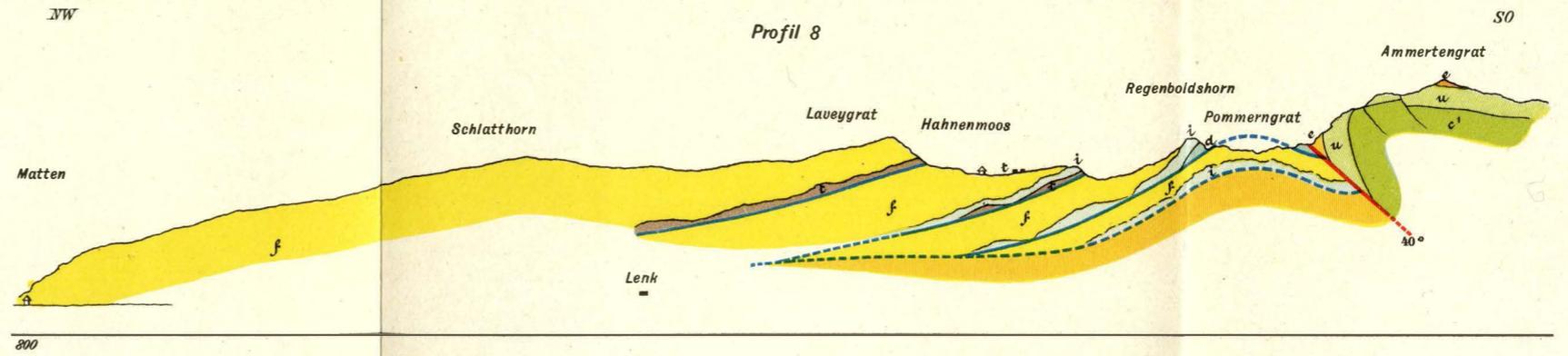
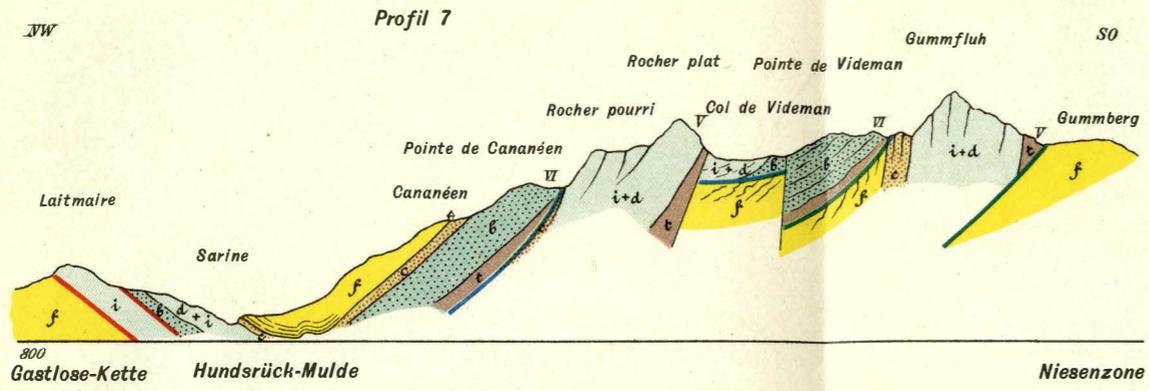
Die hypothetische Konstruktion der Schubflächen ergab für SCHARDT und LUGEON eine Reihe vertikal über einander liegender allseitig isolierter oder wurzelloser Schubdecken, deren Ursprung und Herkunft somit dunkel und direkter Beobachtung nicht zugänglich ist. Zu ihrer indirekten Bestimmung dienten LUGEON die nach Norden umgelegten Gewölbefirste, die er an mehreren Stellen entdeckt zu haben

glaubte und aus denen er nicht nur schloss, dass die Schubdecken alle aus liegenden Falten hervorgegangen, sondern dass sie auch aus Süden herangeschoben worden seien. Von diesen liegenden Gewölbefirsten hatten die Geologen des vorigen Jahrhunderts keine Ahnung — sie sind eine Schöpfung LUGEONS. Ich habe mir Mühe gegeben, sie an den Orten aufzufinden, von denen LUGEON und JACCARD sie beschrieben haben, aber es ist mir nicht geglückt. Ich glaube, dass sie, wenigstens an den von mir besuchten Stellen, nur von solchen gesehen werden können, die von der Faltennatur der Schubdecken schon ganz fest überzeugt sind und davon, dass solche in den Boden eingebaute Gewölbefirste vorhanden sein müssen.

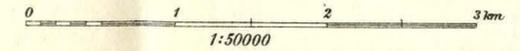
Ein weiterer Hauptunterschied zwischen dieser und meiner tektonischen Auffassung besteht darin, dass die einzelnen wurzellos übereinander liegenden Schubdecken durch besondere Facies und Formationen ausgezeichnet und dadurch von einander unterschieden und unterscheidbar sein sollen, während ich tatsächlich feststellen konnte, dass die Jurabreccie keineswegs auf die Brecciendecke beschränkt ist, sondern auch unzweifelhaft dem Gebiet der sog. Decke der mittleren Voralpen eigen ist, ebenso wie dass die Couches rouges nicht etwa bloss in der letzteren Decke, sondern auch in der ersteren zu Hause sind.

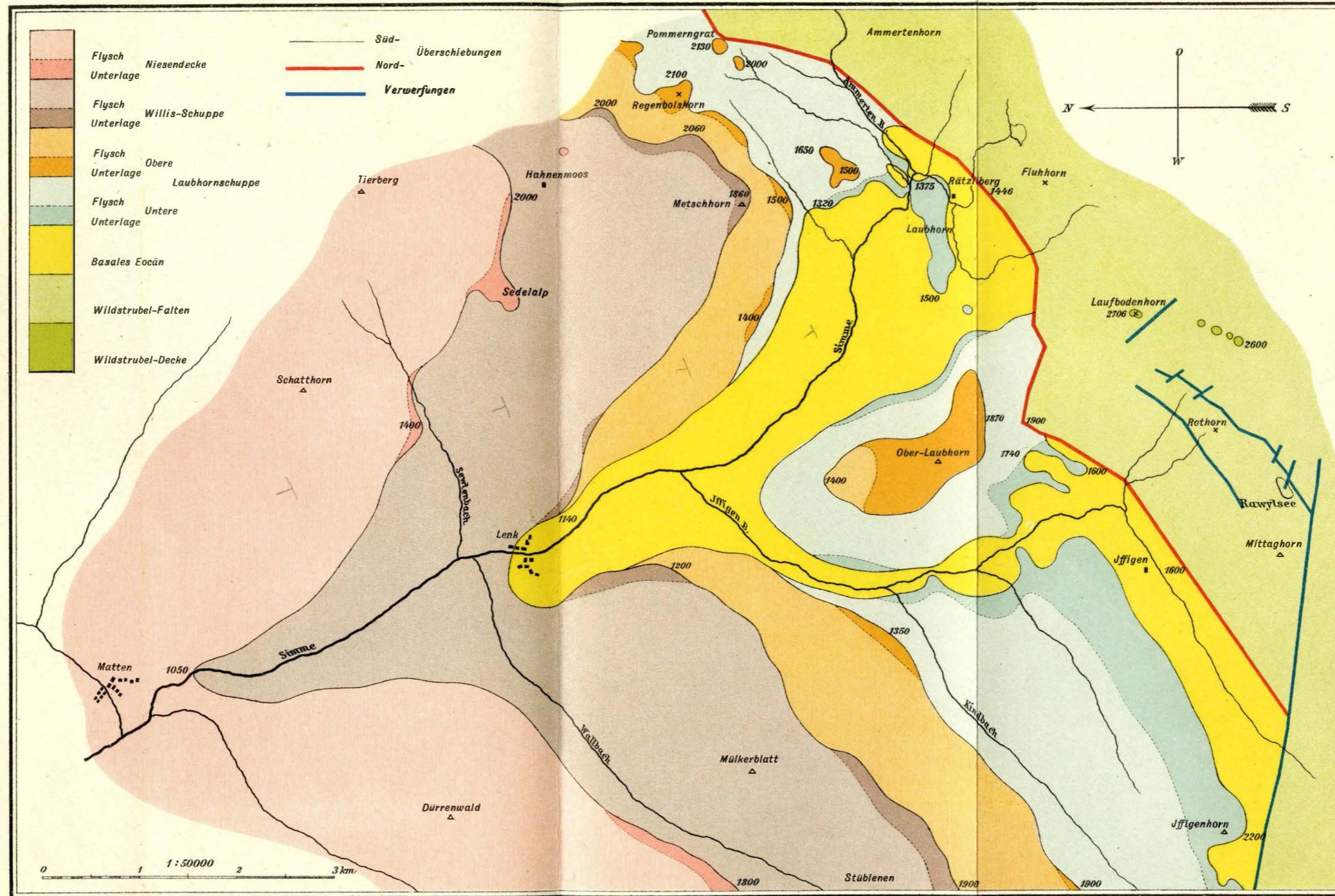
Die Verschiedenartigkeit meiner Auffassung gegenüber derjenigen LUGEONS ist aber nicht etwa theoretischen Bedenken entsprungen, sondern hat ihren Grund in der Verschiedenheit der tatsächlichen Beobachtungen. Wenn meine Beobachtungen richtig sind, dann lässt sich die Theorie der südlichen Deckfalten nicht aufrecht erhalten, weil sie die Tatsachen nicht erklärt, sondern mit ihnen in Widerspruch steht. Umgekehrt, wenn jene Theorie zu Recht bestehen soll, dann müssen meine Beobachtungen unrichtig sein. Da sie sich auf kontrollierbare geologische Aufschlüsse beziehen, so ist die Probe auf ihre Richtigkeit jederzeit ausführbar. Wer sich zu solcher Prüfung berufen fühlt, wird es doch nur sein, wenn er die Tatsachen von der theoretischen Deutung zu scheiden weiss. Am besten besorgt diese Scheidung in der Regel die Zeit, denn die Tatsachen bleiben, die Theorien aber wandern.





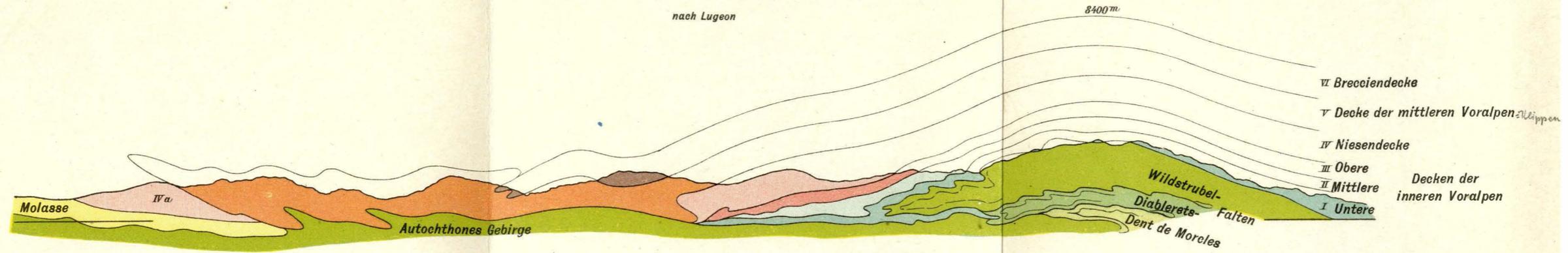
e	Eocän	i	Ob. Jura
f	Flysch	d	Dogger
c	Couches rouges	b	Breccie
cc	Seewenmergel	sk	Glanzschiefer
u	Schrattenkalk	t	Trias
c'	Neocom		Nord-Überschiebungen
			Süd-Überschiebungen





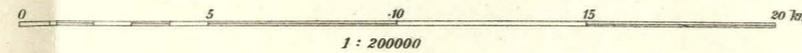
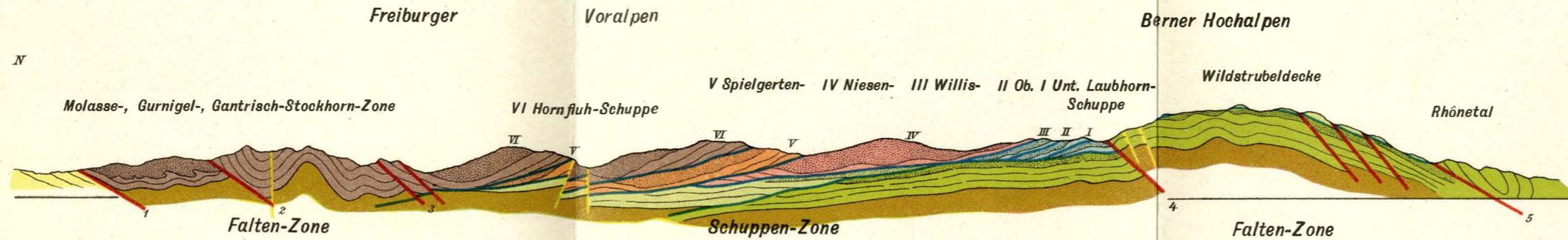
Schematisches Profil von Gurnigel bis Sitten

nach Lugeon

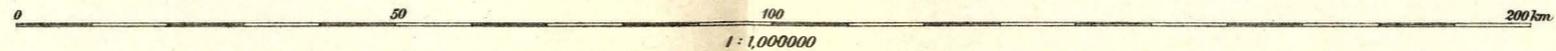
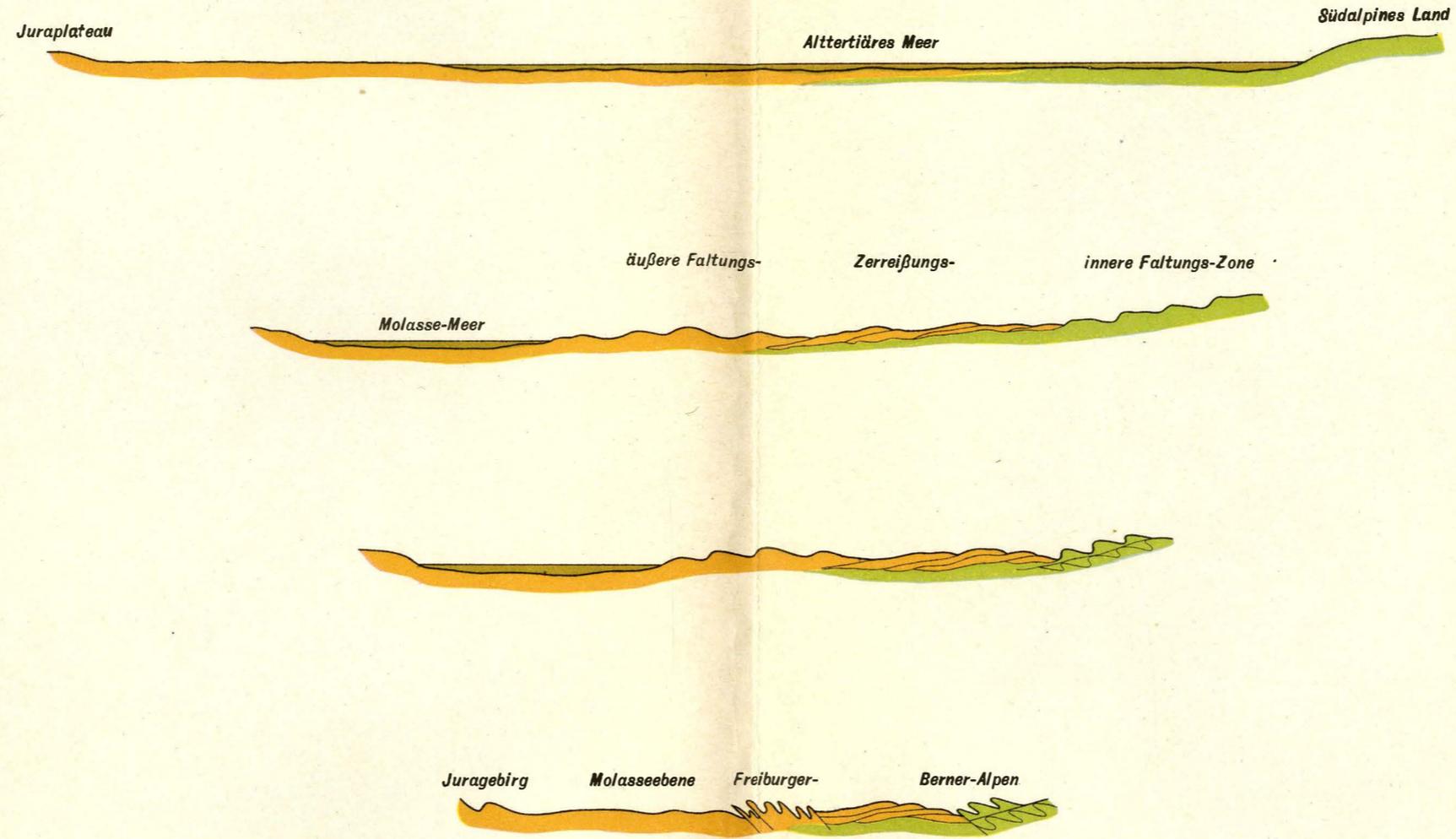


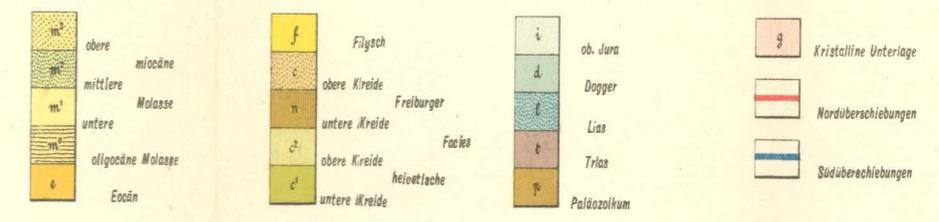
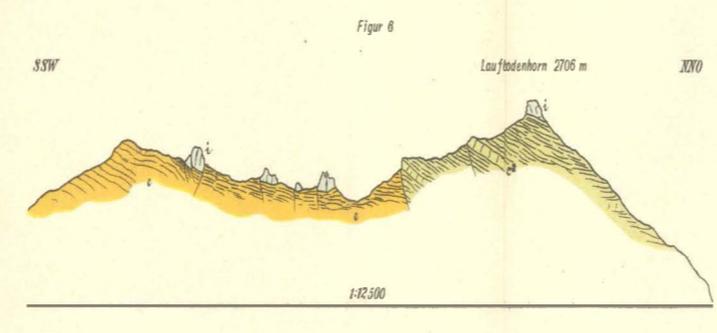
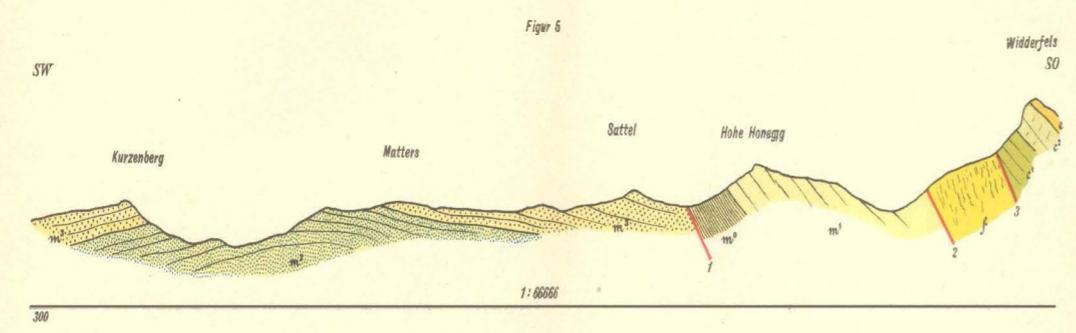
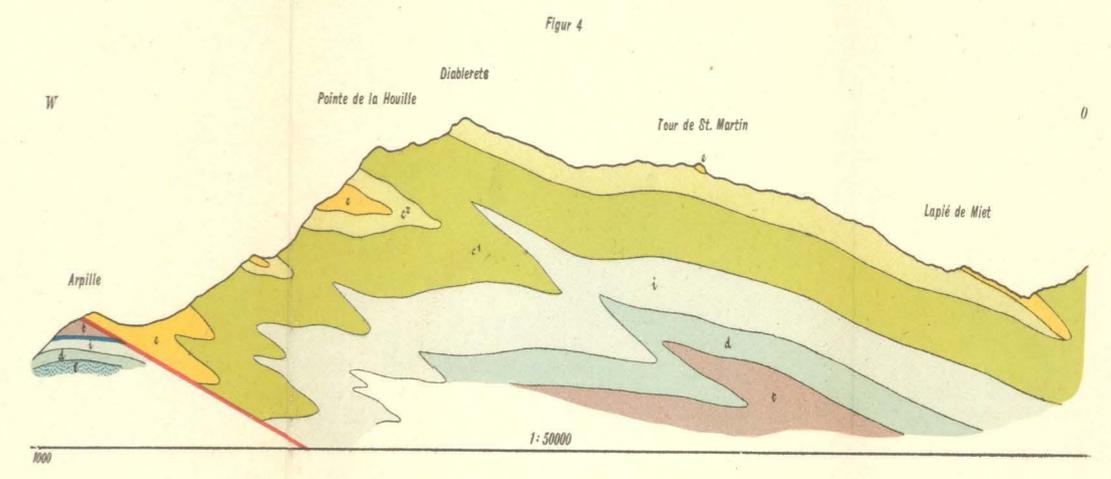
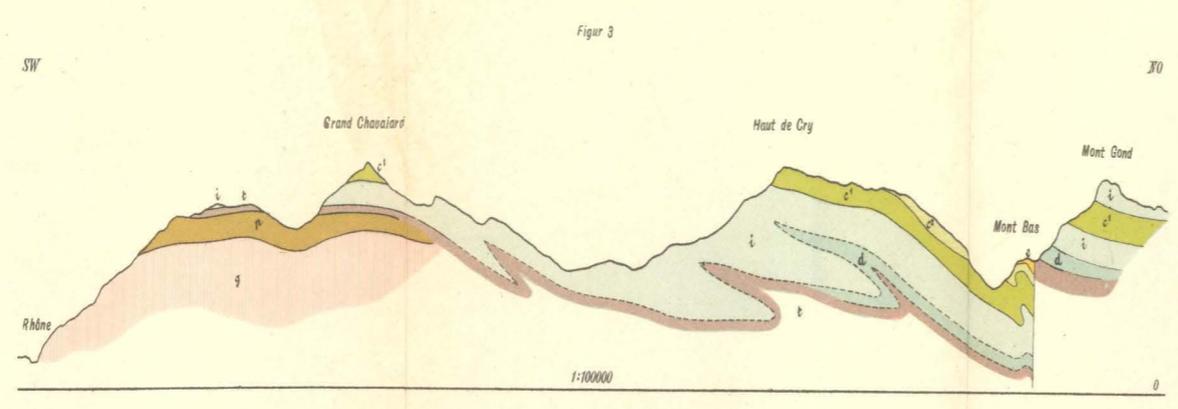
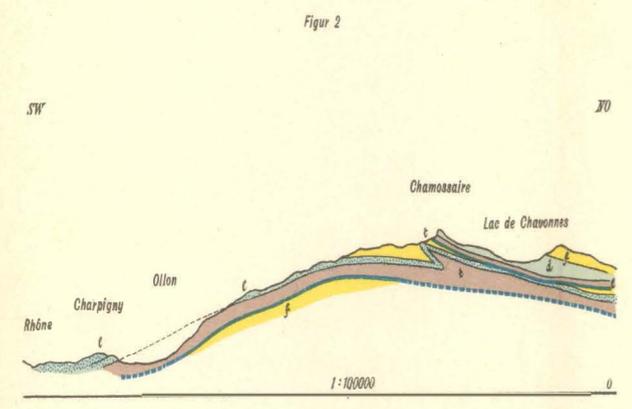
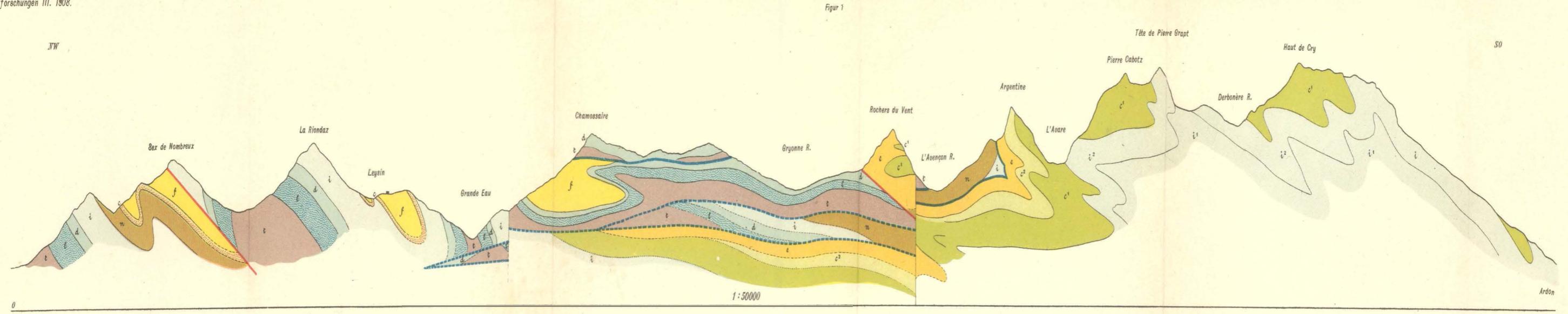
Schematisches Profil von Gurnigel bis Sitten

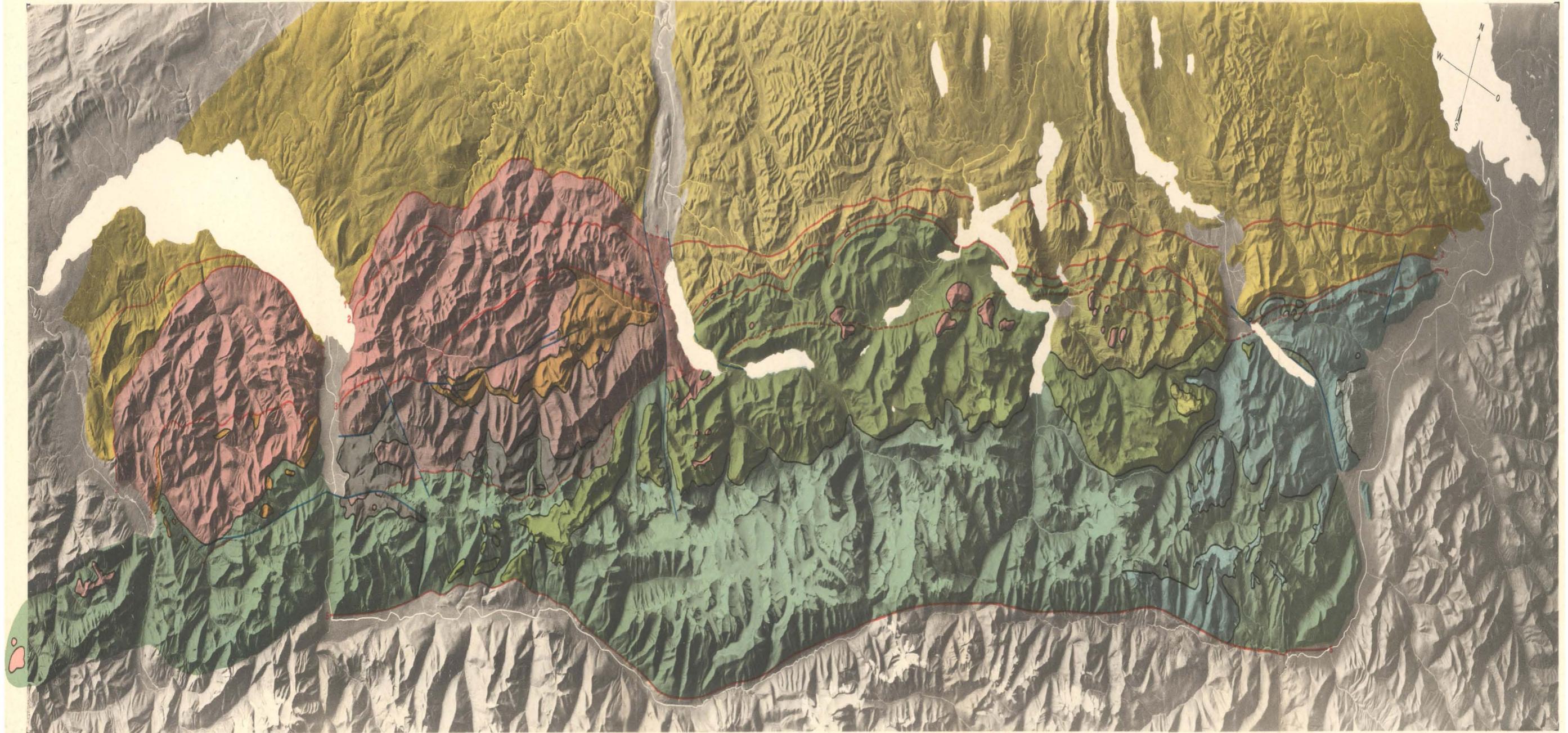
nach meiner Auffassung



Zusammenschub der tertiären Synclinale







Reliefkarte von C. Perron, Verlag des Comptoir min. et géol. Suisse Genf 3 Cours des Bastions

10 5 0 10 20 30 40 km
1 : 515000

Farbendruck von Piloty & Loehle, München

- Molassegebiet
- Freiburger Schummaese
- Spielgarten-Schuppe
- Niesen-Schuppe
- Lenker-Schuppe
- Helvetisches Faltengebirge
- Untere (Uerner) Helvet. Schildecke
- Obere (Schwizer) Helvet. Schildecke
- Glarner-Decke
- Alover-Decke
- Aussen-Rand der Schildecken
- Die 6 Nordschubflächen
- Quer- und Längsverwerfungen