

MITTEILUNGEN

DER

GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

IN WIEN.

XIV. Jahrgang

1921.

Die krystallinen Schollen im Retterschwangtale (Allgäu) und ihre Umgebung.

Von H. P. Cornelius.

(Mit einer geologischen Karte, einer Profiltafel und 5 Textfiguren.)

Einleitung.

Die Gegend, mit deren eingehender geologischer Darstellung sich die vorliegende Arbeit befaßt, ist räumlich außerordentlich eng begrenzt; nicht um eine Berggruppe handelt es sich oder um einen einzelnen Berg, sondern nur um einen Bergabhang von noch nicht einem Quadratkilometer Oberfläche: den Westabhang der Rotspitze (2034 m) im Retterschwangtale, südlich von Hindelang im Allgäu. Über die topographische Lage dieses Berges kann man sich auf Blatt Hinterstein, 1:25.000, oder Blatt Sonthofen (West), 1:50.000, des topographischen Atlas von Bayern näher orientieren.

Aber an diesen Flecken Erde knüpft sich ein geologisches Interesse besonderer Art; ist er doch die einzige Stelle in den ganzen bayrischen Alpen, wo altkristalline Gesteine in größerer Ausdehnung anstehen. Das hat ihm denn schon lange eine gewisse Berühmtheit eingetragen.

Nichtsdestoweniger ist die Zahl der Geologen, welche sich speziell damit befaßt haben, gering und unsere bisherige Kenntnis des Vorkommens keineswegs befriedigend. Die ältere Literatur glaube ich übergehen zu dürfen — dort ist nirgends von den kristallinen Schiefen als solchen die Rede. Noch bei C. W. v. Gümbel¹⁾ finden sie sich mißdeutet als „Alpenmelaphyr“ und Schiefer von wahrscheinlich Buntsandsteinalter; auch noch in neuere geologische Karten, wie die Blasche,²⁾ ist der „Melaphyr“ übergegangen. Erst Reiser gebührt das Verdienst, die Natur des fraglichen Gesteins richtig erkannt zu haben. Veröffentlicht hat er nur eine kurze Notiz³⁾ über das Vorkommen; er möchte es jedenfalls tektonisch erklären, ohne indessen über das Wie? im klaren zu sein. Auf Grund von Reisers Aufsammlungen (laut Mitteilung von Rothpletz⁴⁾) hat dann auch Gümbel⁵⁾ jenen alten Irrtum richtiggestellt; er denkt sich die kristallinen Gesteine passiv aus der Tiefe heraufgeschleppt und bringt ihr Auftreten mit einem in der Nachbarschaft des Alpenrandes anzunehmenden versteckten Urgebirgsrücken in Verbindung. Seine profilmäßige Darstellung des Vorkommens (a. a. O. 1894) ist jedoch vollständig unzureichend. Lugeon⁶⁾ bringt einige neue Beobachtungen und setzt als erster das Auftreten der kristallinen Schiefer in Zusammenhang

mit der flachen Überschiebung des Hauptdolomits. Die ersten genaueren und durch wenigstens schematisch richtige Profile belegten Angaben macht Rothpletz⁷⁾ über das Vorkommen, das er gleichfalls mit dem Überschiebungsvorgang in Verbindung bringt. W. von Seidlitz⁸⁾ hebt die Mylonitisierung der kristallinen Gesteine hervor. Ampferer hat dieselben geologisch kartiert; seine Beobachtungen sind wiedergegeben auf Blatt Lechtal der österreichischen Spezialkarte, deren Maßstab (1:75.000) leider die Darstellung nur der großen Züge gestattet. Nähere Mitteilungen über das Vorkommen hat Ampferer nicht publiziert, nur einige kurze Bemerkungen über die Herkunft der kristallinen Gesteine.⁹⁾ Eine petrographische Untersuchung von diesen hat Laura Hezner in Angriff genommen; ihr allzu früher Tod vereitelte deren Abschluß. Veröffentlicht¹⁰⁾ sind einige von der Verstorbenen ausgeführte Analysen, ohne weiteren Kommentar; auch in ihrem Nachlaß fanden sich keine darauf bezüglichen Notizen.

Damit dürfte erschöpft sein, was an Beobachtungen über die Retterschwanger kristallinen Schiefer vorliegt. Nicht zu vergessen aber ist die wichtige Rolle, die sie in der deckentheoretischen Auffassung des Alpenbaues spielen. Ed. Sueß¹¹⁾ hat sie als „Iepontinische“ Grundschollen an der Basis der ostalpinen Decke gedeutet — mehr auf Grund einer genialen Kombination als von Spezialbeobachtungen, die eine solche Deutung erfordern würden.

Ein Besuch des Retterschwangtales im Sommer 1919 zeigte mir bald, daß angesichts der außergewöhnlichen Komplikationen dortselbst ohne eingehende Kartierung in ganz großem Maßstab nichts auszurichten sei. Eine solche habe ich denn in der zweiten Junihälfte und den ersten Julitagen 1920 vorgenommen; die Ergebnisse enthält die vorliegende Arbeit.

Als Unterlage dienten mir Katasterblätter in 1:5000. Leider enthalten diese von der Topographie nur das Allernotdürftigste. Eine Ergänzung auf Grund eigener Aufnahmen stellte sich alsbald als viel zu zeitraubend heraus. Ich war daher darauf angewiesen, mir die Höhenkurven, nach der Karte 1:25.000 vergrößert, einzutragen und im übrigen mit dem Aneroid zu arbeiten. Eine mathematische Exaktheit darf man daher von meinen Aufnahmen nicht verlangen; aber ich glaube doch die Erwartung ausdrücken zu dürfen, daß sich die Fehler als nicht allzu erheblich herausstellen werden.

Noch ein paar Worte über die Oberflächengestaltung des Gebietes. Es wird umgrenzt gegen unten von der Sohle des Retterschwangtales, gegen oben von den Steilwänden des Hauptdolomits der Rotspitze. Das zwischentliegende, größtenteils recht jähe und in seinen oberen Teilen überwiegend bewaldete Gehänge wird in seinem nördlichen Abschnitt gegliedert durch eine ansehnliche Felswand aus teilweise rotem Kalk, der dem Abhang den Namen „Am roten Berg“, wohl auch der Rotspitze selbst den ihrigen gegeben hat. Um die Beschreibung einfacher zu gestalten, habe ich markanten Punkten dieser

Felswand im Text bestimmte Namen beigelegt: ihren höchsten Punkt, einen auffälligen, senkrecht abbrechenden Felskopf aus rotem Kalk, bezeichne ich kurzerhand als „Roten Felskopf“; die nördlich davon sich hornförmig aufschwingende Spitze aus hellem Kalk als „Weiße Spitze“. Eine Reihe von mehr oder minder tiefen Gräben durchschneiden von oben nach unten diesen Abhang. Ich habe sie auf Karte und Profilen von N nach S mit den Nummern I bis VIII bezeichnet. Sie haben das Gehänge teils mit alles verhüllenden Massen von Hauptdolomitschutt begraben — teils umgekehrt sich tief in dessen Felsgerüste eingesägt und seinen Aufbau dem forschenden Blick erschlossen. Zum Teil schlecht begehbar, mit haltlosen, steilen Planken, überdies durch Steinfälle gefährdet, sind diese Gräben kaum betreten vom Fuß des Menschen — das alleinige Herrschaftsbereich ungezügelter Naturgewalten: des Sturmwindes und des Gewitters, der Wildbäche und Lawinen. Auf Schritt und Tritt fast beobachtet man die Spuren ihrer Wirksamkeit, die auch die Aufschlüsse stark in Mitleidenschaft ziehen dürfte: gar mancher von ihnen wird in einigen Jahren oder Jahrzehnten unter Schutt begraben sein — manchen andern wird in gleicher Zeit die Tätigkeit jener Kräfte neu geschaffen haben, an Stellen, wo ich nur Schutt- oder Vegetationsbedeckung antraf. So wird ein späterer Beobachter wohl manche Einzelheiten anders finden; in den großen Zügen aber, hoffe ich, wird das hier entworfene Bild jenes merkwürdigen Bergabhanges bestehen bleiben.

Es sei mir gestattet, hier meinen Dank abzustatten allen denen, die in irgend einer Hinsicht die vorliegende Arbeit gefördert haben: in erster Linie Herrn Prof. Broili, der mir in zuvorkommendster Weise die Arbeitsräume, Sammlungen und Bibliothek des Münchner paläontologisch-stratigraphischen Instituts zu benutzen gestattete; Herrn Prof. U. Grubenmann in Zürich, der mir in das dort aufbewahrte Material von L. Hezner Einblick gewährte; den Herren Professor K. Boden und Dr. Oswald für wertvolle Mitteilungen über eigene Forschungsergebnisse und Herrn Prof. K. A. Reiser für freundlichst erteilte briefliche Auskunft über die Vorkommen kristalliner Gesteine im Allgäu.

Die Gesteine.

I. Die kristalline Serie.

1. Glimmerschiefer sind das weitaus vorwaltende unter den kristallinen Gesteinen des Retterschwangtales. Sie treten auf vor allem in einer großen Linse, von 60 bis 80 m Mächtigkeit, die von den Gräben III, IV und V durchschnitten wird; ihre obere und untere Grenze wird von anormalen Kontakten gebildet, ihr N- und S-Ende von Schutt verhüllt. Außerdem finden sich noch einige kleine Fetzen (vgl. Karte und Profile, Taf. I und II): im Hangenden der großen Breccienanhäufung in

Graben II; am Knick der Allgäuer Schubfläche im Graben I (Fig. 2, S. 47); weiter abwärts im nördlichen Ast dieses Grabens, wo ihn die Überschiebung quert (11^a); sowie auf der Südseite des Haseneckbaches (Fig. 3, S. 53) — auf der Nordseite soll er sich nach Rothpletz¹²⁾ gleichfalls finden, doch konnte ich dort nichts davon bemerken (vgl. S. 53). Einen isolierten Glimmerschieferblock fand ich auch am Wege zur Haseneckalm, wenig unter der Allgäuer Schubfläche; da erratische Spuren dort vollkommen fehlen, ist zu vermuten, daß das Gestein in der Nähe ansteht.

Verschiedenartige petrographische Ausbildungen der Gesteine, wie sie Gumbel¹³⁾ als glimmerreiche Quarzitschiefer, echte Glimmerschiefer, Chloritschiefer unterscheiden wollte (wegen seiner Diorit- und Strahlsteinschiefer siehe unten, S. 14), sind nur lokale Variationen ein und desselben Grundtypus: Man kann ihn am besten bezeichnen als phyllitisch-quarzitischen Glimmerschiefer. Er ist bald an Quarz reicher, bald an Glimmermineralien, bald stärker, bald minder deutlich schieferig — im ganzen jedoch von sehr einheitlichem Charakter: ein grünlichgraues, sehr feinkörniges Gestein mit gleichfalls meist reiner Schieferung, bedingt durch parallele Lagen sehr kleiner Blättchen von Muskowit, die auf den ersten Anblick zu serizitischen Häuten ineinander zu fließen scheinen; minder häufig sind etwas größere Täfelchen von dunklem Biotit darauf schon makroskopisch erkennbar. Bei aufmerksamer Betrachtung kann man öfters auch schon mit freiem Auge Granatkörnchen feststellen; sie bleiben jedoch normalerweise bedeutend unter Stecknadelkopfgröße. Größer kristallinische Quarzlagen von einigen Millimetern Dicke sind hin und wieder wahrnehmbar.

Was einigen Wechsel in das makroskopische Bild unserer Glimmerschiefer bringt, das sind vor allem die häufig daran wahrzunehmenden Spuren tektonischer Einwirkungen. Neben den kleinen, wie leicht begreiflich, stark laminierten Linsen zeigt auch jene große im Graben IV und V, besonders in der Nähe ihrer oberen und unteren Grenze, reichlich solche Spuren. Sie bestehen zumeist in stumpfglänzenden Gleitflächen — ohne ausgesprochene Rutschstreifen im allgemeinen — sowohl in der Richtung der Schieferung als besonders auch unter spitzem Winkel dazu, öfters mit flachwelligem Verlauf. Meist treten

sie enggeschart auf und zerlegen das Gestein in Stöße von dünnen Blättern oder Spänen von spitzrhombischem Querschnitt, in welche es beim Zerschlagen leicht zerfällt. Diese Gleitflächen verdecken den frischen Glanz der Glimmerlagen und geben dem Gestein jenes tonschieferartige Aussehen, welches mit daran schuld gewesen sein mag, daß Gumbel¹⁴⁾ es zuerst gar nicht als kristallinen Schiefer, sondern als Buntsandstein betrachtete wollte.

Eine recht andere Wirkungsweise tektonischer Bewegungen prägt sich aus durch das Zustandekommen prachtvoller Rutschharnische. Sie sind meist mit schwarzrotem Hämatit überkleidet, oft spiegelglänzend poliert und mit feinen Rutschstreifen versehen, die auf einer einheitlichen Rutschfläche in zwei einander durchkreuzenden Richtungen verlaufen können. Solche Harnische finden sich besonders in der steilen Felspartie auf der Südseite von Graben IV, nahe der oberen Grenze des Glimmerschiefers. Sie verlaufen dort in allen möglichen Richtungen und zerlegen das Gestein in ein Mauerwerk parallelepipedischer Stücke, das zu recht baufälligen Zinnen und Bastionen verwittert. Die schönsten und zusammenhängendsten dieser Rutschflächen aber stehen senkrecht—parallel der steilen, verwerfungsartigen Fläche, an welcher im Graben IV der Glimmerschiefer nordwärts gegen den Hauptdolomit abstößt.

Diese beiden Arten von Gleitflächen sind, wie ihr Auftreten zeigt, auf gänzlich verschiedenartige Bewegungsvorgänge zurückzuführen: die ersten drücken eine Gleitung aus, die im ganzen in der Richtung der Schieferung erfolgt ist; die zweiten dagegen eine trennende Bewegung, die das Gestein ungefähr senkrecht auf die Schieferungsebene zerschnitten hat.

Im Dünnschliff erkennt man als wohl wesentlichsten unter den Hauptgemengteilen den Quarz in meist kleinen, rundlichen Körnern. An Menge oft nicht allzusehr ihm untergeordnet, tritt jedoch fast stets (nur vereinzelt scheint er zu fehlen) auch Feldspat neben ihn, durch leichte Trübung und etwas geringere Lichtbrechung in allen Richtungen kenntlich. Der letztere Umstand weist auf Albit (für Orthoklas ist der Unterschied der Lichtbrechung gegenüber dem Quarz zu gering); der konstante Mangel erkennbarer Spaltbarkeit und Zwillingslamellierung verhindert eine sicherere Bestimmung. Auch der Albit bildet im allgemeinen kleine rundliche Körner. — An Glimmermineralien sind in allen Schliffen sowohl Muskowit als Biotit

vertreten in schwankender, doch stets nicht unbeträchtlicher Menge. Ersterer bildet farblose, feine, doch stets deutlich individualisierte Blättchen (Serizit fehlt normalerweise durchaus!). Der Biotit hingegen ($a =$ hellgelb, $b = c =$ dunkelbraun, meist mit Stich ins Grünliche) tritt häufig auf in größeren, oft auch verhältnismäßig dicken Tafeln mit mangelhafter randlicher Umgrenzung; öfters erscheinen sie ganz zerlappt und zerfressen. Verhältnismäßig selten sieht man sie in Chlorit übergehen. Dagegen findet sich dieses Mineral ausnahmslos und zum Teil in mindestens gleicher Menge wie die beiden Glimmer zusammen, in sämtlichen untersuchten Schliffen in Gestalt von selbständigen dünnen Blättchen; öfters scheinen sie auch mit Muskowit parallel verwachsen; zum Biotit hingegen lassen sie nie irgendwelche Beziehungen erkennen. In einem der Schliffe (von der Überschiebung im Graben I, bei zirka 1400 m^{14a}) tritt der Chlorit auch in größeren Individuen, neben ebensolchen von Biotit auf; allein auch hier fehlt jeder Übergang zwischen beiden, die Chlorite sind meist erfüllt von rundlichen Quarzeinschlüssen, welche dem Biotit vollständig abgehen. Sie sind demnach auch hier nicht als sekundäre, sondern als ursprüngliche, den Glimmern vollständig gleichwertige Bildung zu betrachten. Die Farbe der Chlorite ist lichtbläulichgrün, $a' > c'$ ($c = c$) Doppelbrechung sehr schwach — anomale, tiefblaue bis braune Interferenzfarben, sofern überhaupt zwischen gekreuzten Nikols merkliche Aufhellung eintritt. — Von Nebengemengteilen sind Apatit und Magnetit immer ziemlich reichlich vertreten, auch Ilmenit gelegentlich in größerer Menge vorhanden; seltener ist Pyrit. Zirkon und Orthit konnten nur ganz vereinzelt festgestellt werden. Ein charakteristischer, fast keinem Schliffe fehlender Übergemengteil ist der Granat; oft stellt er sich sogar recht reichlich ein in farblosen, isotropen, meist rundlichen Körnern von geringer Größe und häufig erfüllt mit Einschlüssen, besonders von kleinen Quarzen. — Viel seltener ist Zoisit. Auch Calcit findet sich vereinzelt mit den anderen Gesteinsbestandteilen gemengt, ohne daß sich seine primäre Natur irgendwie beweisen ließe.

Die Struktur unserer Glimmerschiefer ist nach der Becke-Grubenmannschen Namengebung als lepidoblastisch bis granoblastisch zu bezeichnen, in den granatreichen Partien auch als porphyroblastisch. Maßgebend für ihr Bild ist die dünntafelige Ausbildung der Glimmerminerale und Chlorite, die vorzugsweise isometrische der Quarze und Feldspate; diese bilden im allgemeinen ein pflasterartiges Mosaik mit nur schwacher gegenseitiger Verzahnung der einzelnen Körner. Als Porphyroblast tritt gelegentlich der Granat auf; doch ragt in manchen Schliffen die Größe seiner Individuen nicht allzu beträchtlich über den Durchschnitt der übrigen Gesteinsgemengteile hinaus. Sehr deutlich ist die schieferige

Textur entwickelt, durch Parallelstellung der Glimmer und Chlorite; an Quarz und Feldspat beobachtet man nur selten eine in gleicher Richtung gestreckte Ausbildung, dagegen zeigt sich meist mehr oder minder ausgeprägt Gefügeregelung im Sinne Sanders,¹⁵⁾ indem sich die Quarze mit der Richtung der größten Elastizität annähernd in die Schieferungsebene einstellen. — Lagenweise Trennung der Gemengteile ist nur unvollkommen ausgebildet: wohl wechseln vorwiegend aus Glimmer und Chlorit bestehende Lagen mit solchen, worin der Quarz vorherrscht, allein auch diesen sind fast stets — neben Feldspat — auch kleine Glimmer und Chlorite beigemischt. Die Schieferung erscheint auf diese Weise meist schuppig. Auffallend ist dagegen öfters ein lagenweiser Wechsel der Korngröße: im ganzen gering und innerhalb ein und derselben Lage recht einheitlich, kann sie in einer benachbarten ein Vielfaches ihres Wertes in jener ersten erreichen. Dies ist besonders der Fall in quarzreichen Lagen; und die hin und wieder vorkommenden aus fast reinem Quarz zeigenden auch die weitaus bedeutendste Korngröße. Auch die Granaten scheinen meist in bestimmten (glimmerreichen) Lagen in größeren Abständen hintereinander gereiht. Dabei läßt sich fast regelmäßig eine Beziehung zu den großen Biotit tafeln bemerken: solche sind, in der Schieferungsebene und zu ihr parallel gestellt, rings um den Granat gruppiert.

Sehr bemerkenswert sind die Anzeichen von Teilbewegungen im Gesteinsgefüge. Schon bei flüchtiger Durchsicht der Schiffe fallen schmale Zonen auf, wo die sonst so regelmäßige Parallelstellung der Glimmer gestört erscheint; diese Zonen verlaufen meist vollständig parallel zur Schieferung über einen größeren Teil, ja über die ganze Breite des Schiffes. Bei genauerer Betrachtung erkennt man in ihnen häufig symmetrische Anordnung der Glimmer: von beiden Seiten her erscheinen sie unter annähernd gleichen Winkeln gegen die Zone von gestörtem Parallelismus geneigt, öfters durch ein um ungefähr 90° gegen die Schieferungsebene gedrehtes Zwischenstück verbunden. Das heißt also: die genannten Zonen sind nichts anderes als Umbiegungen von ganz spitzen Falten, deren Schenkel auf weite Erstreckung mit der Schieferung parallel verlaufen. Nirgends aber ist auch nur eine Andeutung von Biegung der einzelnen Glimmerblättchen selbst dabei zu sehen: rein tangential legen sie sich der idealen

Faltenbiegung an. Mit anderen Worten: die Deformation ist durchaus älter als der Abschluß der Kristallisation.^{15a)}

Auch die Erscheinung der „verlegten inneren Schieferung“, wie sie Sander¹⁶⁾ nennt, ist in unseren Glimmerschiefern fast allgemein verbreitet: die Quarzeinschlüsse der Granaten zeigen sich in der Regel in parallelen Zügen von flachwelligem Verlauf angeordnet. Gegenüber der Schieferung des umschließenden Gesteins aber erscheint diese Schieferung innerhalb der Granaten ausnahmslos, gewöhnlich um Winkel von nahe 90° gedreht. Diese Beobachtung ist mit Sander wohl nur in der Weise zu erklären, daß die Granaten während ihrer Entstehung Teile des umhüllenden, schon parallel texturierten Gesteins umschlossen, im weiteren Verlauf aber mitsamt diesen Einschlüssen eine Drehung erfahren haben. Das zeugt vom Zusammenwirken von Kristallisations- und Bewegungsvorgängen bei der Umwandlung der Gesteine.

Allein Spuren einer rein mechanischen Einwirkung dieser Bewegungsvorgänge auf die Gesteinskomponenten: kataklastische Spuren fehlen normalerweise durchaus. Selbst undulöse Auslöschung der Quarze fehlt so gut wie gänzlich — von den gleich zu erwähnenden Ausnahmefällen abgesehen. Die Bewegung im Gefüge ist durchwegs von der Kristallisation überdauert worden — damit mußten alle etwa vorhandenen Deformationen der einzelnen Mineralindividuen ausgelöscht werden.

Im allgemeinen nur dort, wo sich bereits makroskopisch eine intensive Zertrümmerung des Gesteins zu erkennen gibt, beobachtet man sie auch im Mikroskop. Vor allem prägt sie sich aus in dem Auftreten jener auch schon makroskopisch auffälligen Scherflächen. In großer Zahl durchsetzen sie die Schiffe von Gesteinen aus solchen Zertrümmerungszonen (zum Beispiel von der Basis der Glimmerschiefermasse in Graben IV und V) — als scharfe Schnittflächen, oft durch Infiltration (von humosen Substanzen?) dunkel gefärbt. Eine schwache Schleppung der Glimmer- und Chloritblättchen ist an ihnen gelegentlich zu beobachten. Selbst jenen Scherflächen unmittelbar benachbarte Quarzkörner zeigen dagegen meist noch kaum Spuren von undulöser Auslöschung. Ausnahmsweise nur kommt es zu

wirklichen Eingriffen in das Gesteinsgefüge: anscheinend nur dort, wo die normalerweise im Durchschnitt etwa 45° zur Schieferung geneigten Scherflächen in deren Richtung selbst einschwenken. Hier treten echte Zertrümmerungszonen auf: die bekannten Mörtelzonen am Quarz stellen sich mitunter ein; besonders die Granaten werden zerstückelt und ihre einzelnen Bruchstücke zu flachen Linsen hintereinander gereiht. Aber im ganzen betrachtet sind das Ausnahmefälle.

Nur in einem Falle konnte ich einen noch höheren Grad mechanischer Umformung beobachten: in dem Glimmerschiefer von der Knickstelle der Überschiebung im Graben I, bei etwa 1600 m. Ein Schliff von dort zeigt uns in verhältnismäßig unbedeutenden Abschnitten noch unverletztes Gesteinsgefüge. Im allgemeinen aber erscheinen hier die Quarze (fast stets löschen sie undulös aus) zertrümmert — selten unter Bildung von Mörtelzonen, meist zersplittert, an scharf hindurchsetzenden Rissen verschoben; die Granaten sind vollständig zermalmt und scheibenförmig ausgewalzt, die Biotite zu gestaltlosen Fetzen verstümmelt, meist mehr oder minder chloritisiert (Feldspate scheinen diesem Gesteine zu fehlen). Die Glimmerlagen aber werden, unter Verlust der Individualität der meisten Blättchen, verschmiert zu serizitisch-chloritischen Häuten. Meist flach gewellt, durchziehen sie das Gestein oder anastomosieren und verflechten sich zu einem engmaschigen Netzwerk. Letzterer Fall kommt zustande durch den Hinzutritt von Scherflächen, die spitzwinklig zur Schieferung hindurchsetzen; sie sind hier auch mit serizitisch-chloritischen Häuten belegt.

Dieses letztere Gestein muß man als Mylonit bezeichnen. Aber in der Hauptsache erscheint dieser Name¹⁷⁾ für die Retterschwanger Glimmerschiefer durchaus nicht am Platze; der Grad der mechanischen Umgestaltung bleibt vielmehr im allgemeinen recht geringfügig — sie hat es nicht vermocht, die ursprünglichen Charakterzüge des Gesteins zu verwischen.

Über die chemischen Verhältnisse dieser Gesteine geben Auskunft drei Analysen, welche von Frl. L. Hezner ausgeführt wurden und a. a. O. bereits publiziert sind. I ist bezeichnet als „Serizitchlorit-schiefer, grün“; II und III als „Serizitschiefer, rot durch Eisenoxyd“. Eine Besichtigung des in der Züricher Sammlung befindlichen Materials der Analysen ergab, daß I einen Glimmerschiefer des normalen Typus darstellt; auch II macht den Eindruck eines solchen, während III sicher der später (siehe S. 28 f.) zu behandelnden Glimmerschieferbreccie entstammt. Das gesamte Material ist nicht vom Anstehenden, sondern im Schutt gesammelt.

Anbei sind die Analysen nochmals abgedruckt; dazu die Berechnung nach Osann-Grubenmann¹⁸⁾ sowie die weitere nach der Methode von Linck¹⁹⁾:

	I (s = 2.76)		II (s = 2.76)		III (s = 2.69)	
	Gew. %	Mol. %	Gew. %	Mol. %	Gew. %	Mol. %
Si O ₂	59.20	67.6	62.14	71.6	71.45	78.4
Ti O ₂	0.96	0.8	0.67	0.3	0.78	0.6
Al ₂ O ₃	17.22	11.6	16.10	11.1	12.46	8.2
Fe ₂ O ₃	2.65	1.4	3.16	1.4	2.22	1.0
Fe O	4.88	3.8	3.50	2.7	2.22	1.7
Mn O	0.16	0.1	0.09	0.06	0.12	0.1
Mg O	3.41	5.8	3.01	5.2	2.13	3.5
Ca O	2.77	3.4	1.29	1.6	1.55	1.8
Na ₂ O	3.45	3.8	3.00	3.4	3.17	3.4
K ₂ O	2.26	1.6	3.46	2.5	1.88	1.3
H ₂ O —	0.08	—	0.07	—	0.05	—
H ₂ O +	2.64	—	2.96	—	1.85	—
P ₂ O ₅	0.24	0.1	0.10	0.04	0.06	(0.03)
CO ₂	—	—	nicht bestimmt	—	nicht bestimmt	—
	99.92	100.0	99.65	100.0	99.94	100.0

Berechnung nach Osann-Grubenmann:

S	68.5	71.9	79.0
A	5.4	5.9	4.7
C	3.4	1.6	1.8
F	11.0	9.3	6.2
M	0.0	0.0	0.0
T	2.8	2.6	1.7
K	1.3	1.5	2.0

Projektionswerte:

a _{5.6}	c _{2.5}	f _{11.0}	a _{7.0}	c _{2.0}	f _{11.0}	a _{7.5}	c _{2.0}	f _{9.5}
------------------	------------------	-------------------	------------------	------------------	-------------------	------------------	------------------	------------------

Berechnung nach Linck:

Al	32.5	48.0	20.7
A	3.2	6.6	5.9
C	5.2	1.8	3.7
Fm	11.6	11.6	10.9
n	7.0	5.8	7.2

Da nur I sicher dem Gestein des Anstehenden entspricht, während dies von II nicht als ausgemacht gelten kann und bei III bestimmt nicht der Fall ist, sei im folgenden nur auf I Bezug genommen. Übrigens sind, wie man aus dem Vergleiche der drei Analysen ersieht, auch die etwaigen sekundären Veränderungen in II und III ohne großen Belang.

Zunächst steht fest, daß es sich in unseren Glimmerschiefern um umgewandelte sedimentäre Gesteine handelt. Dies war schon aus dem mikroskopischen Bilde zu ersehen; und das Analysenresultat bestätigt diesen Schluß durchaus: insbesondere ist es der beträchtliche Tonerdeüberschuß (T=2.8), der entschieden dafür spricht. Wir müssen also ein sandig-toniges Ausgangsmaterial annehmen.

Unter den von Linck a. a. O. zusammengestellten Analysen toniger Sedimente findet sich keine, die sich in allen Einzelheiten mit

obenstehender vergleichen ließe; das hat indessen wenig zu bedeuten — sind doch bei diesen Gesteinen die Gesetzmäßigkeiten des Chemismus bei weitem nicht so scharf ausgeprägt wie bei den Eruptivgesteinen. Im ganzen aber fügen sich auch unsere Glimmerschiefer durchaus dem Bild ein, das sich aus jenen Analysen ergibt. Insbesondere findet auch die (in unserem Falle nicht einmal übermäßig ausgeprägte) Na-Vormacht dort ihre Analoga.

Diese Na-Vormacht in den Retterschwanger Glimmerschiefern mag eine Folge sein von der Anwesenheit unersetzter Feldspate im Ausgangsmaterial; für die andere Möglichkeit: Zufuhr während der Metamorphose, sprechen keinerlei anderweitige Beobachtungen. Dagegen dürfte wohl das Verhältnis $\text{FeO}:\text{Fe}_2\text{O}_3$ durch nachträgliche Reduktion verschoben sein, vermutlich im Zusammenhange mit diagenetischen Vorgängen. Bei den Verwitterungsprozessen spielt bekanntlich die Oxydation der Eisenverbindungen eine beträchtliche Rolle; im Verwitterungsprodukt ist also FeO nur soweit zu erwarten, als unersetzte Relikte mitsedimentiert wurden. Tatsächlich zeigen auch die von Linck zusammengestellten Analysen von Tonen und Lößen, den frischen Sedimenten, meist überwiegend $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{FeO}$, während in den Tonschiefern, also gealterten, diagenetisch veränderten Sedimenten, sich jenes Verhältnis zumeist und oft sehr beträchtlich umgekehrt hat. Das Überwiegen von FeO über Fe_2O_3 in unserem Falle bietet also nichts Auffallendes.

Bezüglich des Verlaufes der Metamorphose unserer Glimmerschiefer können wir uns folgende Vorstellungen machen: Das tonig-sandige, wahrscheinlich schon von Haus aus feingeschichtete Ausgangsmaterial wurde einer intensiven tektonischen Durcharbeitung unterzogen. Gleitende Bewegungen einer Lage auf der anderen, intensive Feinfältelung traten dabei auf. Gleichzeitig aber, und noch über den Abschluß der tektonischen Umformung hinaus, erfolgte die Umkristallisation des Mineralbestandes — im Wesentlichen wohl durch Temperatursteigerung bedingt. Beide Vorgänge wirkten zusammen, um das heutige Bild des Gesteins in die Erscheinung treten zu lassen.

Die Tiefe, in der sich diese Umwandlung vollzogen hat, wird man nicht sehr groß, aber auch nicht allzu gering veranschlagen dürfen: darauf deutet der durchaus stetige Charakter der Deformation. Andererseits fehlen auch alle Anzeichen von Einflüssen sehr hoher Temperaturen, wie sie durch sehr große Tiefenlage oder magmatische Einwirkung bedingt sein könnten — ebenso deutet nichts auf ein Mitspielen von magmatischen (pneumatolytischen) Fernwirkungen. Die Bedingungen

der Metamorphose dürfte man sich wohl ähnlich vorzustellen haben, wie sie während der tertiären, alpinen Metamorphose in höheren Teilen der Tauern-Schieferhülle (Kalkphyllite) oder der penninischen Zone der Westalpen (Suretta- und Margna-Decke) geherrscht haben.

Nach der Grubenmannschen Zoneneinteilung wird man unsere Glimmerschiefer etwa an die Grenze der oberen und mittleren Zone zu stellen haben. Auffallend ist das Zusammenkommen eines Charakterminerals der oberen Zone: Chlorit, mit einem solchen der mittleren: Biotit. Wir sahen oben, daß dies Zusammenkommen nicht etwa als Folge verschiedener Phasen der Umwandlung aufgefaßt werden kann, da ja beide Mineralien zum Teil primär ganz verschiedene Formen zeigen und nichts von einem nachträglichen Hervorgehen des einen aus dem anderen zu bemerken ist. Man wird also an Bedingungen der Umwandlung zu denken haben, unter denen beide nebeneinander haltbar waren.

Es braucht wohl kaum besonders betont zu werden, daß diese Bedingungen durchaus nichts zu tun hatten mit tertiären gebirgsbildenden Vorgängen. Als diese eintraten, war die Metamorphose unserer Glimmerschiefer längst abgeschlossen; es wäre sonst undenkbar, daß die mit jenen zusammen vorkommenden jüngeren Sedimente keine Spur einer gleichartigen Metamorphose zeigen; auch finden wir die Glimmerschiefer bereits als Komponenten der später (vgl. S. 28f. zu behandelnden Breccie von jedenfalls oberkretazischem Alter. Die Metamorphose muß also älter sein; es muß hier unentschieden bleiben, ob sie ein der herzynischen Faltungsperiode zugeordnetes Ereignis darstellt oder ob sie noch weiter rückwärts in der geologischen Vergangenheit anzusetzen ist.

Als Einwirkung der tertiären Gebirgsbildung haben wir nur jene lokal auftretenden Erscheinungen rupturer Deformation: die Scher- und Gleitflächen sowie die seltene eigentliche Kataklyse, aufzufassen. Ihre Bedingungen waren von denen jener alten Metamorphose grundverschieden: nicht nur für eine Neukristallisation haben sie nicht vorgelegen (selbst nicht in Gestalt von Diaphthoritisierung), sondern nicht einmal für eine differentielle Durchbewegung: zu gleitenden Verschiebungen einer Lage auf der anderen („Bewegung in s“, Sanders²⁰) ist es nur ausnahmsweise gekommen, wie wir oben gesehen haben. Diese Deformation muß sich in viel größerer Nähe der Oberfläche abgespielt haben als jene alte Metamorphose (vgl. unten S. 56).

2. Orthogneis bildet nur einen ganz untergeordneten Bestandteil unserer kristallinen Schollen. Anstehend habe ich ihn überhaupt nicht gefunden — nur in einem einzigen Bruchstück im Schutt des Grabens IV. Daß dieses etwa überhaupt

nicht im Anstehenden, sondern in der später zu besprechenden Glimmerschieferbreccie seine Heimat hätte, ist in Anbetracht des Fundpunktes möglich, aber sehr unwahrscheinlich, da nur ganz geringfügige Breccienlinsen dafür in Frage kämen. Vermutlich bildet das Gestein irgendwo in den Felsen der großen Glimmerschieferlinse eine unbedeutende Zwischenlage.

Es handelt sich um ein recht helles, fein und regelmäßig gebändertes Gestein, bestehend aus 1 bis 2 mm breiten Lagen von weißer Farbe und dichter Beschaffenheit, wechselnd mit papierdünnen, grünlichgrauen Muskowithäuten, die auf dem Hauptbruch mit zahlreichen sehr feinen, silberglänzenden Schüppchen belegt erscheinen. Vereinzelt erkennt man auch glänzende Spaltflächen größerer (1 bis 2 mm Durchmesser) Feldspate.

Im Dünnschliff erkennt man als Hauptgemengteile: Quarz in meist rundlichen kleinen Körnchen; Muskowit in farblosen, gut individualisierten kleinen Blättchen, sowie verschiedene Feldspate. Einmal sind es große, ziemlich unregelmäßig umgrenzte Individuen von trüber Beschaffenheit, gelegentlich einfach verzwillingt, ohne erkennbare Spaltbarkeit; ihre niedere Lichtbrechung läßt in ihnen Orthoklas vermuten. Weiter treten zum Teil besser — gedrungen rechteckig — gestaltete, erheblich kleinere, doch immer noch über den Durchschnitt der Gesteinsgemengteile beträchtlich hinausragende Gebilde mit Zwillinglamellierung auf; sie sind erfüllt mit winzigen, wohl individualisierten Glimmerschüppchen, die jedoch die Erkennbarkeit der vollkommen klaren Zwischensubstanz nicht beeinträchtigen. Der Vergleich ihrer Lichtbrechung mit der des Quarzes ergibt:

$$\alpha' < \omega; \gamma' = \omega; \alpha', \gamma' < \varepsilon,$$

was ungefähr auf Oligoklas deutet. Endlich finden sich noch in großer Menge kleine, durchaus klare und strukturlose Körnchen; nach ihrer Lichtbrechung scheint es sich um Albit zu handeln. — Bläulichgrüner Chlorit spielt die Rolle eines ziemlich untergeordneten Obergemengteiles. Magnetit findet sich stellenweise in größeren Anhäufungen; in winzigen Körnchen ist er in ganz geringer Menge durch den ganzen Schliff verstreut. Nur lokal tritt Ilmenit auf, in leukoxenbestäubten Tafeln; sowie winzige Körnchen von sehr starker Licht- und Doppelbrechung, vermutlich Zirkon. Endlich finden sich noch an einer einzigen Stelle des Schliffes ganz regellos gestaltete Durchschnitte eines farblosen isotropen Minerals, dessen hohe Lichtbrechung einen Granat oder Spinell vermuten läßt; doch ist eine nähere Bestimmung nicht möglich.

In struktureller Hinsicht besteht das Gestein zur Hauptsache aus einem feinkörnigen Grundgewebe von Quarz und Albit; der erstere zeigt im allgemeinen etwas bedeutendere Größe und manchmal schwache Streckung parallel der Schieferung. Einzelne Muskowitblättchen sind dazwischen gestreut; ihre Hauptmasse jedoch ist auf schmale Lagen

konzentriert, die wesentlich aus ihnen bestehen. Auch die größeren Feldspate sind zum Teil zonenweise angeordnet; manchmal erscheinen die Zwischenräume mit gröberkörnigem Quarz ausgefüllt.

Kataklastische Erscheinungen fehlen fast ganz: nur sehr untergeordnet beobachtet man am Quarz leichte undulöse Auslöschung. Dagegen ist auffällig das Auftreten äußerst feinkörniger Streifen von Quarz-Feldspataggregaten, die ganz an die in Myloniten gewöhnlichen Zonen von Zerreibungsmaterial erinnern. — allein in unserem Falle sind auch sie nicht mit offensichtlichen Zertrümmerungserscheinungen verbunden. Es handelt sich auch hier wohl um Spuren einer kataklastischen Deformation, die durch nebenhergehende und zeitlich sie noch überdauernde Kristallisationsvorgänge verwischt wurden. In gleichem Sinne läßt sich die soeben beschriebene Anordnung der großen Feldspate deuten: Trümmer (an die sie zum Teil auch in den Formen erinnern) von undeutlichen größeren Individuen, die durch Bewegung parallel der Schieferung hintereinandergereiht wurden, worauf umkristallisierter Quarz die Lücken erfüllte, ohne daß eine Spur des Zertrümmerungsvorganges in Form von undulöser Auslöschung usw. kenntlich blieb.

Die Bezeichnung des vorliegenden Gesteins als Orthogneis erscheint, auch ohne durch eine Analyse erhärtet zu sein, dennoch gerechtfertigt auf Grund des mikroskopischen Bildes: die großen Feldspate können wohl einzig als Relikte granitischer einsprenglingsartiger Feldspate aufgefaßt werden. Auch schließt sich das Gestein in seinem ganzen Habitus durchaus den granitischen Augengneisen zum Beispiel des Gebietes zwischen Engadin, Veltlin und Obervintschgau an.

Was den Charakter der Metamorphose betrifft, so kann hier auf das oben bei den Glimmerschiefern Gesagte verwiesen werden: auch dieser Gneis ist aufzufassen als Produkt einer tektonischen Durchbewegung in nicht allzu großer Tiefe, verbunden mit zeitlich überdauernder Kristallisation.

3. Amphibolite besitzen größere Wichtigkeit, wenngleich den Glimmerschiefern gegenüber auch sie der Menge nach nur eine recht untergeordnete Rolle spielen. Sie dürften den „Diorit- und Strahlsteinschiefern“ (Gümbels²²) entsprechen; und sie dürften auch in erster Linie schuld gewesen sein an jenen irrtümlichen Angaben von „Melaphyr“ im Retterschwangtal, in der älteren Literatur und noch bei Gümbel.²³)

Mir sind solche Gesteine von vier Stellen bekannt geworden. Die erste (a) befindet sich an der Basis des Glimmerschiefers in Graben IV, wo Amphibolit als $\frac{1}{2}$ bis $\frac{3}{4}$ m mächtige Lage auftritt. Ebenso findet er sich (b) in ungefähr gleicher

Mächtigkeit im Hangenden der nämlichen Glimmerschiefermasse. Ein weiteres Vorkommen (c), bis etwa $\frac{1}{2}$ m mächtig, befindet sich im Hangenden des Glimmerschiefers auf der Südseite des Haseneckbaches, nahe dem südlichen Ende der dortigen Aufschlüsse (vgl. Fig. 3, S. 53). Endlich fand ich noch auf einer der Orientierungstouren im Sommer 1919 eine kleine Amphibolitlinse (d) wenig unter der Hauptdolomitgrenze zwischen Mittel- und Nordast des Grabens I; ein Jahr später bemühte ich mich bei Gelegenheit der Kartenaufnahme vergeblich, sie wieder aufzufinden. Ihre graphische Darstellung mußte daher unterbleiben. Es ist nicht ausgeschlossen, daß sich künftig noch weitere kleinere Amphibolitvorkommen finden lassen werden.

Die Amphibolite der genannten Vorkommen sind sämtlich zähe Gesteine von dunkelgrüner Färbung; im einzelnen aber zeigt ihre Ausbildung gewisse Unterschiede. Zunächst makroskopisch: (a) ist fast massig, nur schwach gebändert durch zonenweise reichlicheres Auftreten mattgraugrünen Feldspats zwischen den vorherrschenden, bis etwa 5 mm langen, wirr gelagerten Hornblendestengeln. In (b) scheint die Hornblende noch stärker zu überwiegen; doch erkennt man hier auch Lagen von dunkelbraunem, feinblättrigem Biotit. (c) ist viel feinkörniger und deutlicher geschiefert, durch reichlichere Beteiligung von Biotitlagen. (d) endlich, sehr feinkörnig und wieder fast ohne Paralleltexur, läßt neben Hornblende und zurücktretendem Feldspat auch feine lichtrote Pünktchen, anscheinend Granat, erkennen. — Alle Amphibolite sind reichlich durchsetzt von Gleitflächen, wie sie oben (S. 8f) aus den Glimmerschiefern erwähnt wurden; zum Teil finden sich auch hier schöne hämatitbelegte Harnische. Das Vorkommen (b) zeigt Ausblühungen von Malachit.

Im Dünnschliff erscheint bei allen Amphiboliten als wichtigster Gemengteil (wenn auch meist nicht in dem Maße vorwiegend, wie man nach dem makroskopischen Eindruck erwarten möchte) die Hornblende. Ihre Färbung ist in (a) recht matt, sonst lebhafter: a blaßgelblichgrün, b grün, c blaugrün ($b=c > a$). In (b) zeigt sie im Kern, meist in Gestalt unregelmäßig gestalteter und unscharf abgegrenzter Flecken: a lebhaft gelb, $b=c$ tief braungrün. Die Doppelbrechung hält sich in den üblichen Grenzen (Interferenzfarben bis Blau II. Ordnung); $c:c=16-17^\circ$. — Als randliche Begrenzung der Hornblendensäulen tritt neben (110) in allen Schliffen auch (100), meist breit entwickelt, auf; (010) ist auffallend seltener und meist nur schmal. Feine Hornblendenadeln in (c) zeigen auch zum Teil eine schiefe Endfläche: (001). — Plagioklas, mehr oder minder getrübt (zum Teil durch serizitische Neubildungen), läßt fast nie Zwillinglamellen erkennen. Der Lichtbrechung nach zu urteilen ist er allgemein sehr sauer; in (c) war ein genauerer Vergleich mit Quarz möglich, er ergab: $\alpha' < \omega'$; $\alpha' < \epsilon'$; $\gamma' \geq \omega'$; $\gamma' < \epsilon'$; das läßt auf

Oligoklas schließen. — Biotit, dunkelbraun gefärbt, wurde nur in (c) aufgefunden; er zeigt dort Übergänge in bläulichgrünen Chlorit, wie er auch in den anderen Amphibolitvorkommen, wohl aus Biotit hervorgegangen, zu erkennen ist. — Quarz ist in allen verbreitet, verhältnismäßig reichlich in (d) und besonders in (b), erheblich spärlicher in (a) und (c). — An Nebengemengteilen ist nur Magnetit allgemein, doch nur in (b) in größerer Menge vorhanden; meist bildet er unregelmäßige oder rundliche, auch abgeplattete Körnchen; in (c) finden sich auch kleine Oktoëder. Apatit in zum Teil auffallend großen, schlecht ausgebildeten Körnern ist nur in (c) erkennbar. — Titanit ist recht reichlich in (c) und (d), in kleinen, gut entwickelten Kriställchen; in (d) bildet er auch größere unregelmäßige Körner oder xenomorphe Umwachsungen der Hornblenden. In letztgenannter Weise findet sich in (a) auch Rutil, nicht eben reichlich, an der dunkelgelben Farbe, der sehr hohen Licht- und Doppelbrechung mit Sicherheit zu erkennen. — Kalzit als Infiltration auf Adern und Imprägnation in deren Umgebung wurde in (b) gefunden. Der Granat, welchen man mit freiem Auge in (c) zu erkennen glaubt, ist mikroskopisch nicht nachzuweisen. Dagegen finden sich dort, stets mit dem Chlorit verknüpft, unregelmäßig umgrenzte Flecken einer leuchtend roten, kaum durchsichtigen Substanz mit grauem Metallglanz und anscheinend sehr hoher Doppelbrechung. Jedenfalls handelt es sich um ein Nebenprodukt der Chloritisierung — vielleicht Hämatit. Es ist möglich, daß seine Farbe jene scheinbaren winzigen Granatkörnchen vortäuscht.

In struktureller Beziehung zeigen sämtliche Amphibolitschliffe Übereinstimmung darin, daß stets die Hornblende in einzelnen langen Säulen und Nadeln oder in Büscheln und strahligen Gruppen von solchen einen Untergrund von vorwiegend Plagioklas mit mehr oder minder reichlicher Beimengung von Quarz durchspießt. Neben den großen Hornblenden finden sich stets auch kleinere in ganz gleicher Ausbildung — nur daß sie an den Enden öfters weniger ausgefranst sind als die großen; besonders in (b) sind sie zahlreich. Stets sind die großen Hornblenden mehr oder minder reich an Einschlüssen, insbesondere von länglich-rundlichen Quarzen; in (b) treten diese so massenhaft auf, daß die Hornblendesäulen zum Teil nur mehr als Gerippe zu bezeichnen sind. — Der Quarz-Feldspat-Untergrund zeigt viel geringere Korngröße, und zwar im ganzen der Quarz noch geringere als der Feldspat; die Individuen des ersteren sind vorwiegend rundlich, die des Feldspats buchtig gestaltet. Auch Biotit, beziehungsweise Chlorit erscheinen, wo vorhanden, in diesem Untergrund in regelloser Weise und mit zerlappten Formen eingestreut oder auf Zwickel zwischen den Hornblendesäulen beschränkt. — Schieferung ist auch im Dünnschliff kaum wahrnehmbar. Nur sehr undeutlich erscheint sie hin und wieder dadurch ausgedrückt, daß die Hornblenden eine bestimmte Richtung bevorzugen — im wesentlichen nehmen diese keinerlei räumlichen Rücksichten. In (b) ist im Quarz-Feldspatgewebe eine schwach streifige Anordnung der Komponenten zu erkennen. —

Was aber gänzlich fehlt — noch mehr als bei den Glimmerschiefern — sind Erscheinungen der Kataklyse: selbst undulöse Auslöschung des Quarzes spielt keine Rolle, nur hin und wieder erscheint sie schwach angedeutet. Die tektonische Umformung beschränkt sich auf die Ausbildung von Rissen und Verschiebungsflächen — in das Gefüge der Gesteine hat sie nicht im mindesten eingegriffen.

Leider verfüge ich nicht über chemische Analysen dieser Gesteine; ihr etwas eigenartiger Mineralbestand (saurer Plagioklas bei Abwesenheit von Epidot oder Zoisit; Quarzreichtum!) würde solche wünschenswert machen. So läßt sich auch keine Entscheidung fällen über das Ausgangsmaterial unserer Amphibolite. Bekanntlich liegen in solchen zumeist die Umwandlungsprodukte von Eruptivgesteinen der Gabbro-Diabasreihe vor; doch kann auch die Metamorphose von dolomitischen Mergeln zu ähnlichen Endergebnissen führen. In unserem Falle möchte man fast das letztere annehmen — eben wegen jener Besonderheiten des Mineralbestandes, die für Amphibolite gabbroider Herkunft auffallend wären. Wegen des Ganges der Metamorphose kann auf das oben S. 11 von den Glimmerschiefern Gesagte hingewiesen werden; daß bei den Amphiboliten die Anzeichen der Durchbewegung kaum mehr zu erkennen sind, dürfte an der großen Kristallisationsfähigkeit der Hornblende liegen — sie hat alle älteren Strukturen rücksichtslos überwuchert und zumeist unkenntlich gemacht. Sicher ist auch hier die Metamorphose älter als alle alpinen Gebirgsbewegungen: als Einwirkung von diesen haben wir nur die zahlreichen Sprünge, Gleit- und Rutschflächen zu betrachten, die hier im Dünnschliff kaum, desto stärker im Gelände (besonders beim Schlagen von Handstücken!) zur Geltung kommen.

II. Die sedimentären Schichten.

Trias.

Hauptdolomit ist das einzige im untersuchten Gebiet nachzuweisende Glied der Trias. Er baut für sich allein den ganzen, auf jenes entfallenden Anteil der Allgäuer Decke auf. Lithologisch ist das Gestein dasselbe wie sonst im Allgäu: heller oder dunkler grau, mit gelblichweißer Anwitterungsfläche, meist zuckerkörnig und etwas bituminös; meist regelmäßig und deutlich geschichtet in Bänken bis zu einigen Metern Mächtigkeit, soweit nicht tektonische Eingriffe die Schichtung zerstört haben. Solche bedingen das Auftreten zahlloser Kalzitadern, nach allen

Richtungen das spröde Gestein durchziehend; oder von ebenflächigen Klüften in verschiedenen Richtungen, nach denen es in eckige Stücke zerfällt. Doch ist die räumliche Verbreitung dieser Erscheinungen nicht allzu bedeutend; meist sind sie auf die unmittelbare Nachbarschaft der Schubfläche beschränkt. Eine durchgehende Mylonitzone der Breite, wie sie das österreichische Blatt Lechtal angibt, ist nicht vorhanden. — Fossilien sind sehr selten, gefunden habe ich nur einen unbestimmbaren Gastro-podendurchschnitt.

Ein wenig anders — dicht, dunkelgrau, anscheinend stärker kieselhaltig — ist zum Teil der Dolomit ausgebildet, der unterhalb der Überschiebung in einzelnen Klötzen und Linsen im Kreideflysch steckt (im Graben II).

Jura.

1. Lias ist in größeren Massen nicht entwickelt. Einzig im Hasenecktobel (dort, wo der Bach die beckenartige Weitung unterhalb des Wasserfalls verläßt) steht ein auf Grund seines Gesteinscharakters wahrscheinlich liasisches Gestein an, als Linse von etwa $1\frac{1}{2}$ m maximaler Mächtigkeit; es steckt, von kleineren Dolomittetzen begleitet, mitten im Flysch, unmittelbar oberhalb der auf der Karte (Taf. I) und Prof. B (Taf. II) verzeichneten Konglomeratbank (das Vorkommen selbst ist dort weggelassen, wegen seiner ganz unbedeutenden Ausdehnung). Es handelt sich um einen grauen, fast ausschließlich aus Trümmern von Echinodermen bestehenden Spatkalk; bestimmbare Fossilien wurden nicht gefunden.

2. Malm. a) Bunte Hornsteine. Mit diesem Schichtglied beginnt die zusammenhängende stratigraphische Serie des Schuppenkomplexes auf dem Rotspitz-Westgehänge. Es findet sich in beträchtlichen Massen in den Gräben IV und III sowie nördlich davon auf der steilen Waldterrasse über der Aptychenkalkwand. Außerdem tritt es in einzelnen geringfügigen Fetzen in den Gräben I und II längs der Allgäuer Schubfläche auf.

Die Hornsteine zeigen den im Allgäu gewohnten Charakter: dunkelrot, selten graugrün, dicht und splitterig, gut geschichtet in Lagen von etwa 3 bis 10 cm Mächtigkeit. Nicht regelmäßig vorhanden und jedenfalls stets an Menge zurücktretend enthalten sie dazwischen auch Lagen von dunkelroten, tonig-kieseligen oder mergeligen Schiefern. Der Sprödigkeit ihres Materials entsprechend, sind die Hornsteinbänke gewöhnlich stark in sich zertrümmert, von zahlreichen, meist

geradlinig verlaufenden feinen weißen Quarz- oder Kalzitäderchen durchsetzt; auch schwarzblau glänzende Beläge von MnO_2 finden sich gelegentlich auf Druckklüften. Im großen betrachtet, als ganzer Körper, verhalten sich die Hornsteine jedoch alles eher als spröde gegenüber tektonischen Einflüssen — sie zeichnen sich vielmehr, vermöge ihrer dünnen und vollkommenen Schichtung, durch sehr weitgehende Faltbarkeit aus: fast überall finden wir sie intensiv in sich gestaucht und verknetet.

Makroskopische Fossilien fehlen. Im Dünnschliff erkennt man massenhafte Radiolarienreste. Sie erscheinen als klare, etwas gröber kristalline Stellen in der äußerst feinkörnigen, durch braunrotes Pigment fast undurchsichtigen Gesteinsmasse, die vielfach nur die Ausfüllung der Lücken zwischen jenen bildet. Kreisrunde Querschnitte überwiegen, daneben finden sich auch spitz-dreieckige, stäbchen- und herzförmige. Gelegentlich ist die Gitterung der Gehäuse in Resten erhalten, doch genügt der Erhaltungszustand nicht zu näherer Bestimmung.

b) Aptychenkalk umhüllt ringsum die bunten Hornsteine und bildet nördlich davon den auffallenden „Roten Felskopf“. Auch findet er sich, wie jene, in einzelnen Fetzen längs der Allgäuer Überschiebung. Seine stratigraphische Deutung, die Rothpletz²⁴⁾ noch nicht ganz feststehend schien, dürfte nun durch den stratigraphischen Verband mit den erwähnten Hornsteinen als gesichert gelten.

Aus diesen geht der Aptychenkalk gegen oben hervor, indem sich kalkige Lagen darin einstellen und alsbald das Übergewicht gewinnen; dieser Übergang pflegt sich innerhalb weniger Meter zu vollziehen.

Der Aptychenkalk ist normalerweise dicht, von vorwiegend lichter — roter, grüner, grauer, weißer — Färbung. Diese ist öfters durch größere Massen hindurch einheitlich, gelegentlich aber auch unregelmäßig fleckig verteilt — besonders grün und rot. Im allgemeinen herrschen, wie das ja auch sonst im Allgäu der Fall ist²⁵⁾, die bunten Farben in den tieferen, die weißen und grauen in den höheren Schichten. Doch sind letztere in unserem Falle meist auf wenige Meter Mächtigkeit beschränkt, nur an den Felsspornen unterhalb des „Roten Felskopfes“ haben sie größere Verbreitung. Sehr häufig ist das Gestein etwas kieselig, was eine eigentümliche Rauheit der Anwitterungsflächen bedingt. Auch Wechsel von kieselhaltigen und -freien, dünnen Lagen kommt vor. Gelegentlich — aber verhältnismäßig selten — finden sich auch dünne Hornsteinlagen eingeschaltet, weit über der Grenze gegen den liegenden Hornstein, dem sie lithologisch vollkommen gleichen. Auch etwas mergelig kann das Gestein werden und dann in dünnblättrige, aber nur unvollkommen spaltende Schiefer übergehen.

Die Schichtung ist sehr regelmäßig, in Lagen von einigen Zentimetern Mächtigkeit. Sehr verbreitet sind graue oder dunkelrote, tonige Häute von leicht welligem Verlauf.

Makroskopische Fossilien habe ich nicht gefunden — auch keine Aptychen. Doch lassen Gesteinscharakter und Verband keinen Zweifel über die stratigraphische Stellung. — Ein Dünnschliff des roten Kalkes zeigte nur völlig umgewandelte Reste, die sich durch Pigmentmangel und größeres Korn von der umhüllenden Gesteinsmasse abheben — ganz ebenso wie im Hornstein. Dessen Radiolarien gleichen sie sowohl an Gestalt wie an Größe. Es ist mir daher wahrscheinlich, daß es sich um kalzitisierte Radiolarien handelt und nicht um Foraminiferen.

Tektonische Beanspruchung bedingt Ausbildung von Klüften, auf denen sich Kalzit abscheidet, auch völlige Kalzitisierung einzelner unscharf umgrenzter Gesteinspartien; und häufig Ausscheidung von dunklen Tonhäuten in einer engeren Scharung. Diese zeigen oft spiegelnden Glanz; sie scheinen die Rolle von Gleitflasern in solchen, meist in lauter dünne Linsen und Blätter zerpreßten Gesteinen gespielt zu haben. — Die Faltbarkeit des Aptychenkalkes steht der des Hornsteins nicht viel nach; auch er ist sehr häufig aufs heftigste in sich verschlungen.

Hornstein und Aptychenkalk dürften in unserem wie in anderen ostalpinen Gebieten im großen und ganzen den Malm vertreten. Ob sie seinem ganzen Umfang entsprechen oder nur einem Teil — oder ob sie über seine Grenzen hinaus noch Teile des Doggers oder der Kreide mitumfassen, läßt sich nicht angeben.

Kreide.

1. Fleckenkalk. Wiederum ohne scharfe Grenze, durch Übergänge und Wechsellagerung, entwickelt sich dieses Schichtglied aus dem liegenden Aptychenkalk.

Dieser wird gegen oben schwach mergelig, mit lichtgrauer bis grüngrauer Farbe und heller, grauweißer Anwitterung (dunkle Farben sind seltener); zugleich stellen sich darin erst ganz undeutlich, dann schärfer ausgeprägt dunkelgraue, meist annähernd parallel der Schichtung gestreckte Flecken und Streifen ein; ihre Länge übertrifft gewöhnlich die einen bis einige Millimeter (selten bis über 1 cm) betragende Breite um ein Mehrfaches. Manchmal sind sie auch gegabelt oder ganz unregelmäßig gestaltet. Man mag vermuten, daß die Erscheinung durch Algenreste bedingt ist; doch fehlt noch jeder nähere Anhaltspunkt für ihre Erklärung. — Zwischen diese gefleckten, stets dichten und gleichmäßig glatt brechenden Kalkbänke von meist ungefähr 1 dm Dicke schalten sich dann besonders in den hangenden Partien dünne Lagen von schwarzgrauem, stark schieferigem Mergel ein — oft in ganz regelmäßigem Wechsel durch größere Gesteinspartien hindurch, die dann

auffällig grüngrau und schwarz gebändert erscheinen. Aber auch sonst bleibt die Schichtung immer deutlich und regelmäßig. Auch kieselige Lagen, selbst regelrechte Hornsteinbänke von grauer Farbe finden sich, wie im Aptychenkalk, jedoch erheblich seltener.

An Fossilien fand ich nur einen unbestimmbaren Belemniten (auf der Nordseite von Graben IV, über dem Hornstein). Auch ein Dünnschliff ließ keinerlei organische Reste erkennen.

Für die Altersbestimmung ist man demnach auf die Lagerung und die petrographische Beschaffenheit angewiesen. Erstere schließt den Gedanken an Lias,²⁶⁾ in dem gelegentlich ähnliche Gesteinstypen auftreten, vollkommen aus: unser Fleckenkalk kann nur jünger als der Aptychenkalk sein, oberster Jura oder untere Kreide. Aus diesen Horizonten sind nun entsprechende Gesteine in den Ostalpen noch verhältnismäßig wenig bekannt geworden. In den Allgäuer Alpen erwähnt sie Haniel²⁷⁾ vom Lechtaler Abhang; nach Mylius²⁸⁾ enthält die obere Abteilung des Aptychenkalks häufig fleckenartige Gebilde, ähnlich den Flecken der Allgäuschiefer. Beide Autoren trennen diese Gesteine nicht vom Aptychenkalk ab und rechnen sie noch zum Malm. Weiter im Osten finden sich ähnliche Bildungen im Malm des Wendelsteingebietes (nach frdl. mündlicher Mitteilung von Dr. Obwald). Boden²⁹⁾ betrachtet sie dagegen in der kalkalpinen Randzone am Tegernsee als Neokom, sie gehen dort ebenso wie im Retterschwangtal gegen oben aus typischem Aptychenkalk hervor. Ebenso finden sie sich im Neokom der „leontinischen“ Zone des Rhätikons: Trümpy³⁰⁾ erwähnt sie aus dem Falknisgebiet, in Verknüpfung mit Ton- und Sandschiefern, Sandkalken und feinen Breccien. Zu großer Bedeutung aber gelangen ganz identische Fleckenkalke in dem Neokom der Nordschweizer Klippen; die Beschreibung, die zum Beispiel P. Christ³¹⁾ vom Neokom des Stanserhorns gibt, stimmt Wort für Wort auf unseren Fleckenkalk.

Ich möchte daher auch für diesen bereits unterkretazisches Alter als wahrscheinlich annehmen — ohne die Möglichkeit eines noch tithonischen abzustreiten. Vielleicht bringen künftige Fossilfunde eine Entscheidung. Für die tektonische Auffassung ist die Frage übrigens belanglos.

2. Kreideflysch. Wie die untere, so ist auch die obere Grenze des eben besprochenen Fleckenkalks nicht scharf. Die Mergelkalkbänke verschiefern, zugleich nehmen die zwischen-

geschalteten Schiefer an Mächtigkeit zu und schließlich überhand. Auf eine Distanz von wenigen Metern vom typischen Fleckenkalk ist bereits alles verschiefert. Am besten sieht man diesen Übergang im Graben II (über dem Wasserfall) und auf dem Abhang südlich von Graben I.

Was auf diese Weise aus dem Fleckenkalk hervorgeht, ist ein mächtiger Komplex von flyschartigen Gesteinen. Reiser³²⁾ hat sie demgemäß auch teils direkt als Flysch bezeichnet, teils möchte er sie mit solchem (Flysch als stratigraphische Bezeichnung gemeint) parallelisieren. Rothpletz³³⁾ dem der obige Übergang bereits aufgefallen zu sein scheint, möchte sie zur Kreide stellen; auf der Fig. 23 (a. a. O., S. 44) nennt er sie „Kreide(?)mergel“. Ampferer³⁴⁾ bezeichnet sie mit der Farbe der Oberen Kreide. Hier soll die Bezeichnung Kreideflysch gebraucht werden, um damit einmal den Gesteinscharakter, anderseits die Altersstellung zu kennzeichnen.

Der Kreideflysch erfüllt in der Hauptsache den Raum zwischen der Aptychenkalkwand und der Allgäuer Überschiebung: die Gräben I und II schneiden ihn dort über den größten Teil ihrer Erstreckung an. Weiter südlich findet er sich noch zweimal isoliert aufgeschlossen am oberen Rand der Aptychenkalkwand, sowie im Hangenden der großen Glimmerschiefer-scholle, wo ihn schon Reiser³⁵⁾ beobachtet hat; endlich auch in den Gräben V, VIII und am Hasenëckbach. Dort ist seine Abgrenzung gegenüber dem „basalen“ Flysch nicht ohne einige Willkür durchzuführen. Aber auch im Gehänge unterhalb der Aptychenkalkwand tritt in Graben II und III typischer Kreideflysch auf.

Wo das Gestein seine ursprüngliche Beschaffenheit einigermaßen bewahrt hat, zeigt es sich als dichter Mergel von in der Hauptsache dunkelgrauer Farbe und dünner Schichtung, die jedoch gegenüber den stets zahlreich vorhandenen Druck- und Absonderungsklüften in anderer Richtung wenig zur Geltung kommt. Aber nur recht selten (zum Beispiel am unteren Ende der Aufschlüsse in Graben I) ist noch dieser „normale“ Zustand anzutreffen. Gewöhnlich haben die tektonischen Bewegungen das ganze Gestein umgeprägt, zu einem schwarzgrauen, blätterig-flaserigen Schiefer, durchsetzt von unzähligen enggescharten, mehr oder minder parallelen Gleit- und Rutschflächen; sie bedingen eine solche Brüchigkeit, daß es meist nur mit äußerster Vorsicht gelingt, ein Handstück zu formen. Auch stengelige oder griffelige Verdrückung ist sehr verbreitet. Nicht selten finden sich

Streifen von dunkelgrüner Farbe mit den schwarzen Schiefeln flaserig verwoben; sie scheinen Zonen besonders intensiver Zermalmung zu entsprechen. Auch Einlagerungen dunkelroter Schiefer finden sich gelegentlich, so im Graben II schon wenig über der Fleckenkalkgrenze. Es dürfte sich da um eine normale Einlagerung handeln, im Gegensatz zu den anscheinend viel häufigeren Einknetungen jüngerer roter Schichten (vgl. unten S. 26 f.), von denen solche Einlagerungen, wenn (wie gewöhnlich) stark verquetscht, kaum zu unterscheiden sind. Weitere regelmäßige Einlagerungen sind dunkelgraue, feinkristalline Kieselkalke, mit brauner Anwitterung und gleichfalls dunkelgraue, dichte, zum Teil rostig anwitternde Mergelkalke. Beide treten hin und wieder, meist nur in wenige Zentimeter starken Bänken auf. Diese sind sehr häufig zerbrochen, die Bruchstücke sodann (besonders in der Nachbarschaft der Allgäuer Schubfläche) zu wahren „tektonischen Geröllen“ gerundet und geglättet.

Als einzigen Fossilrest des Kreideflysches fand ich, in dem verhältnismäßig intakten Mergel am Ausgang von Graben I, ein Stück eines Ammonitenabdruckes. Er zeigt feine, leicht bogenförmig geschwungene Rippen, zum Teil gegabelt nahe dem Innenrande des Umganges. Weiteres Suchen an der genannten Stelle blieb leider erfolglos.

Jedenfalls beweist, trotz spezifischer Unbestimmbarkeit, dieser Fund, daß es sich nicht um tertiären Flysch, sondern nur um ein mesozoisches Schichtglied handeln kann. Näher wird dessen Alter, als unter- bis mittelkretazisch, gekennzeichnet durch die Lagerung: das erwähnte Hervorgehen aus dem Fleckenkalk des Liegenden, die später zu besprechende Überlagerung durch Schichten der Oberkreide.

Entsprechende Schichten sind auch sonst im Allgäu in der unteren Kreide vertreten. So beschreibt Haniel³⁶⁾ von Holzgau gleichfalls Kreideflysch, der wie in unserem Falle aus fleckig werdendem Aptychenkalk im Liegenden ohne scharfe Grenze hervorgeht und von senonen Foraminiferenmergeln überlagert wird. Auch die von Ampferer³⁷⁾ entdeckten schwarzen verschieberten Kreidemergel, zum Beispiel am Schrecksee bei Hinterstein, lassen sich zum Teil unserem Kreideflysch vergleichen; doch fehlen ihm die dort auftretenden sandig-glimmerigen und gerölleführenden Mergel.

Einlagerungen im Kreideflysch, von denen zum Teil nicht feststeht, ob sie stratigraphischer oder tektonischer Natur sind, finden sich mehrfach. Wegen dieser Unsicherheit ihrer Deutung seien sie hier im Anschluß an den Kreideflysch besprochen.

a) Dunkelroter Kalk, gleichmäßig dicht mit unregelmäßig verstreuten, größeren und kleineren Spatsplittchen (zum Teil unzweifelhafte Echinodermenreste!) sowie mit wulstig verlaufenden, schwarzroten, tonigen Ablosungshäuten, die sich häufen und Flaserung hervorrufen können. Das Gestein erinnert an manche Lias- und Malmkalke. Es bildet einen Zug von bis über 0.5 m mächtigen Linsen im Graben II, etwas unter der später (S. 29, 48) zu erwähnenden großen Breccienmasse sowie eine bis 1 m mächtige Bank im südlichen Ast von Graben I, nahe seinem oberen Ende (vgl. S. 47). Hier sind damit verknüpft Breccien von hellgrauen Kalkstückchen in dem roten flaserigen Kalk als Bindemittel, in gleichfalls etwa 1 m mächtigen Linsen.

Es ist durchaus möglich, daß hier tatsächlich eine tektonische Einschaltung von Malm auf einer Schuppungsfläche im Kreideflysch vorliegt.

b) Lichtgrauer Mergelkalk, teils gleichmäßig dicht, teils (sekundär) stark geschiefert; erinnert an manche ostalpine Neokongesteine (gemäß frdl. Hinweis von Prof. K. Böden). Bildet unmittelbar über dem vorerwähnten roten Kalk im Graben II eine Bank von etwa 1 m, stark mit dem hangenden Kreideflysch verknüpft. Dort wurde ein unbestimmbarer Belemnit darin gefunden. Ähnliche Gesteine treten auch als Scherben im obersten Teil der Kreideflyschmasse im Graben II, unmittelbar unter der Allgäuer Überschiebung, auf.

c) Breccien. Etwa 3 bis 4 m über dem vorgenannten Kalk liegt im Graben II, im Kreideflysch eingebettet, eine Breccie aus hell- oder dunkelgrauen Kalk- und gelb verwitterten Dolomitstückchen, von meist nur einigen Millimetern Durchmesser, selten größer. Das Bindemittel, ein dunkler dichter Kalk, tritt dagegen an Menge stark zurück. Diese Breccie bildet eine in einzelne Linsen aufgelöste Lage von 30 bis 40 cm Dicke. Ein ganz entsprechendes Gestein findet sich im südlichen Ast von Graben I, 2 bis 3 m über dem oben erwähnten roten Kalk, gleichfalls mit 20 bis 30 cm Mächtigkeit, dem Kreideflysch eingeschaltet. Hier sind jedoch die Komponenten gröber (meist 1 bis 2 cm); die grauen Kalke enthalten mitunter zahlreiche Schalentrümmer und erinnern stark an gewisse Rhätkalke. Schwarz glänzende tonige Rutschhäute fallen dazwischen auf. — Diese Breccien gleichen aufs Haar manchen Liasbreccien, zum Beispiel des südlichen Graubündens. Das schließt jedoch ihre stratigraphische Zugehörigkeit zur unteren Kreide nicht aus, die ja auch vielfach, zum Beispiel im Rhätikon (Tristelbreccie!), ähnliche Breccien enthält.

Eine weitere Breccie fand ich nur im Schutt, in dem Kreideflysch etwa 100 m südlich vom Graben II, den ein kleiner Wasserriß nördlich der „Weißen Spitze“ anschneidet, und zwar unmittelbar über dem liegenden Fleckenkalk. Diese Breccie, gut und dünn geschichtet, zeigt in der Hauptsache sehr feine, 1 mm Durchmesser nicht übersteigende Komponenten. Es sind vorwiegend kristalline Trümmer, die Quarz und hellen Glimmer erkennen lassen; daneben gelber Dolomit. Einzelne unregelmäßig eingestreute Brocken von diesem, von milchweißem Quarz, und grünlichem oder dunklem Glimmerschiefer ragen

durch bedeutendere Größe (bis etwa 1 cm) vor den anderen hervor; sie sind eckig oder kantengerundet. Das Bindemittel, ein dunkler Kalk oder Mergel, tritt an Menge ganz zurück. — Diese Breccie dürfte wohl sicher als stratigraphische Einlagerung aufzufassen sein, da hier, an der Basis des Kreideflysches, in einem normalen Profil, die Möglichkeit einer tektonischen Einschaltung ausgeschlossen erscheint.

Endlich fand ich auch im Graben V, bei etwa 1300 m Höhe, dem Kreideflysch eine Breccie etwa $\frac{1}{2}$ m mächtig eingelagert. Sie besteht größtenteils aus grauen und weißen Quarzkörnern, daneben gelbem Dolomit, ganz untergeordnet dunkelrotem oder grünem (?) Hornstein, sowie grünlichem Glimmerschiefer — alle in eckigen Stückchen von meist nicht mehr als 1—2 mm Durchmesser. Das graue dichte Bindemittel scheint kieselig Natur zu sein. Das ganze Gestein zeichnet sich durch große Zähigkeit aus.

d) Dunkelgraue Sandsteine und sandige Schiefer finden sich längs der Hauptdolomitgrenze im Mittelast von Graben I, wo sie zuerst unterhalb des Dolomitecks bei zirka 1450 m und von da aufwärts ziemlich konstant auftreten, in Schollen von einigen Metern Mächtigkeit mit normalem Kreideflysch und jüngeren Schichten verknüpft. Auch in den oberen Verzweigungen von Graben II finden sich gleiche Gesteine als Bestandteil der großen Scherbenzone unmittelbar unter der Allgäuer Überschiebung.

Es handelt sich um sehr feinkörnige, zum Teil makroskopisch vollkommen dichte Gesteine, reich an Quarz und feinen, glänzenden Muskowitschüppchen, kalkarm oder -frei, von dunkelgrauer Farbe und vollkommener Schichtung in Platten von einem bis einigen Zentimetern; die Schichtflächen sind mit dichten, schwarzgrauen, schwach glänzenden, tonigen Überzügen bedeckt und lassen mitunter Abdrücke von Fukoiden erkennen.

Auf dem Querbruch der einzelnen Schichten ist öfters eine feine Bänderung zu bemerken: ganz feinsandige Lagen, mit bräunlicher Anwitterung, wechseln mit grauen, mehr tonigen, ohne scharfe gegenseitige Abgrenzung; die Dicke von beiden mißt höchstens nach Millimetern.

Das Gestein läßt sich, nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Prof. K. Boden, vergleichen mit den sandigen Einlagerungen, die er aus dem Neokom der kalkalpinen Rändzone des Tegernseegebietes beschrieben hat.³⁸⁾ Und sehr auffallend erinnert es an die obere Abteilung des von mir³⁹⁾ aus dem Oberengadin unter dem Namen Saluverschiefer beschriebenen Komplexes: auch das sind schwarze, tonige Schiefer, mit dünnen, bräunlichen, sandigen Lagen regelmäßig wechselnd — wogegen der untere Teil des Saluverschiefers, dem die Sandlagen fehlen, sich unserem normalen Kreideflysch vergleichen läßt. Diese Saluverschiefer aber gehen nach oben aus jurassischen Radiolarienhornsteinen hervor, dürften also wohl einen Teil der unteren Kreide vertreten.

Ich möchte demnach als das Wahrscheinlichste annehmen, daß die besprochenen sandigen Schiefer normal den hangenden Partien

des Kreideflyschs angehören. Ihr Auftreten zusammen mit Fetzen jüngerer Kreideglieder (siehe unten!) stünde damit gut im Einklang.

e) Mergelige und kieselige Kalke, zum Teil dem Aptychen- oder Fleckenkalk ähnlich, dicht, dunkelgrau bis bräunlichgrau mit hellgelblicher Anwitterung finden sich in den oberen Verzweigungen von Graben II, unter der Allgäuer Überschiebung, dem Kreideflysch vielfach eingeschaltet. Sie bilden dicke Linsen oder ziemlich weithin am Gehänge entlangziehende Felsbänder, bis zu mehreren Metern mächtig. Auch tiefer im Graben II, unter der großen Breccienmasse, finden sich vereinzelt schon ähnliche Linsen. Ob sie stratigraphischen Einlagerungen im Kreideflysch entstammen, die tektonisch zerstückelt wurden, oder ob sie ihm überhaupt auf tektonischem Wege einverleibt worden sind und in Wahrheit Fleckenkalk darstellen — diese Frage ist bisher nicht zu entscheiden. Deshalb und im Interesse der Übersichtlichkeit von Karte und Profilen wurden auf diesen die fraglichen Vorkommnisse nicht eingetragen.

3. Die Couches rouges. Rothpletz⁴⁰⁾ erwähnt bereits, daß sich in der großen Kreideflyschmasse über der Aptychenkalkwand ab und zu auch rötliche Mergel einstellen. Ohne Zweifel hat er dabei das Gestein im Auge, das ich auf Grund seiner vollständigen lithologischen Übereinstimmung mit den Couches rouges der Schweizer Klippen und des Rhätikon mit dem gleichen Namen belege.⁴¹⁾ Es sind kalkige, gleichmäßig feinschieferige Mergel von heller oder dunkler roter Farbe und lichtroter bis gelegentlich leuchtend gelbroter Anwitterung; in unserem Gebiet minder häufig sind grünlichgraue bis weißgraue Farben, die ohne bestimmte Grenzen mit den roten wechseln.

Die Grenzen gegen den Kreideflysch sind stets durch innigste Verflechtung und gegenseitige Durchdringung beider Gesteine ausgezeichnet. In der Hauptsache scheint dieses Verhalten durch tektonische Verknetung bedingt, doch ist auch primäre Wechsellagerung kaum ganz ausgeschlossen. Bei roter Färbung heben sich die Couches rouges stets gut von dem Kreideflysch ab; wo sie grau werden, ist dagegen die Abgrenzung oft sehr unscharf.

Gelegentlich (in der Nachbarschaft der später zu erwähnenden Breccie) kann das Gestein feinsandig werden; ja es nimmt im Hangenden der großen Glimmerschiefermasse am oberen Ende von Graben IV und V sogar einzelne Gerölle von ebendiesem Glimmerschiefer auf. Diese erreichen bis Faustgröße; vorwiegend kantengerundet, erscheinen sie im Innern

vollkommen frisch (auch bei mikroskopischer Untersuchung), äußerlich dagegen mit einem dichten, dunkelgelben, glänzenden Überzug belegt, wie er sich an den Einschlüssen der Breccie nicht findet. Sie sind anscheinend ganz regellos in den Mergelschiefern verstreut. Spuren tektonischer Einwirkung: Rutschflächen oder mikroskopische Gefügedeformationen, konnten nicht beobachtet werden.

Es läßt sich nicht mit Sicherheit entscheiden, ob es sich hier um sedimentär eingestreute oder tektonisch eingeknetete Brocken handelt. Im letzteren Falle könnten sie sowohl dem anstehenden Glimmerschiefer wie kleinen Breccienvorkommen entstammen, die beide in unmittelbarer Nähe der fraglichen Stelle entstehen. Dafür spräche das Auftreten dieser Brocken gerade an dieser einzigen, tektonisch aufs intensivste mitgenommenen Stelle innerhalb der Couches rouges, die dort selbst teilweise in eine endogene Breccie verwandelt sind. Andererseits macht die tektonische Unversehrtheit dieser Gerölle sowie jene gelbe (?) Verwitterungsrinde doch eine sedimentäre Einbettung wahrscheinlicher als eine tektonische.

Es soll weiter unten noch näher die Rede sein von den Übergängen zwischen Couches rouges und kristalliner Breccie (vgl. S. 29 f.); und es ist wohl denkbar, daß jene Brocken im Zusammenhang mit der Breccienbildung in das benachbarte feinschlammige Sediment der Couches rouges hineingeraten seien. Ihre auf den ersten Blick zum Teil auffällige Größe darf uns dabei nicht stören — bei anderen, sicher sedimentären Breccienbildungen der Alpen finden wir gleichfalls Trümmer von bedeutender Größe in Sedimente von pelagischem Charakter eingebettet — ich erinnere an die Breccien des Murtiröl bei Scans (Engadin⁴²), welche auch durch Übergänge mit Couches rouges-ähnlichen Mergelschiefern verknüpft sind.

Reste von makroskopischen Fossilien wurden in unseren Couches rouges bisher nicht gefunden — auch nicht Inoceramenbruchstücke, wie sie in den meisten Schweizer Vorkommen verbreitet sind. Dagegen erkennt man dort, wo das Gestein nicht allzusehr tektonisch mißhandelt ist, auf den Schieferungsflächen massenhafte schwarze Pünktchen oder Körnchen. Sie entpuppen sich im Dünnschliff als Foraminiferen. Man erkennt meist deutlich die Kammerwände, deren Inneres von klarem kristallinischem Calcit erfüllt ist. Feinere Strukturen sind dagegen fast nie mehr wahrnehmbar. Bestimmt werden⁴³) konnten die Formen:

Orbulinaria (Lagena) sphaerica Kaufmann (mäßig häufig).

Oligostegina laevigata Kaufmann (mäßig häufig; nach Quereau, Lorenz u. a. keine selbständige Form!).

Globigerina aequilateralis Brady (häufig).

Globigerina sp. (häufig).

Discorbina canaliculata Reuß (= *Pulvinulina tricarinata Quereau*; vereinzelt).

Unter den außerdem wahrzunehmenden unbestimmbaren Resten fallen durch öfteres Vorkommen noch schmale, nach einer Seite spitz zulaufende Querschnitte auf, mit Andeutung einer einzeiligen Kammerung; möglicherweise handelt es sich um Längsschnitte durch Textularien (vgl. zum Beispiel Egger, a. a. O. Tab. II, Fig. 20).

Die obenstehende Liste dürfte leicht noch zu vervollständigen sein an Hand von zahlreicheren Schliffen, als sie mir zur Verfügung stehen. Für den hier angestrebten Zweck genügt sie: um nachzuweisen, daß unsere Couches rouges, auch was ihre Foraminiferenfauna betrifft, durchaus den Charakter der gleichnamigen Schichten des Rhätikon und der Schweizer Klippen teilen, wie er von Lorenz und Quereau (der freilich die Couches rouges als oberjurassischen Aptychenkalk aufgefaßt hat) beschrieben worden ist; bezeichnend ist vor allem das Vorherrschen der Globigerinen. Auch mit den senonen Leistmergeln Arnold Heims ist die Übereinstimmung eine gute.

Die Altersangaben für die schweizerischen Couches rouges schwanken zwischen Cenoman und Senon.⁴⁴⁾ Auf jeden Fall besteht kein Zweifel, daß sie in die Obere Kreide einzureihen sind — vielleicht vertreten sie mehrere von deren Stufen. Wir dürfen somit auch unsere Schichten bestimmt als oberkretazisch ansehen. Damit ist ein wertvoller Anhaltspunkt für die stratigraphische Deutung der Schichtfolge der Retterschwangdecke gegeben.

4. Die Glimmerschieferbreccie. Bereits Gümbe^l⁴⁵⁾ erwähnt das Vorkommen eines „aus Schiefertrümmern zusammengesetzten Verrukano-artigen Konglomerats“ vom Rotspitz-Westgehänge. Rothpletz⁴⁶⁾ spricht von einer „eigentümlichen Breccie“, an der Überschiebung in unserem Graben I: „Mehr oder weniger deutlich gerundete Bruchstücke von feinem grünem Glimmerschiefer und weißem Kalkstein liegen in einem flyschartigen Bindemittel und gewähren durchaus den Anblick einer Reibungsbreccie.“

Ebenso spricht Lugeon⁴⁷⁾ von einer „superbe brèche de dislocation, de 20 à 30 mètres de puissance, composée de ces schistes micacées“; wie aus dem Zusammenhang hervorgeht, meint er das noch öfters zu erwähnende Vorkommen im Graben II.

Es ist keine Frage, daß alle diese Forscher das Gebilde gemeint haben, von dem im Folgenden die Rede sein soll: eine Breccie, bestehend aus weit überwiegendem kristallinen Material, und zwar fast ausschließlich Glimmerschiefer. Wegen dieser Zusammensetzung sei ihr der obige Name beigelegt.

Die Glimmerschieferbreccie tritt auf in einer Reihe von großen und kleinen Linsen in den oberen Teilen der Kreideflyschmasse bis unmittelbar an die Allgäuer Überschiebung. Die bedeutenderen davon zeigt die Karte und die Profiltafel. Am wichtigsten ist die große, bis gegen 40 m mächtige Breccienmasse in den oberen Verzweigungen von Graben II.

Charakteristisch für die Breccie ist das stete Zusammenvorkommen mit Couches rouges. Oft ist sie mit solchen verquetscht und verknetet — in einem Maßstab, welcher die Wiedergabe auf Karte und Profilen verbietet. So die kleinen Breccienlinsen an der Überschiebung in Graben IV und V, während umgekehrt auch das dortige große Couches rouges-Band (vgl. oben S. 26) von kleinen Breccienmassen begleitet wird. Der großen Breccienmasse in Graben II ist eine auch auf Karte und Profil (F) wiedergegebene Couches rouges-Lage eingeschaltet; an den kleinen Linsen nördlich von dort ist öfters die gleiche Verknüpfung zu beobachten, und auch wo dies nicht der Fall ist, liegen die Couches rouges doch stets in unmittelbarer Nähe. Es scheint somit wohl nicht zuviel behauptet, daß die Verknüpfung der Breccie mit Couches rouges eine gesetzmäßige ist. (Umgekehrt gilt der Satz indessen nicht — der große Couches rouges-Zug im Graben I zum Beispiel ist breccienfrei.)

Unter den Komponenten der Breccie überwiegen, wie schon betont, weitaus die Bruchstücke von Glimmerschiefer — wohl zu 90% ist sie aus solchen aufgebaut. Makroskopisch wie mikroskopisch zeigt sich das Gestein der Hauptsache nach identisch mit dem oben beschriebenen, in der Nachbarschaft anstehenden Glimmerschiefer.

Doch finden sich unter den Breccienkomponenten vielfach auch quarzreichere, schlechter geschieferte Gesteine, als sie anstehend in den kristallinen Schollen bekannt sind, mit zum Teil mehr hornfelsartiger Struktur; im übrigen sind diese mit den Glimmerschiefern des normalen Typus aufs engste verknüpft durch Art und Charakter ihrer mineralischen Bestandteile, und es dürfte keine Frage sein, daß sie demselben Bildungsbereich wie jene entstammen und wohl nur eine Fazies derselben darstellen. Bemerkenswerte Frische des Materials ist die Regel; sie wird erwiesen nicht bloß durch den Eindruck, den die Stücke makroskopisch wie im Dünnschliff machen, sondern ebenso durch die oben (S. 10) wiedergegebenen Analysen. Wie dort bemerkt, bezieht sich Analyse III bestimmt auf einen Glimmerschiefer aus unserer Breccie; allein sie zeigt keine Anzeichen von Verwitterung — nicht einmal eine nennenswerte Zunahme von Fe_2O_3 auf Kosten von FeO .

Wohl ist die Menge der Alkalien und Erdalkalien geringer als in I und II; allein das ist nicht auf Einbuße durch Verwitterung zurückzuführen — denn auch Al_2O_3 ist in gleichem Verhältnis verringert, und dieses müßte bei Verwitterung im Gegenteil Anreicherung erfahren. Es ist eben einfach ein verhältnismäßig quarzreicheres Gestein für die Analyse verwendet worden, wie sie ja, nach dem gerade Gesagten, in der Breccie recht häufig auftreten.

Als Seltenheit fand ich (in einer der Breccienlinsen im Graben I, oberhalb des Dolomitecks bei 1450 m) auch Bruchstücke von Amphibolit. Sie sind von matt bräunlichgrüner Farbe und stenglig-strahliger Textur, äußerst stark verwittert und zermürbt; aus diesem Grunde war die Herstellung eines Dünnschliffs unmöglich. Sie scheinen übereinzustimmen mit dem Amphibolit, der im Graben IV das Hangende der Glimmerschiefer bildet. Weiter finden sich als große Seltenheit auch hin und wieder Stückchen von milchweißem Quarz — stets nur von geringer Größe (zirka 1 cm Durchmesser). — Erheblich häufiger sind mancherorts sedimentäre Bestandteile: in einzelnen Vorkommnissen der Breccie mögen sie bis an 20 bis 25% der Gesamtmasse ausmachen — meistens freilich treten sie sehr zurück und fehlen oft genug ganz. Es handelt sich fast ausnahmslos um normalen hellen, dichten Triasdolomit, zum Teil mit gelblicher Anwitterung. Je in einem einzigen Exemplar fand ich außerdem einen dichten, ziemlich dunkel grauen Kalk, mit unscharf begrenzten, noch dunkleren Flecken und hellgrauer Anwitterung — erinnernd an manche liasischen Gesteine oder auch an unseren Neokom-Fleckenkalk — sowie einen braun-grauen feinspätigen Kalk von gleichfalls liasischem Charakter, wie er indessen auf dem Rotspitz-Westgehänge nirgends identisch (ähnlich am Haseneckbach; vgl. oben S. 8) ansteht.

Ihrer Form nach sind die Breccienelemente überwiegend eckig bis kantengerundet; ausgesprochene, gut gerundete Gerölle scheinen zu fehlen. Ihre Größe ist meist nicht bedeutend: einige Zentimeter Kantenlänge bilden die Regel. Doch finden sich (in der großen Breccienmasse in Graben II besonders) auch weit über kopfgroße Glimmerschieferbrocken.

Das Bindemittel der Breccie ist tonig bis feinsandig und stets stark eisenschüssig, von dunkelroter Farbe. An Menge tritt es vollkommen, oft fast bis zum Verschwinden zurück hinter den größeren Elementen; meist beschränkt es sich auf dünne Häute dazwischen, so daß sich jene vollständig berühren. Bei wenig aufmerksamer Betrachtung kann man in solchem Falle glauben, anstehenden zerrütteten Glimmerschiefer vor sich zu haben. Reichert sich das Bindemittel stärker an, so geht es über in feinsandige rote Mergel vom Charakter der Couches rouges.

Schichtung scheint der Breccie durchaus zu fehlen. Ebenso wenig ist eine Regelmäßigkeit in der Anordnung ihrer Komponenten erkennbar.

Ziemlich verbreitet sind Anzeichen tektonischer Einwirkung. So sind stellenweise die Dolomitfragmente linsenförmig um-

geformt und scheinen gelegentlich unter Zertrümmerung eingepreßt in die Zwischenräume zwischen ihren kristallinen Nachbarn. Nahe der Überschiebung in dem Graben I fand ich ein Glimmerschieferbruchstück aus der Breccie durch eine Reihe von Scherflächen in der Schieferungsebene in schmale, treppenförmig gegeneinander verschobene Lamellen zerlegt. Gelegentlich zeigen sich auch die einzelnen Breccieelemente gegeneinander verschoben, wobei ihre Grenzflächen zu glänzenden Rutschflächen umgestaltet worden sind.

Es erhebt sich nunmehr die Frage nach der Entstehung der Breccie: ist sie sedimentärer oder ist sie, wie Rothpletz und Lugeon wollten, tektonischer Natur?

Für eine Beantwortung dieser Frage im letzteren Sinne können natürlich die oben genannten Spuren tektonischer Deformation nicht den Ausschlag geben. Denn diese sind lokal beschränkt, anscheinend — von den Rutschflächen abgesehen — nur auf die Linsen unmittelbar unter der Allgäuer Überschiebung; und es ist klar, daß die Deformationen erst die schon fertige Breccie betroffen zu haben brauchen.

Dagegen scheint auf den ersten Blick für eine tektonische Entstehung zu sprechen:

a) Das Vorkommen der Breccie ausschließlich in einer Zone stärkster tektonischer Beanspruchung, Zerreißung und gegenseitiger Durchmischung der einzelnen Schichtglieder.

b) Die oben (S. 5) erwähnte starke tektonische Zertrümmerung der hangenden Partien des Glimmerschiefers in Graben IV: das von zahllosen Hämatittrutschflächen durchsetzte Gestein zeigt gelegentlich eine oberflächliche Ähnlichkeit mit unserer Glimmerschieferbreccie mit ihrem dunkelroten Bindemittel.

c) Das Vorkommen von Glimmerschieferbrocken als „tektonische Gerölle“ in Kreideflysch und (fraglich; siehe S. 26) in Couches rouges.

d) Das tatsächliche Vorkommen von Gesteinslinsen, die den Eindruck machen, als seien sie aus einer Verquetschung von Dolomit und Glimmerschiefer hervorgegangen (vgl. S. 51).

Zu diesen Punkten ist das Folgende zu bemerken:

a) Das Auftreten der Breccie nur in der Zone stärkster tektonischer Beanspruchung im Liegenden der Allgäuer Schubmasse ist auch bei sedimentärer Entstehung leicht zu erklären: wenn sie ursprünglich eine Lage im Hangenden des Kreideflyschs gebildet hat, als eines der jüngsten vorhandenen Glieder

der Schichtfolge, so konnte sie bei deren Laminierung durch die darüberfahrende Allgäuer Decke kaum wo anders hinkommen als in deren unmittelbares Liegendes, das eben die Wucht der Überschiebung in erster Linie auszuhalten hatte.

b) Die Ähnlichkeit der Breccie mit jenem tektonisch zerrütteten Glimmerschiefer ist eben nur eine oberflächliche: dort bevorzugen die Rutschflächen bestimmte Richtungen, die Schieferung dazwischen erscheint nicht oder nur wenig abgelenkt; in der Breccie dagegen stoßen die einzelnen Fragmente mit regellosen Grenzen und gleich regelloser Orientierung ihrer Schieferung aneinander. Auch haben ihre roten Bindemittelhäute nur ausnahmsweise, wie oben erwähnt, den Charakter von Rutschflächen. Und gerade an jener Stelle starker tektonischer Zertrümmerung des anstehenden Glimmerschiefers sollte man erwarten, die Breccie damit verknüpft zu sehen — das ist aber keineswegs der Fall.

c) Die tektonische Natur jener Glimmerschiefergerölle in Couches rouges ist zweifelhaft und die Beschaffenheit ihrer Oberfläche zudem von jener der Breccienelemente verschieden. Die verschiedentlich an Stellen stärkster Verknüpfung in Kreideflesch eingebetteten, eckigen Glimmerschieferbrocken aber sind selbst erst durch Auflösung von Breccienlinsen in ihre Elemente an ihren heutigen Platz gelangt (vgl. später S. 45).

d) Die in einzelnen Linsen auftretenden, vermutlichen Quetschprodukte aus Dolomit und Glimmerschiefer unterscheiden sich durchaus von unserer Breccie: es fehlt ihnen das charakteristische rote Bindemittel, ebenso die wohlumgrenzte eckige Gestalt der einzelnen Trümmer, die vielmehr unregelmäßig ineinander verflochten erscheinen. Es ist aber auch nicht ausgeschlossen, daß jene Quetschprodukte selbst erst aus der Breccie durch tektonische Mißhandlung entstanden sind.

Demgegenüber spricht eine ganze Reihe von gewichtigen Gründen entschieden gegen eine tektonische, für eine sedimentäre Natur unserer Breccie. Es sind:

a) Das Auftreten von Gesteinstrümmern in der Breccie, die auf tektonischem Wege wohl nicht dorthin gelangt sein können. Schon die nicht seltenen Dolomitfragmente lassen häufig absolut keine Beziehung zu anstehendem Dolomit erkennen. Ebenso wenig die Amphibolittrümmer in jener Linse im Graben I — weit weg von jedem anstehenden Amphibolit. Und in noch

höherem Maße gilt das von jenen, wenn auch nur ganz sporadisch vorkommenden Gesteinen, die anstehend in der Nähe überhaupt nicht bekannt sind: dem Liasspatkalk oder den weißen Milchquarzen — Quarzgänge fehlen den anstehenden Glimmerschiefern.

b) Aber auch die fast ausschließlich aus Glimmerschiefer zusammengesetzten Breccienmassen zeigen vielfach nicht die leiseste Beziehung zu anstehendem Glimmerschiefer; so die sämtlichen Linsen im Graben I. Und die größte aller Breccienmassen, jene öfters genannte im Graben II, wird zwar lokal von anstehendem Glimmerschiefer überlagert, in einer Mächtigkeit jedoch, die gering ist im Vergleich zu jener der Breccie: es ist nicht einzusehen, wieso 40 m Glimmerschiefer zu Breccie zertrümmert worden sein und 2 bis 3 m der Zertrümmerung widerstanden haben sollen — noch dazu gerade die hangendste Partie die doch in erster Linie der Mißhandlung durch die darüber hinweggegangene Allgäuer Decke ausgesetzt war.

c) Schon die Mächtigkeit jener größten Breccienanhäufung an sich macht eine Entstehung auf tektonischem Wege unwahrscheinlich.

d) Das rote, feinsandig-eisenschüssige Bindemittel kann auch nicht einfach als Zerreibungsprodukt der groben Komponenten gedeutet werden — was es doch sein müßte, wenn die Breccie tektonischer Entstehung wäre. Übergänge zwischen beiden, die in diesem Falle zu erwarten wären, fehlen anscheinend. Das Bindemittel kann vielmehr nur einem durch Wasser umgelagerten Verwitterungsprodukt entsprechen.

e) Endlich deutet die oben (S. 29) betonte gesetzmäßige Verknüpfung der Breccie mit Couches rouges ganz entschieden auf einen stratigraphischen Zusammenhang beider Bildungen — wogegen sie auf rein tektonischem Wege nicht zu erklären ist.

Auf Grund all der angeführten Argumente darf eine sedimentäre Entstehung der Glimmerschieferbreccie als bewiesen erachtet werden. Welches ist nun ihr Alter?

Fossilien, die uns eine Antwort geben könnten auf diese Frage, sind nicht gefunden und in einer so grobklastischen Ablagerung auch kaum zu erwarten. Die Beteiligung triadischer Dolomite schließt den Gedanken an Verrukano (Gümbel a. a. O.) aus; das Vorkommen wahrscheinlich dem Lias ent-

stammender Trümmer spricht für diese Formation als untere Altersgrenze. Sicherere Anhaltspunkte bieten die Lagerungsverhältnisse. Schon das Auftreten aller Breccienlinsen in den obersten Teilen des Kreideflyschs läßt auf ein stratigraphisch höheres Niveau der Breccie schließen. Und die konstante, gesetzmäßige Verbindung mit den Couches rouges, die Übergänge zu diesem Gestein machen auch für die Breccie ein oberkretazisches Alter ungemein wahrscheinlich — ohne daß sich im einzelnen entscheiden ließe, ob sie älter, jünger oder gleich alt wie jene ist. Dieser Schluß wird noch weiter gestützt durch Analogien mit Vorkommen in anderen Gebieten: nicht nur enthalten die Konglomerate und Breccien der Gosauschichten in den verschiedensten Teilen der ostalpinen Kalkzone nicht selten, wenn auch der Menge nach zurücktretend, gleichfalls kristallines Material,⁴⁸⁾ sondern es finden sich auch an verschiedenen Stellen Graubündens ganz ähnliche, größtenteils aus solchen aufgebaute grobe Breccien von mehr oder minder wahrscheinlich oberkretazischem Alter. So gut wie sicher scheint mir dieses bei der Saluverbreccie der Gegend von St. Moritz im Engadin,⁴⁹⁾ welche — abgesehen von der Art der kristallinen Fragmente — in vieler Hinsicht an unsere Glimmerschieferbreccie erinnert. Letzteres scheint gleichfalls der Fall bei der polygenen Breccie des Murtiröl (bei Scans, Engadin⁵⁰⁾; sie zeigt auch Übergänge in Couches rouges-ähnliche, sandige Mergel. Spitz möchte sie (a. a. O.) freilich wegen des Vorkommens von Aptychen in den Malm stellen, nachdem er ursprünglich auch an Oberkreide gedacht; indessen sind die Akten über diese Frage wohl noch nicht geschlossen. Die grobe polygene Breccie des Sassalbo im Puschlav wurde von Spitz und Dyhrenfurth⁵¹⁾ gleichfalls mit Vorbehalt der Oberkreide zugeweiht, während Staub⁵²⁾ sie in den Malm hinabrücken möchte. Sicher Malm ist die Falknisbreccie des westlichen Rhätikons; doch hat Trümpy⁵³⁾ dort auch, wenngleich nur 30 cm mächtig, eine grobe, vorwiegend aus kristallinem Material zusammengesetzte Breccie in sichere Senonmergel eingelagert gefunden. Endlich darf auch auf die — ihrem Alter nach freilich noch nicht näher bestimmbare — kristalline Breccie des Tilisuna-Schwarzorns im östlichen Rhätikon hingewiesen werden,⁵⁴⁾ die gleichfalls manche Analogien zu der unsrigen bietet.

Auch in bezug auf die Bildungsbedingungen der Breccie sind einige Schlüsse möglich. Ihr Material kann nicht aus großer Entfernung hertransportiert sein. Dies geht hervor einmal aus der sehr mangelhaften Abnutzung, der Seltenheit von Verwitterungserscheinungen sowie der zum Teil recht ansehnlichen Größe der einzelnen Trümmer; sodann aber auch aus dem fast ausschließlichen Vorkommen solcher Gesteine, die auch jetzt noch in der Nähe auftreten. Ein beträchtliches Gefälle muß geherrscht haben — sei es, daß die Trümmer von Bächen dem Meere zugeführt, sei es, daß sie direkt von der Brandung einer Steilküste entnommen worden sind; jedenfalls müssen sie alsbald in tieferem Wasser zur Ruhe gekommen sein, ohne daß sie lange von der Brandung bearbeitet werden konnten. Unter diesem Gesichtspunkt scheint mir die Verknüpfung der Breccie mit den Couches rouges am meisten für eine Gleichzeitigkeit beider Bildungen zu sprechen. Ein Blick auf die Karte zeigt, daß alle Breccienvorkommen dem oberen Teil der Kreideflyschregion angehören, während die in ihrem Innern eingebetteten Couches rouges-Züge breccienfrei sind. Nun besteht die Wahrscheinlichkeit, daß das unmittelbare Liegende der Allgäuer Decke bei dem Vordringen dieser stark nach N verschleppt worden ist (vgl. über die Bewegungsrichtung später, S. 64); es wäre also ursprünglich das breccienführende Gebiet südlich von den breccienfreien Couches rouges gelegen zu denken; und die Breccienvorkommen fänden ihre Erklärung als der von einer noch weiter südwärts folgenden, vorwiegend kristallinen Landmasse ins Couches rouges-Meer entsandte Schuttwall.

Indessen ist das Gebiet, innerhalb dessen unsere Glimmerschieferbreccie bekannt ist, wohl zu beschränkt, um über diese Frage mehr als Vermutungen äußern zu können.

Flysch.

Unter dem Namen Flysch seien herkömmlicherweise die Schichten der Unterlage der mesozoischen ostalpinen Gesteinsmassen zusammengefaßt. Ob sie der Kreide oder dem Tertiär zuzuzählen sind, mag hier unerörtert bleiben — Fossilreste, die eine Entscheidung dieser Frage erlauben würden, sind aus dem untersuchten Gebiete nicht bekannt. Überhaupt sind dessen Aufschlüsse räumlich viel zu sehr beschränkt, um mehr als eine Gliederung von rein lokalem Werte zu gestatten. Die Beschreibung der Flyschgesteine mag daher in aller Kürze erfolgen.

a) Mergelschiefer, heller oder dunkler grau bis gelbgrau, bald stärker, bald schwächer kalkig, auch feinsandig; mehr oder minder gut in dünnen Platten brechend bis dünnschieferig, oft auch vollständig verflasert und dann mitunter dem Kreideflysch sehr ähnlich, zumal wenn noch dunkelrote Einlagerungen hinzutreten; sie bilden die vorwaltenden Gesteine des Flysches. Fast stets enthalten sie Einlagerungen, meist in regelmäßigem, bankweisem Wechsel: dunkle, kompakte Mergel- oder Kieselkalke, sowie besonders charakteristisch blaugraue, braun anwitternde Sandkalke bis feine Kalksandsteine.

b) Dunkelgrüner Quarzitsandstein, sehr zähe, massig, in klotzigen Bänken, steht am Ausgang des Hasenecktobels an, etwa 10 m mächtig aufgeschlossen; gegen oben wechsellagert er mit dünnen Lagen schwarzer Schiefer. Das Gestein erinnert stark an die Quarzite in der Kreideserie der Balderschwanger Klippen.

c) Konglomerate. Das auffälligste Konglomerat des Flysches liegt im Tobel des Haseneckbaches, am Ausgang der beckenförmigen Weitung unter dem Wasserfall bei 1250 m, in die Mergelschiefer mit Kieselkalk eingelagert.⁵⁶⁾ Es besteht aus einem grauen, feinsandigen, nicht geschiefertem Mergel als Bindemittel; darin liegen ganz unregelmäßig verstreut kleine, weiße Quarzkörner sowie einzelne stets wohlgerundete und geglättete Gerölle bis zu etwa 8 cm Durchmesser. Ich fand darunter schwarze Hornsteine, feinkörnige graue, quarzitisches Sandsteine, eine größtenteils aus milchweißen Quarzen von einigen Millimetern Durchmesser zusammengesetzte Grauwacke, sowie verhältnismäßig reichlich ein grüngraues, dichtes Gestein, das sich im Dünnschliff als sehr einsprenglingsarmer Quarzporphyr zu erkennen gibt. Alles in allem eine Auslese sehr widerstandsfähiger Gesteine — ähnlich wie in den von Ampferer⁵⁶⁾ beschriebenen oberkretazischen Konglomeraten. Übrigens gleicht das Gestein vollkommen manchen Einlagerungen in dem von Reiser⁵⁷⁾ als Cenoman ausgeschiedenen Gebiet an der Flyschgrenze nördlich von Hindelang.

Ein ganz ähnliches Konglomerat steht auf der Südseite von Graben III an, bis etwa 1280 m; doch fand ich dort als Gerölle ausschließlich Quarze bis zu 2 bis 3 cm Durchmesser.

Endlich mag hier noch anhangsweise Erwähnung finden das seiner Stellung nach ganz unsichere Konglomerat, das im Graben VIII den Aptychenkalk als 5 m mächtige, südwärts auskeilende Linse bedeckt — ob mit normalem Kontakt oder nicht, muß unentschieden bleiben. Unter seinen Komponenten überwiegen dichte bis feinkristalline Triasdolomite (bis kopfgroß); daneben treten stark zurück bräunlichgraue dichte Aptychenkalk-ähnliche Kalke, weiße Quarze, grüne und dunkle Hornsteine — alle höchstens nuß- bis eigroß. Außerdem fand ich ein einzelnes Gerölle eines sonderbaren Gesteins, bestehend aus zum Teil ausgeprägt bipyramidalen Quarzen, einzelnen unregelmäßigen, stark getrübbten Plagioklasen, sowie in großer Menge rechteckig — zum Teil auch mit Abstumpfung der Ecken — umgrenzten Pseudomorphosen von chloritischen Substanzen nach einem unbekanntem

Muttermineral. Alle Zwischenräume sind ebenfalls von Chloritmineralien erfüllt. Vermutlich handelt es sich um ein porphyritisches, jedoch in der Hauptmasse aus Einsprenglingen bestehenden Erguß- oder Ganggestein. — Das Bindemittel besteht aus einem dunklen Mergel mit eingestreuten, meist eckigen Quarzen und gelben Dolomitbröckchen.

Die Tektonik.

Drei tektonische Einheiten sind es, die das Westgehänge der Rotspitze aufbauen. Zuunterst der „basale“ Flysch — zuoberst die unterste der großen Schubdecken ostalpinen Fazies, welche das Allgäuer Hochgebirge aufbauen: die Allgäuer Decke. Dazwischen schaltet sich ein bunt zusammengesetztes Falten- und Schuppenpaket ein. Dieses soll im Folgenden unter dem Namen „Retterschwangdecke“ zusammengefaßt werden. Diese Bezeichnung hat vorläufigen Charakter — sie möge solange gelten, bis es gelungen ist, die tektonische Herkunft ihres Gegenstandes mit vollkommener Sicherheit festzustellen. Und ausdrücklich verwahren möchte ich mich gegen das Mißverständnis, daß das Wort „Decke“ notwendigerweise ein selbständig bewegtes tektonisches Gebilde bezeichnen müsse.

Für das Folgende vergleiche man stets die Kartenskizze und die Profile auf Tafel II.

I. Tektonische Einzelbeschreibung.

1. Der basale Flysch. Nur mit ihrem äußersten Südoststrand ragt die große Flyschmasse des Illergebiets in den Bereich meiner Untersuchung herein; fast nur in einigen tief eingeschnittenen Gräben ist sie dortselbst entblößt — im übrigen durchwegs von Schutt und üppiger Vegetation verhüllt. Es ist folglich unmöglich, näheren Einblick in ihren Bau zu gewinnen.

Die sehr fragmentarischen Aufschlüsse von Graben V an südwärts zeigen meist recht steil südöstlich einfallende isoklinale Schichten; auf sie soll weiter unten (S. 51 f.) noch näher eingegangen werden. Weiter nördlich ist der basale Flysch einzig in Graben III (dem schwach ausgeprägten Wasserriß nördlich der Jagdhütte SO vom Mitterhaus) und dessen Umgebung aufgeschlossen. Auf der Südseite dieses Grabens, bis etwa 1280 m, stehen seine blaugrauen Mergel (mit Konglomerat!) fast senkrecht, bei O-W-Streichen; etwas weiter abwärts, auf der Nordseite, treffen wir in ähnlicher Lagerung (Streichen 70° O, Fallen 75° S) Mergelschiefer mit Kalksandsteinen; längs eines bis etwa 1240 m horizontal am Gehänge entlang ziehenden Steigleins sind die gleichen Gesteine an Hand von Lesesteinen noch eine Strecke weit nordwärts zu verfolgen. Bei 1280 m dagegen sehen wir die erstgenannten Mergel

auch auf der Nordseite des Grabens, hier mit nordsüdlichem Streichen und flachem Ostfall; sie biegen anscheinend über die Schiefer und Kalksandsteine flach gegen N hinüber. Gleich darüber sind enorm verquetschte und in sich verknietete schwarze Schiefer in beträchtlichen Anrissen zusammenhängend aufgeschlossen. Sie gehören ihrem Gesteinscharakter nach bereits dem verkehrt gelagerten Kreidelysch der Retterschwangdecke an, ohne daß indessen die Grenze gegen den basalen Flysch mit Sicherheit gezogen werden könnte.

2. Die Allgäuer Decke ist in dem untersuchten Geländeabschnitt gänzlich aus Hauptdolomit aufgebaut. Mit flach südlichem bis südöstlichem Einfallen steigen seine Bänke von S her zur Rotspitze empor, legen sich weiterhin nahezu horizontal, um endlich nördlich von Graben I zunächst fast senkrecht und auch weiter unten noch recht steil gegen N in die Tiefe zu schießen. Flachwellige Verbiegungen sind besonders in den steilstehenden Schichten im oberen Teil von Graben I schön sichtbar; die Umbiegungen streichen dort 80° O.

Im großen ganzen durchaus parallel zu den Schichten verläuft die Schubfläche der Allgäuer Decke: auch sie steigt von S her flach in die Höhe: von 1200 m am Haseneckbach auf 1620 m im Graben II; dort erreicht sie ihre größte Höhe, um sich nun zuerst ganz leicht nördlich zu senken, nördlich vom Graben I jedoch plötzlich ganz steil in die Tiefe zu biegen. Sie beschreibt somit eine große, stark unsymmetrische tunnelartige Wölbung.⁵⁸⁾ Deren steiler Nordflügel ist nicht etwa als Verwerfung zu betrachten — der erwähnte Parallelismus mit der Schichtlage beweist vielmehr, daß es sich wirklich um die Schubfläche selbst handelt, die lokal steile, selbst senkrechte Stellung angenommen hat. Auf der Strecke ihres flachen Ausstreichens ist stets ein stärkeres oder geringeres Fallen bergewärts festzustellen; es ist als Axialgefälle zu betrachten. Sein Durchschnittsbetrag ist nicht allzu groß, schätzungsweise etwa 20°.

Mit Annäherung an die Schubfläche wird die sonst so wohlausgeprägte Bankung des Hauptdolomits häufig undeutlich, in ihrer unmittelbaren Nähe ist sie mitunter überhaupt nicht mehr wahrzunehmen: sie wird verwischt durch die Ausbildung von sekundären, sich unter spitzen Winkeln schneidenden Scherflächen, welche das Gestein in Gleitlinsen von einigen Metern Mächtigkeit zerlegen. Am schönsten sind solche zu sehen im oberen Teil von Graben I (1480 bis 1600 m), im mitt-

leren Ast, der in der angegebenen Höhe genau der dort senkrecht stehenden Schubfläche folgt. Die schön geglätteten Scherflächen bilden dort oft ansehnliche, einheitliche Plattenwände. — Daß auch im kleinen starke Zertrümmerung des Hauptdolomits längs der Schubfläche platzgreift, braucht kaum besonders hervorgehoben zu werden.

Rutschstreifen konnten an der Schubfläche hin und wieder aufgefunden werden. Wenig oberhalb der Stelle, wo sie zuerst die Sohle vom Graben I erreicht, sind solche zu sehen mit flach (20°) östlicher Neigung; gar nicht viel weiter aufwärts jedoch streichen sie 15° O und verlaufen nahezu im Einfallen der dort steil nordwärts geneigten Gleitfläche. An der alsbald zu erwähnenden Einpressung des Liegenden in den überschobenen Dolomit, bei dem Knickpunkt der Schubfläche im Mittelast von Graben I (vgl. Fig. 2, S. 47) sind an der nördlichen Dolomitwand senkrechte Rutschstreifen wahrzunehmen. Nördlich Graben IV verliefen sie schon NNO, mit 30° N-Fall. — Auf diese Verschiedenheit ihres Verlaufes an unserer einheitlichen Bewegungsfläche wurde bereits an anderer Stelle⁵⁹⁾ hingewiesen: sie beweist, daß wir in den Rutschstreifen eine Folgeerscheinung zu sehen haben nicht so sehr der großen überschiebenden Bewegung selbst, als vielmehr eine solche von sekundären Ausweichbewegungen der einzelnen Gleitlinsen an der Basis der Schubdecke gegeneinander. Auf die Richtung der Überschiebung erlauben mithin die Rutschstreifen nicht ohne weiteres einen Rückschluß.

Nach der landläufigen Ansicht fehlen den ostalpinen Überschiebungen Erscheinungen, die als Reste von ausgewalzten Mittelschenkeln zu deuten wären und für ein Hervorgehen der Überschiebungen aus Faltung sprechen würden. In unserem Falle nun sind einzelne solche Vorkommnisse aufzufinden. So begleitet die senkrechte Schubfläche im Mittelast von Graben I eine dünne (selten über 1 m) Lamelle von rotem und grünem Hornstein (auf Taf. II, Prof., verdeckt) auf längere Erstreckung; dies Gestein ist enorm in sich zerknestet. In ganz entsprechender Lage finden sich in den oberen Verzweigungen von Graben II mehrfach Linsen von hellgrauen, gewaltig verflaserten und von schwarzen Rutschhäuten durchzogenen Aptychenkalken, zum Teil mit rotem Hornstein verknestet, 1 bis 2 m mächtig (siehe Karte). Selbstverständlich läßt sich nicht nachweisen, daß hier nicht etwa eine tiefere ausgewalzte Schuppe, sondern wirklich Reste eines Mittelschenkels vorliegen; handelt es sich doch nicht um eine verkehrte Schichtfolge, sondern nur um ein einzelnes Schichtglied. Indessen ist auf alle Fälle charakteristisch, daß dieses Schichtglied gerade der Aptychenkalk und Hornstein ist — die wohl am besten zu tektonischer Ausdünnung befähigten Gesteine der gesamten ostalpinen Schichtfolge.

Das vorher entworfene Bild des Verlaufes der Schubfläche wird noch gestört durch einige Unregelmäßigkeiten. Die auffälligste ist im Graben IV zu beobachten; dort greift der Hauptdolomit

tief ein in seine Unterlage in Gestalt eines gegen unten spitz endenden Keiles. Dessen südliche Grenze bildet eine vertikale, verwerfungsähnliche Störungsfläche; der Graben IV folgt ihrem Verlauf. Sie macht unseren Dolomitkeil und die ihn unterlagernden geringmächtigen Kreideschichten gegen den Glimmerschiefer abstoßen. Aber auch aufwärts in den überschobenen Dolomit hinein setzt sie noch eine Strecke weit fort, wie dessen sehr intensive Zertrümmerung erkennen läßt. Im liegenden Glimmerschiefer dagegen ist sie nicht weiter zu verfolgen; keinesfalls scheint sie dessen untere Grenze zu erreichen. Man darf sie vielleicht als eine Verwerfung betrachten, jünger als der Überschiebungsvorgang.

Eine weitere Unregelmäßigkeit der Schubfläche findet sich im Graben I, wo sie das Gehänge zwischen dessen nördlichem und mittlerem Ast quert. Nördlich des letzteren stellt sie sich senkrecht, bei NW-Streichen; der Hauptdolomit bildet eine senkrechte Wand, auf die von W her die Kreideschichten zustreichen, um sich ihr weiterhin konkordant anzuschmiegen. Man kann dies nordwestlich streichende Flächenstück auffassen als kleine, diagonal verlaufende Blattverschiebung.

Endlich finden sich nicht selten Einpressungen des plastischen Schiefermaterials der Unterlage in Fugen und Scherflächen des überschobenen Dolomits. Meist sind sie von ganz untergeordnetem Ausmaß. Die einzige bedeutendere befindet sich an der schon mehrfach erwähnten Knickstelle der Überschiebung im mittleren Ast von Graben I; auf sie wird weiterhin noch zurückzukommen sein. (Siehe S. 46 und Fig. 2.)

3. Die Retterschwangdecke. Innerhalb der Retterschwangdecke sind drei Komplexe mit selbständiger Tektonik zu unterscheiden. Zuerst a) die Falten aus Hornstein, Aptychen- und Fleckenkalk der Felspartien „Am roten Berg“; sodann b) die Kreideflyschregion mit ihren mannigfachen Einschaltungen von Couches rouges und Breccie, Dolomit und Glimmerschiefer usw. Beide gehören wohl stratigraphisch wie tektonisch zusammen, zeigen jedoch in den Einzelheiten der Tektonik eine so weitgehende, durch das verschiedenartige Material bedingte Gegensätzlichkeit, daß eine getrennte Besprechung gerechtfertigt erscheint. Eine selbständige Schuppe bildet c) die große Glimmerschieferscholle in Graben III bis V.

Von Graben V gegen S werden die Aufschlüsse so unzusammenhängend, daß eine nach tektonischen Komplexen getrennte Behandlung nicht mehr möglich ist. Dort muß ich mich auf eine Beschreibung der jeweils sichtbaren Profile beschränken.

a) Die Oberjurafalten⁶⁰⁾ „Am roten Berg“ treten in der Landschaft als schon von weither auffallende, bis über 100 m hohe

Felswände von roten und weißen Farben hervor. Sie ziehen sich in Höhen von 1200 bis 1400 m am Gehänge südöstlich des Mitterhauses entlang. Ihr N-Ende befindet sich auf der Südseite von Graben I. Man sieht dort die Schichten des Fleckenkalks in senkrechter Stellung, mit 80° W-Streichen. Am Fuße der Wand nehmen sie alsbald südliches, an ihrer Oberkante nördliches Einfallen an; es handelt sich also um eine liegende, gegen N geschlossene Umbiegung, umhüllt von Kreideflysch, den man ohne scharfe Grenze aus dem Fleckenkalk hervorgehen sieht — eine regelrechte Stirnfalte. In ihrem Kern beschreiben die Fleckenkalkschichten eine Reihe von kleineren Spezialfalten, die zum Teil aus der Entfernung gut zu beobachten sind.

Weiter südwärts sehen wir im Graben II die furchtbar zerdrückten Kreideflyschschiefer nach kurzer Schuttunterbrechung, die den Kontakt verhüllt, überlagert von Fleckenkalk bei 1255 m Höhe. Er fällt 45° SSO; auf der Nordseite des Baches, der in hohem Wasserfall über die Wand herabstürzt, ist eine liegende, N-schauende Umbiegung sichtbar, die 70° O streicht.

Am oberen Rand der Felswand scheint N von Graben II eine schmale Zunge von Kreideflysch in den Fleckenkalk eingefaltet: etwa 2 m schwarze Schiefer werden dort von gleichviel Fleckenkalk überlagert, ohne daß das N- und S-Ende dieser Einfaltung sichtbar wäre. Im Graben II selbst sieht man den Fleckenkalk mit mittlerem östlichem (axialem) Einfallen von Kreideflysch überlagert.

Südlich von Graben II wird das Fallen des Fleckenkalks immer steiler südlich. Am oberen Rande der Wand erscheint darüber in einem kleinen Parallelgraben nochmals schwarzer Schiefer. Gegen S grenzt an ihn der mit 80° W-Streichen senkrecht in die Höhe gebogene Fleckenkalk der „Weißen Spitze“. Er bildet eine steile, schwach gegen N überkippte Falte.

W bis WSW von der „Weißen Spitze“ streicht der nördliche von zwei auffälligen Felsspornen gegen das Tal hinab. Sein Nordabfall besteht ganz aus Fleckenkalk, der von der „Weißen Spitze“ herüberstreicht, mit steilem S-Gefälle. Dies ändert sich jedoch gegen abwärts unter wellenförmigen Schwankungen; am unteren Ende (1210 m) des Felsspornes fallen die Schichten nur mehr 20° SO. Auf seinem Scheitel aber wird, von 1310 m an aufwärts, der Fleckenkalk überlagert von buntem Aptychenkalk mit mittlerem, weiter östlich sich versteilendem SO- bis S-Gefälle.

Der gleich auffällige, südliche Nachbarsporn besteht gänzlich aus Aptychenkalk. Auf der Nordseite fällt er mehr oder minder steil südlich, auf der Südseite ebenso nördlich ein; am unteren Ende des Spornes (etwa 1280 m) herrscht im ganzen flache Lagerung. Wir haben also das Bild einer steil stehenden Mulde, deren Regelmäßigkeit jedoch durch intensive Kleinfältelung getrübt wird. Der Fleckenkalk des zuvor besprochenen nördlichen Spornes fällt von N her darunter ein und scheint die Umbiegung des Aptychenkalkes flach zu umhüllen. Aber auch unter dem Südfuße der Aptychenkalkfelsen beobachtet man bei etwa 1310 m eine kleine Entblößung von anstehendem, NO-

fallendem Fleckenkalk. Die scheinbare Aptychenkalkmulde wird also gegen abwärts rings umschlossen von Fleckenkalk: sie ist tatsächlich keine Mulde, sondern ein verkehrtes, völlig auf den Kopf gestelltes Gewölbe!

Ostwärts streicht der Aptychenkalk an den Fuß der „Weißen Spitze“ hinüber; dort fallen seine Schichten 80° S. In zwei spitzen Keilen, von nur wenigen Metern Mächtigkeit, greift er in den Fleckenkalk hinauf. Südlich der „Weißen Spitze“ ist Kreideflysch in einem großen, trichterförmigen Anriß entblößt; er bildet eine steil eingefaltete Synklinale. Sehr auffallender Weise erscheint er im N-Schenkel wie im S-Schenkel nur durch wenige Meter Fleckenkalk vom typischen, grün und rosa gefärbten Aptychenkalk geschieden. Die Muldenbiegung selbst liegt unzugänglich in der steilen Wand; an deren Fuß herrscht steiles isoklinales S-Fallen im Aptychenkalk. Die im Profil B (Tafel II) gezeichnete Verzahnung mit dem Kreideflysch ist nicht beobachtet, sondern nur ein Schema zur Deutung des Gegensatzes zwischen dieser Steilstellung und der synklinalen Lagerung des hangenden Kreideflyschs.

Die steile Schichtstellung hält am Fuße der Felswand an bis an den „Roten Felskopf“, in welchem sie ihre höchste Erhebung erreicht. Im oberen Teil von dessen jähem Abbrüchen aber herrscht flache Lagerung; aus der Ferne beobachtet man dort eine unentwirrbare Verschlingung von liegenden Kleinfalten.

Unmittelbar südlich vom „Roten Felskopf“ setzt in einem steilen Couloir die Südgrenze des Aptychenkalkes fast senkrecht zur Tiefe. Es schließt sich wieder konkordant Fleckenkalk an, der nun, stets senkrecht oder sehr steil S fallend, mit fast genau östlichem Streichen, die Fortsetzung der Wand bis nahe zum Graben III bildet.

In dessen Umgebung treffen wir nun sehr interessante Verhältnisse. Die dortselbst zutage tretenden Flyschgesteine wurden bereits besprochen (siehe S. 38 oben); dort wurde auch die Zugehörigkeit ihres oberen Teiles zum verkehrten Kreideflysch der Retterschwangdecke betont. Bei etwa 1300 m streicht darüber, ohne daß im Graben III der Kontakt entblößt wäre, hellgrauer Aptychenkalk fast horizontal aus; tatsächlich fällt er jedoch (axial!) nicht unbeträchtlich gegen O bis SO. Gegen N stellt sich darunter der (im Graben verdeckte) Fleckenkalk ein, um alsbald senkrecht in die Höhe zu biegen (Streichen 70° O); 10 bis 12 m von der Aptychenkalkgrenze entfernt greift in jenen der liegende Kreideflysch in Gestalt eines stumpfen, schwach nördlich überliegenden Keils hinein; es sind schwarze, dunkelrote und dunkelgrüne, enorm zerblätterte Schiefer, die durch den Farbengegensatz zu dem umhüllenden hellen Fleckenkalk schon von ferne auffallen. Auf der bewaldeten Terrasse oberhalb der Felswand aber liegt nördlich von Graben III in beträchtlicher Ausdehnung roter Hornstein, zum Teil stark in sich gefältelt, doch im ganzen um Saigerstellung schwankend (Streichen 70° O). Er setzt nicht in die Tiefe fort — westlich darunter in der Wand streicht der zuvor erwähnte Aptychenkalk zusammenhängend aus. Der Kontakt beider ist jedoch in den sehr steilen und stark verwachsenen Felsen nicht zu verfolgen.

Wir haben hier also eine vollständige Schichtfolge vom Hornstein bis zum Kreideflysch. Auch sie bildet wieder eine scheinbare Mulde — in Wahrheit ein verkehrtes Gewölbe; denn ebenso wie im N biegt auch im S des Hornsteins der Aptychenkalk senkrecht in die Höhe; ohne scharfe Grenze folgt auch dort der Fleckenkalk; unten gleichfalls senkrecht, weiter aufwärts sehr steil S fallend baut er die Felswand auf, die zwischen Graben III und IV im Wald gegen O emporzieht.

Der Hornstein des Gewölbekerns ist im Graben III östlich aufwärts eine beträchtliche Strecke weit zu verfolgen, mit Streichen 70° O und sehr steilem Südfall. In gleicher Lagerung schließt sich südlich Aptychenkalk an, dessen Gefälle jedoch weiterhin bald abnimmt. Aber auch nördlich vom Graben III ist auf der steilen Waldterrasse über der zum „Roten Felskopf“ ziehenden Wand aus Fleckenkalk mehrfach Hornstein aufgeschlossen, hier mit nordöstlichem Streichen; der Aptychenkalk, der zwischen ihm und dem liegenden Fleckenkalk zu erwarten, zeigt sich jedoch nirgends anstehend.

Die eben genannten Hornsteinaufschlüsse leiten zu einer ansehnlichen Wandstufe, die etwas oberhalb des „Roten Felskopfes“ beginnend, schwach absteigend südwärts durch den Wald bis fast zum Graben III zieht. Sie besteht fast ganz aus stark in sich gefältelem Hornstein. Nahe dem Nordende fällt er steil S, konkordant unterlagert von Aptychenkalk. Gegen S schließt sich eine ziemlich flache Mulden- und ebensolche Gewölbebiegung an; endlich biegt der Hornstein wieder steil gegen S hinab und vereinigt sich mit dem im Graben III heraufziehenden. Bei zirka 1375 m zweigt sich in diesem Graben ein ganz flach S fallender Hornsteinzug ab, welcher gleich weiter zu verfolgen sein wird.

Etwas oberhalb vom Nordende der soeben erwähnten Hornsteinwand steht im Wald eine kleine Partie Fleckenkalk an, mit Streichen 60° O, 50° S-Fall. Er scheint dem Kern jener im Hornstein sichtbaren Mulde zu entsprechen, doch ist der trennende Aptychenkalk zwischen beiden Gesteinen nirgends aufgeschlossen. Dagegen tritt solcher 20 bis 30 m südlich von jenem Fleckenkalkaufschluß, über dem südlichen Teil der Hornsteinwand auf. Er liegt im ganzen ziemlich flach, bei starker innerer Fältelung; gegen S fällt er immer steiler, im Graben III (bei zirka 1450 m) 60 bis 70° S. Südlich des Grabens legt sich dort Fleckenkalk darauf, 8 bis 10 m mächtig, zum Teil vollständig schieferig zerquetscht; er wird mit 60° O streichender, 45° SO fallender Kontaktfläche von Glimmerschiefer überschoben. — Gegen NO aufwärts finden sich wenig oberhalb des letzten anstehenden Aptychenkalks nochmals Bruchstücke von Fleckenkalk. Sonst ist dort alles überdeckt vom Dolomitschutt eines mächtigen, aus den Wänden der Rotspitze herabkommenden Schuttkegels, welcher jede weitere Verfolgung der Tektonik hoffnungslos macht.

Südlich vom senkrechten Südschenkel des verkehrten Gewölbes vom Graben III treffen wir in den zum Graben IV ziehenden Fels-

partien den Fleckenkalk wieder mit mittlerem SO-Fallen; gegen N scheint er mit dem eben erwähnten steilen Gewölbeschenkel durch eine spitze Umbiegung verbunden. Im Graben IV wird er von lokal steil (65°) S-fallendem Hornstein überschoben; Aptychenkalk fehlt dazwischen, dagegen zeigt eine $\frac{1}{2}$ bis 1 m mächtige Lage von dunkelgrauem Quetschschiefer deutlich die mechanische Natur des Kontaktes. Doch hat diese Erscheinung nur ganz lokale Bedeutung: wenig N vom Graben IV stellt sich im Wald der Aptychenkalk im Liegenden des Hornsteins ein, während gleichzeitig das Einfallen sich beträchtlich verflacht. Die Mächtigkeit des Hornsteins beträgt nur wenige Meter; er läßt sich an Hand einzelner Aufschlüsse durch den Wald aufwärts verfolgen bis zu der oben erwähnten Stelle im Graben III, bei zirka 1375 m, wo er sich, nun auf zirka 15 m angeschwollen, mit der mehrfach genannten Hornsteinwand vereinigt. Mehrfach sichtbar ist auf dieser Strecke die Unterlagerung durch Aptychenkalk. Auch das Hangende des Hornsteins besteht aus dem gleichen Gestein, im Graben IV nur etwa 10 m mächtig; dann folgt Übergang in Fleckenkalk. Dieser ist auf der nördlichen Grabenseite noch ein Stück weit aufwärts zu verfolgen, unter zunehmender Verquetschung; die Schieferung (wohl Clivage!) fällt südlich ziemlich steil. Bei zirka 1420 m legt sich der Glimmerschiefer darauf.

Mit dem Graben IV endet gegen S die Möglichkeit einer zusammenhängenden Verfolgung der Tektonik.

b) Die Kreideflyschregion. Über die Stellen, wo der Verband des Kreideflyschs mit den Falten des Aptychenkalks und Fleckenkalks im Liegenden sichtbar ist, wurde bereits im Vorausgehenden berichtet. Im Graben I steht nördlich der Fleckenkalkstirnfalte der Kreideflysch zusammenhängend an. Zuunterst ist sein Einfallen mehr oder minder steil südlich — wohl bedingt durch die Umbiegung des Fleckenkalks, unter die er einfällt. Weiter aufwärts dagegen herrscht im nördlichen Zweig des Grabens I vorwiegend steiles Nordfallen, übereinstimmend mit der Neigung der hangenden Schubfläche der Allgäuer Decke.

Schon in etwa 1290 m Höhe sind dem Kreideflysch einzelne kleine Fetzen von Couches rouges eingeknetet. Bei 1330 m treffen wir die erste größere Einkeilung von solchen, etwa 8 m mächtig, mit den gleichen Charakterzügen, wie sie sich nun bei fast allen derartigen Fetzen wiederholen: Enorme gegenseitige Verquetschung der beiden Gesteine — sie greifen nicht selten viele Meter weit ineinander in dünnen (manchmal nur nach Millimetern messenden) Zungen, die gelegentlich wieder harmonisch miteinander gefaltet sind; gegenseitige Umschließung losgerissener Fetzen des einen Gesteins durch das andere; unglaubliche innere Zerdrückung und Zerblätterung; in den Couches rouges öfters auch endogene Breccienbildung, indem mehr oder weniger gerundete, oft flach linsenförmige Stücke von verhältnismäßig intakter Beschaffenheit in einer grauen, gänzlich zerriebenen, nachträglich jedoch wieder geschieferten Zwischenmasse schwimmen; häufig auch Bildung tektonischer Gerölle aus dunklen Mergel- und Kieselkalken — ur-

sprünglich wohl stratigraphischen Einlagerungen im Kreideflysch, die nun zerbrochen und in rundliche Quetschlinge von einigen Zentimetern Länge umgeformt, sowohl im Flysch als in den Couches rouges eingebettet liegen können. Die Intensität der Differentialbewegungen, der tektonischen Durchmischung an manchen solchen Stellen übersteigt alles, was mir sonst in dieser Art aus den äußeren Zonen der Alpen bekannt ist; sie erinnert vielfach an ähnliche, aber unter ganz anderen Bedingungen (Umkristallisation!) zustande gekommene Erscheinungen aus der penninischen Region.

Etwas höher liegt auf dem Südgehänge des Grabens ein weiterer Couches rouges-Fetzen, etwa 6 m mächtig; kleinere wiederholen sich so vielfach, daß es ganz unmöglich ist, sie alle aufzuzählen. Bei 1375 m, unmittelbar unter der Stelle, wo der Hauptdolomit die Grabensohle erreicht, durchschneidet diese Linsen von Glimmerschieferbreccie, mit Couches rouges verknetet und von Kreideflysch umflasert. Mit ihnen beginnt eine Quetschzone von unglaublicher Intensität: in nicht wiederzugebender Weise sind, im unmittelbaren Liegenden der Schubfläche längs Graben I aufwärts, die genannten Gesteine durcheinander gemischt; auch Kieselkalke und sandige Schiefer des Kreideflyschs sind daran beteiligt. Nur die bedeutendsten der tektonischen Einschaltungen in letzterem können auf Karte und Profilen dargestellt werden. Die tektonische Zerstückelung geht so weit, daß die Glimmerschieferbreccie wieder in ihre Elemente aufgelöst wird, so daß einzelne kristalline Brocken bis herab zu Nußgröße in Kreideflysch schwimmen.

Bei über 1400 m Höhe setzt über den Nordast des Grabens I, dem wir bisher gefolgt sind, die Dolomitgrenze schräg südlich aufwärts bis zu dessen mittlerem Ast — nicht als flache Überschiebung, sondern als senkrechte, NW-streichende Blattfläche, wie schon oben (Seite 40) erwähnt. Der Kreideflysch streicht O—W auf sie zu, schmiegt sich ihr jedoch am Kontakt konkordant an. Er behält den bisher geschilderten Charakter bei. Namentlich auf dem Abhang etwas unterhalb der Dolomitgrenze zwischen den beiden Grabenästen ist er in eine vollständige Quetschzone umgeformt: undefinierbare, hell- bis dunkelgraue Schiefer, blätterig oder griffelig zerdrückt, worin gerundete Linsen von Couches rouges, schwarzen Kreideflyschschiefern und dunklen Kalken, schwarmweise auch eckige oder kantengerundete Glimmerschieferbrocken schwimmen. — Am Mittelast des Grabens springt die Dolomitgrenze mit scharfem Eck wieder in ihre normale Ost-richtung zurück. Die Verhältnisse unter diesem Eck zeigt Figur 1 (siehe nächste Seite). Über der oben erwähnten Quetschzone (1) folgt eine 2 bis 3 m mächtige Lage des auf Seite 25 beschriebenen dunklen sandigen Schiefers (2); teils unter, teils in und über ihr schalten sich Breccienlinsen (3) ein. Darüber liegt nochmals Kreideflysch (5), einige Meter mächtig, der auch eine größere Couches rouges-Linse (4) umschließt; er schmiegt sich dem Dolomit (6) flaserig an. (NB. Die Dolomitgrenze ist schematisch in Ansicht gezeichnet!)

Weiter aufwärts folgt der Mittelast von Graben I der hier senkrecht stehenden Überschiebung. In ihm, beziehungsweise auf dem Rücken,

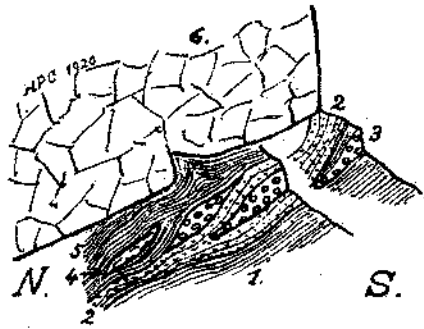


Fig. 1. Profil am Dolomiteck
in Graben I, bei 1450 m.

der ihn von dem südlichen Zweiggraben trennt, zieht von W her eine besonders — bis über 20 m — mächtige und geschlossene Zone von Couches rouges-Linsen herauf — wie stets intensiv mit dem Kreideflyschiefer verzahnt, im großen wie im kleinen. Zwischen ihr und dem Dolomit liegt Kreideflyschiefer mit zahlreichen Linsen von Couches rouges und besonders von Glimmerschieferbreccie. Zwei von den letzteren liegen unmittelbar unter dem Dolomiteck; etwa 15 m höher beginnt eine Folge von drei weiteren, je 1 bis 2 m mächtig; die letzte von ihnen nimmt gegen oben an Mächtigkeit noch beträchtlich zu und begleitet die Dolomitgrenze aufwärts bis etwa 1550 m Höhe; dort an ihrem oberen Ende tritt sie in Berührung mit einer Verzweigung des großen südlichen Couches rouges-Zuges. Auch der dunkle sandige Schiefer setzt südlich von den Breccienlinsen mit einigen Metern Mächtigkeit fort.

Bei etwa 1600 m legt sich flach auf den Kreideflyschiefer südlich unseres Grabenastes der Hauptdolomit. Der Graben selbst setzt schluchtartig in ihn hinauf fort, der bereits auf Seite 40 erwähnten und nebensächlich abgebildeten (Fig. 2) Einpressung von Kreideflyschiefer folgend. Eine im Maximum 3 m mächtige Linse von senkrecht stehendem, stark zerrüttetem Glimmerschiefer (3) wird gegen oben vom Dolomit (1) südlich der Einpressung abgeschnitten; doch umschließt deren Kreideflyschiefer (2) noch eine weitere, 1 bis 1½ m mächtige Glimmerschieferlinse (3'), mit unten flachwellig verbogener, oben steiler Schieferung. Auch Breccienlinsen (4) stecken im Kreideflyschiefer. Im ganzen greift dieser wohl 20 m hoch in den Hauptdolomit ein und keilt schließlich, in zwei Zungen zerschlitzt, aus; ganz oben enthält er noch eine ½ m mächtige Linse von hellem, stark verflasertem Aptychenkalk (5). Kleine Bruchstücke von solchem, von Hauptdolomit, auch ein Fetzen Glimmerschieferbreccie sind dort gleichfalls dem Kreideflyschiefer eingeknetet.

Weiter südlich ist zunächst das unmittelbare Liegende der Überschiebung nicht aufgeschlossen. Doch sieht man schon in einiger Entfernung unter dieser, wie ihrer flachen Lagerung sich auch der Kreideflyschiefer anpaßt; auch Abzweigungen jener mächtigen Couches rouges-Einfaltung machen diese Abbeugung mit. Im südlichen Zweig von Graben I treffen wir wieder zusammenhängende Aufschlüsse; nach ganz

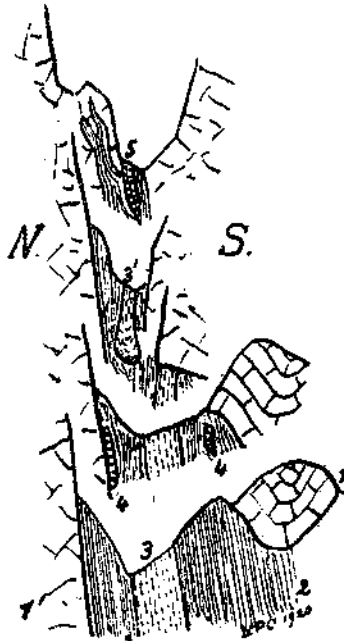


Fig. 2 Knickstelle der Überschiebung in Graben I, bei 1600 m.

kurzer Unterbrechung durch Rasen folgen dort unter dem Dolomit, von oben nach unten:

1. Kreideflysch 8 bis 10 m.
2. Couches rouges 3 bis 4 m.
3. Glimmerschieferbreccie 3 bis 4 m.
4. Kreideflysch mit einer 10 bis 20 cm mächtigen Einlagerung von Breccie aus Dolomit und wahrscheinlich Rhätalk (vgl. S. 24).
5. Roter flaseriger Kalk mit Kalkbreccie (Malm? vgl. Seite 24), 1 bis 2 m.
6. Kreideflysch 4 bis 5 m.
7. Couches rouges 2 m.
8. Kreideflysch 12 bis 15 m.
9. Couches rouges — eine südliche Abzweigung des oben erwähnten mächtigen Zuges.

Zwischen Graben I und II befindet sich ein breiter, vollkommen aufschlußloser Rücken.

Im Graben II herrscht oberhalb der Fleckenkalkwand zunächst ausschließlich Kreideflysch; doch enthält er schon wenige Meter über dem Fleckenkalk geringfügige rote Einschaltungen, die zum Teil an Couches rouges erinnern. Sicher stellen sich solche bei etwa 1400 m Höhe ein; in zwei Bändern von je einigen Metern Mächtigkeit lassen sie sich über die nördliche Begrenzungswand, weiter längs eines ersten nördlichen Zweiggrabens weithin zusammenhängend verfolgen. Etwa

50 m höher, unmittelbar über der Abzweigungsstelle eines zweiten nördlichen Zweiggrabens, schneidet die Sohle des Hauptgrabens eine wilde Quetschzone von noch nicht 1 m Mächtigkeit: Kreideflysch und Couches rouges sind verknetet mit Linsen von Breccie und dunklem Kieselkalk; eine mächtigere Bank des letzteren, selbst in Linsen zerrissen, überdeckt das Ganze. 4 bis 5 m darüber steckt im Kreideflysch der rote, Seite 24 beschriebene Kalk — ebenfalls in Linsen von höchstens 1 m Mächtigkeit; darüber $\frac{1}{2}$ bis 1 m mächtig der Seite 24 erwähnte helle Mergelkalk mit Belemniten. Nach weiteren 3 bis 4 m Kreideflysch folgt die ebendort genannte Dolomitreccie, höchstens 20 bis 30 cm mächtig und mehrfach ganz aussetzend; in ihrem Hangenden schaut auf der Nordseite des Grabens ein wenig Glimmerschieferbreccie unter dem Schutt hervor. Auf der Südseite steckt 6 m höher eine ansehnliche Linse von dunklem, gelbgrau anwitterndem Kieselkalk im Kreideflysch, der sich nochmals 6 bis 8 m mächtig darüberlegt.

Darüber treffen wir nun die bereits mehrfach angeführte, innerhalb des ganzen Untersuchungsgebietes mächtigste (bis zirka 40 m) Linse der Glimmerschieferbreccie. Sie setzt ununterbrochen, zum Teil beträchtliche Felspartien bildend, über den höheren der beiden nördlichen Zweiggräben hinüber (dort ist ihr Liegendes auf längere Strecke von Schutt verhüllt). Hier fällt ihre untere Grenzfläche nördlich ein; im tieferen nördlichen Zweiggraben dagegen (wo die Breccie jedoch auf wenige Meter zusammengeschrumpft) zieht sie wieder steil gegen N empor. Im ganzen ist sie somit muldenförmig gelagert. Mit ihrem Hangenden dagegen ist die Breccie in komplizierterer Weise verfaltet. Eine tiefe Einfaltung von Kreideflysch mit Couches rouges-Fetzen, schwach nördlich überliegend, beobachtet man auf dem Gehänge zwischen den beiden mehrfach genannten nördlichen Zweiggräben; in dem höheren von diesen eine weitere, stärker von S her überfaltete; in dem Hauptast von Graben II sind in kleinerem Maßstab Verzahnungen der Breccie mit dem hangenden Kreideflysch sichtbar. Ebendort schaltet sich auf dem S-Gehänge, etwa 6 m über der Basis der Breccie, eine Lage von Couches rouges (stratigraphisch oder tektonisch?) ein.

Unmittelbar über der Breccie folgt stellenweise (auf der S-Seite von Graben II, knapp unter dem Hauptdolomit der Allgäuer Decke, sowie im mittleren Ast dieses, hier nochmals sich verzweigenden Grabens bei zirka 1570 m) Glimmerschiefer in unbedeutenden, 2 bis 3 m mächtigen Fetzen. Sonst liegt in ihrem Hangenden, zum Teil mit Zwischenschaltung einer solchen, öfters ganz auskeilenden Zone von Kreideflysch, eine Reihe von Klötzen und Linsen von hellem Triasdolomit: als „d'immenses blocs de Hauptdolomit . . . empatés dans les schistes“ erwähnt sie L u g e o n ⁶¹) Einen ersten solchen Klotz treffen wir (Prof. F. Tafel II) auf der Kante südlich von Graben II, unterhalb des eben genannten Glimmerschiefers — die Obergrenze der Breccie scheint sich hier ausnahmsweise auf kurzer Strecke stark gegen W zu senken (oder liegt etwa eine horizontale Einfaltung von Dolomit und Kreideflysch vor? — Mit voller Sicherheit ist das nicht zu entscheiden). Ein weiterer Zug von Dolomitlinsen zieht vom Hauptast des Grabens II

nordwärts durch den Wald, wo er auf 10 bis 12 m Mächtigkeit anschwillt, und endet über dem höheren nördlichen Seitengraben mit N-schauender Umbiegung (Streichen 80° W); die liegende Breccie ist nördlich davon steil in die Höhe gebogen. Überlagert wird dieser Dolomit von einer wilden Quetschzone aus Glimmerschieferbreccie, Couches rouges und Kreideflysch, von $1\frac{1}{2}$ bis 2 m Mächtigkeit. — Endlich setzt die Zone der Dolomitlinsen auch in jener südlichen synklinalen Kreideflyscheinfaltung in der Breccie fort: im oberen nördlichen Zweiggraben treffen wir sie, bis 3 bis 4 m mächtig, bei zirka 1530 m, und auf dem bewaldeten Gehänge nördlich davon setzt sie fort. Dort steckt im hangenden Kreideflysch eine 2 bis 3 m mächtige Couches rouges-Linse mit steil S-fallender Schieferung, die gegen unten diskordant am Dolomit abstößt.

Oberhalb der Dolomitlinsen folgt noch zirka 35 bis 40 m Kreideflysch (im Hauptast von Graben II), in vorwiegend flacher Lagerung, mit zahlreichen kleinen und großen, zum Teil mehrere Meter mächtigen Linsen und Linsenzügen des S. 26 erwähnten Kieselkalks; auch helle Mergelkalle, sowie die mehrfach genannten dunklen sandigen Schiefer treten gelegentlich in Schollen und Scherben darin auf; dazu kommt noch ein Zug von eingekillten Dolomitlinsen sowie unmittelbar unter der Allgäuer Überschiebung jene Seite 39 erwähnten und als eventuelle Mittelschenkelreste gedeuteten Aptychenkalk- und Hornsteinfetzen. Couches rouges und Breccie fehlen dagegen auffallenderweise in dieser Zone intensiver tektonischer Zertrümmerung und Durchmischung.

Südlich vom Graben II werden die Aufschlüsse höchst spärlich. Die große Breccienlinse läßt sich noch eine kurze Strecke weit am Gehänge verfolgen. Weiterhin ragt, wenige Meter unter der Hauptdolomitüberschiebung, nochmals ein wenig Kreideflysch, südlich wiederum von Breccie überlagert, steil S-fallend aus dem Rasen. Dann verschwindet alles unter dem mächtigen, meist latschenüberwachsenen Schuttkegel, der aus den Wänden der Rotspitze herabkommt. — Weiter abwärts erschließt ein schwach eingeschnittener südlicher Seitenzweig von Graben II über seine ganze Erstreckung nur Kreideflysch; erst in der obersten Abrißnische, bei zirka 1500 m, ist jenem noch eine zirka 3 m mächtige Bank von Glimmerschieferbreccie eingelagert.

Im ganzen scheint die Kreideflyschregion, um sie nochmals in großen Zügen zu überblicken, aus drei bedeutenderen Schuppen zusammengesetzt, die in sich, zum Teil auch miteinander, wieder in intensivster Weise verfaltet und verschuppt sind. Die tiefste, mächtigste, im unmittelbaren Verband mit dem Fleckenkalk usw. stehende, scheint sich im wesentlichen nur aus Kreideflysch und Couches rouges zusammensetzen; die Breccie spielt darin eine sehr untergeordnete Rolle — in der Begleitung des großen Couches rouges-Zuges im Graben I, sowie der tieferen Couches rouges-Einfaltungen dort und im Graben II fehlt sie fast ganz — aus faziellen Gründen, wie ich annehmen möchte; vgl. oben S. 35. Die große Breccienlinse scheint mir einer zweiten, höheren Schuppe anzugehören; als deren Basis käme vielleicht der rote fragliche Malmkalk aus Graben II und dem Südweig vom Graben I in

Betracht. Überhaupt entspricht das Profil des letzteren (vgl. oben S. 47) sehr weitgehend dem aus Graben II unter der großen Breccienlinse: diese selbst dürfte dort in der Breccie (3) ihr Analogon finden, die Kalk- und Dolomitbreccie darunter tritt auch in beiden Profilen auf, während sie sonst nirgends gefunden wurde. Dies deutet auf einen unmittelbaren Zusammenhang (der leider auf dem teils stark verwachsenen, teils sehr jähem, zwischenliegenden Gelände nicht zu verfolgen ist): auf eine synklinale Einfaltung dieser zweiten Schuppe in die tiefere; die zu beobachtende synklinale Biegung der großen Breccienlinse steht damit im Einklang. Die Quetsch- und Scherbenzone, welche im Graben I das unmittelbare Liegende der Allgäuer Überschiebung bildet, dürfte mit ihrer reichlichen Breccienführung die verschürfte nördliche Fortsetzung dieser zweiten Schuppe darstellen. — Als dritte Schuppe charakterisiert sich das Hangende der großen Breccienlinse durch das Auftreten von Dolomit- und Glimmerschieferlinsen an der Basis. Auch der Glimmerschiefer am Knickpunkt der Schubfläche im Graben I dürfte ihr zuzuzählen sein.

c) Die Glimmerschieferscholle in Graben IV und V und ihr Hangendes. Wo südlich jenes großen Schuttkegels, unter dem die Kreideflynchregion verschwindet, die Aufschlüsse wieder beginnen, ist von jener nur mehr ein geringer Rest (von dem gleich näher die Rede sein wird) wahrzunehmen. Im übrigen liegt in ihrer Verlängerung die große Glimmerschieferscholle. Wie sich dieser Wechsel vollzieht, bleibt wegen der Schuttbedeckung ein Geheimnis.

Die Überschiebung des Glimmerschiefers auf Fleckenkalk im Graben III wurde bereits erwähnt (vgl. S. 44). Auch im Graben IV ist der Kontakt fast unmittelbar aufgeschlossen; dort liegt eine dünne Amphibolitlage an der Basis des Glimmerschiefers, wie dieser selbst in seinen liegenden Partien stark zerrüttet und von Rutschflächen durchsetzt. Weiter gegen S ist die Basis nirgends mehr zu sehen. Höher oben dagegen, in 1450 bis 1500 m Höhe, setzt der Glimmerschiefer in zusammenhängenden Felsmassen bis über den Graben V hinaus. Sein Einfallen ist im einzelnen vielfachen Schwankungen unterworfen, im ganzen jedoch durchaus flach S bis SO. Gegen oben nimmt die innere Zertrümmerung des Gesteins wieder zu: Rutschhäute parallel und quer zur Schieferung zerlegen es in Gleitlinsen. Die schönsten, spiegelglänzenden und oft mehrere Meter weit einheitlich hindurchsetzenden Rutschharnische aber stehen zumeist senkrecht. Die zerrissene Felsbastion auf der Südseite von Graben IV ist ganz von solchen durchzogen. Ihr Auftreten dort steht wohl in Zusammenhang mit der S. 40 erwähnten senkrechten Dislokationsfläche in dem genannten Graben, die dort den Glimmerschiefer mit jenem Keil von Hauptdolomit in Berührung bringt.

Im Hangenden des Glimmerschiefers erscheint nun noch eine südliche Fortsetzung des Kreideflynchs.⁶²⁾ Er stellt sich am Südrand des großen Schuttkegels ein, mit etwa 20 m aufgeschlossener Mächtigkeit und starker Kleinfältelung. Gegen S schrumpft er zwischen dem Glimmerschiefer und jenem Dolomitkeil auf ein höchstens 5 m mächtiges

Band zusammen; es ist dort furchtbar sowohl in sich verknetet, als auch am Hangendkontakt mit Couches rouges und Glimmerschieferbreccie. Im Schutt liegen auch Stücke von hellem Aptychenkalk. An dem Sprung, der den Dolomitkeil gegen S begrenzt, endet auch unser Kreideflysband, um jedoch in höherer Lage wieder fortzusetzen und nach S bald wieder an Mächtigkeit zuzunehmen. An seiner Basis liegt dort, an den Wurzeln von Graben V, eine leuchtend gelbrot anwitternde Bank von Couches rouges, 3 bis 4 m mächtig. Auf der Felskanzel, die zwischen Graben IV und V gegen W vorspringt, greift ein davon ausgehender Keil in den Glimmerschiefer hinein; sein Gestein, größtenteils hellgrau von Farbe, ist vollständig brecciös zertrümmert. Auch (tektonische?) Gerölle von Glimmerschiefer sind darin eingebettet, ebenso auch in der gelbroten Bank. Diese erscheint, aus der Ferne gesehen, scharf gegen den hangenden Kreideflys abgegrenzt; in der Nähe beobachtet man jedoch innigste gegenseitige Verzahnung, die selbst allmählichen Übergang vortäuscht. Die Zerquetschung und Zerblätterung der Gesteine geht wohl bis an die Grenze des Möglichen. Steil S fallendes Clivage durchsetzt beide Gesteine und schneidet scharf diskordant an der Grenze gegen den liegenden Glimmerschiefer und Amphibolit ab; einige Zentimeter undefinierbarer schwarzer, bröckeliger Quetschschiefer begleiten streckenweise den Kontakt. — Am hangenden Kontakt des Kreideflys sind eine Reihe von Linsen von Glimmerschieferbreccie, stets innig mit Couches rouges verknüpft, eingebettet; auch hier sind die Spuren der tektonischen Vorgänge als weitgehende Verknetung und Zertrümmerung des Gesteins wahrzunehmen. Auch einzelne Klötze von Hauptdolomit sind in den Kreideflys eingebettet, zum Teil mit Glimmerschiefer zu tektonischen Breccien verknetet — sofern es sich nicht auch hier um stark verdrückte Fetzen von dolomitreicher Glimmerschieferbreccie handelt.

Gegen S fällt der Glimmerschiefer stärker ein als die Allgäuer Überschiebung; infolgedessen gewinnt der zwischengeschaltete Kreideflys wieder an Mächtigkeit. Eine größere Linse und einzelne kleine Fetzen von Couches rouges sind ihm auch südlich von Graben V noch eingeschaltet. Weiterhin jedoch ertrinken alsbald die Aufschlüsse in dem Meer von Dolomitschutt, das vor allem der Graben VI aus den Wänden der Rotspitze herabbringt.

d) Die Aufschlüsse von Graben V bis zum Haseneckbach. Wie schon erwähnt, sind in dieser Gegend die Aufschlüsse zu lückenhaft, als daß sich daraus ein zusammenhängendes Bild des tektonischen Aufbaues in seinen Einzelheiten gewinnen ließe. Es bleibt nichts anderes übrig, als die einzelnen Profile jeweils für sich zu beschreiben.

Im Graben V beginnen die Aufschlüsse bei 1220 m, etwas über dem Steiglein, das von der Jagdhütte horizontal nach S führt, mit ziemlich steil SSO fallendem, stark verdrücktem, dunkelgrauem Mergelschiefer; er macht durchaus den Eindruck des Kreideflys und enthält auch einzelne grünliche Lagen, wie sie in diesem aufzutreten pflegen. 10 bis 15 m höher steckt darin eine Lage von stark linsig-

flaserig zerquetschtem, hellgrauem Aptychen- oder Fleckenkalk, 1 m mächtig; nach weiteren 3 m dunkler Mergelschiefer eine zweite ebensolche, kaum mächtiger. Es folgen abermals die nämlichen Schiefer bis über einen horizontalen Steig hinauf, der bei etwa 1250 m den Graben quert. Gleich über ihm liegt auf der S-Seite eine 80 cm mächtige Linse von dunkelbraunem, braungrau anwitterndem Dolomit mitten in den Schiefeln. Wenig höher verschütten zum Teil riesige Glimmerschieferblöcke den Graben. Bei etwa 1300 m schaut dazwischen nochmals auf einige Meter typischer Kreideflysch heraus, furchtbar in sich verknestet, mit einer $\frac{1}{2}$ m mächtigen Einlagerung von feiner Breccie (vgl. S. 25). Nach weiterer Schuttbedeckung bildet (bei 1340 m Höhe) dunkelgrauer, bituminöser Dolomit, stark in sich zertrümmert und von zahllosen weißen Kalzitadern durchsetzt, eine etwa 5 m hohe Wandstufe im Graben. Es ist nicht sicher zu entscheiden, ob er ansteht oder nur einen riesigen verstürzten Block darstellt; die starke Zertrümmerung des Gesteins sowie eine schwach ausgeprägte, 30° S (das heißt ungefähr in der allgemeinen Fallrichtung der Gegend!) geneigte Bankung würde indes zu der Annahme passen, daß es sich um eine tektonische Einschaltung handelt — über deren Bedeutung sich freilich gar nichts Bestimmtes sagen läßt. Aufwärts folgt wieder Schuttbedeckung bis zu dem bereits besprochenen Glimmerschiefer.

Die Gräben VI und VII bieten keinerlei Aufschlüsse; riesige Schuttmassen verhüllen dort alles.

Im Graben VIII stehen bei 1170 m, zunächst auf der Nordseite, braune glimmerige Sandsteine an, die dem basalen Flysch zugehören dürften; sie fallen etwa 70° SO. 20 m höher liegt darauf heller Aptychenkalk, an der Basis stark flaserig zerdrückt, weiter aufwärts normal; er ist 5 m mächtig und fällt mittelsteil O, bei N-S-Streichen (im Profil auf Tafel II, das in der Streichrichtung liegt, kommt das Fallen nicht zum Ausdruck!). Er wird bedeckt von dem S. 36 beschriebenen Konglomerat; im N 5 m mächtig, keilt es gegen S aus. Es folgen nun bis etwa 1260 m aufwärts schwarze, stark verdrückte Schiefer, nicht zu unterscheiden vom Kreideflysch, mit meist östlichem Einfallen; dann Schuttbedeckung. Bei etwa 1270 m steht auf der Nordseite des Grabens noch etwas feinsandiger, dünnplattiger Mergel an.

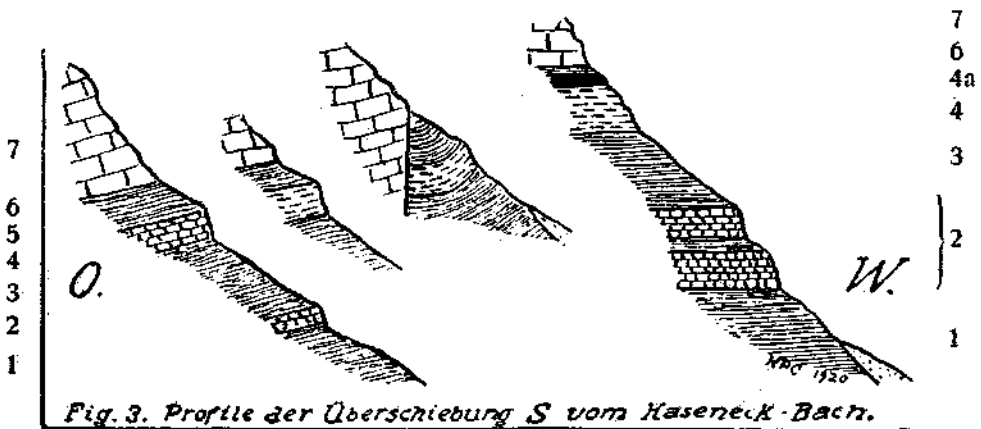
Damit enden hier die Aufschlüsse; aber etwas nördlich vom Graben VIII, am Weg zur Haseneckalm, 25 m südlich von dessen oberster Kehre, treffen wir einen dunkelgrauen, stark bituminösen Kalk in dicken, flach S-fallenden Bänken; seine Zugehörigkeit ist unbekannt, Spuren von Crinoiden erwecken den Verdacht auf Lias, doch ist auch möglich, daß er eine Einlagerung in Kreideflysch bildet. Dessen typische Gesteine erscheinen 65 m weiter südlich am gleichen Weg: dunkelgraue, grüne, dunkelrote Schiefer, mit Linsen von grauem Kalk; äußerst zerdrückt und zerblättert, verworren, doch im ganzen ziemlich steil S-fallend. Im Schutt begleiten sie den Weg noch auf eine längere Strecke. Weitere 60 m südlich stellen sich massenhafte Bruchstücke von rotem Hornstein ein und bedecken 20 m weit den Weg, ohne daß anstehende Bänke sichtbar wären (das

im Prof. B, Taf., gezeichnete südliche Einfallen beruht nur auf Vermutung!). 30 m weiter, vom Ende des Hornsteins aus gerechnet, liegt ein großer Block von Glimmerschiefer; da erratische Spuren in der Nachbarschaft gänzlich fehlen, ist wohl anzunehmen, daß auch dies Gestein in der Nähe ansteht. Gleich darauf überschreitet der Weg die Allgäuer Überschiebung — wenig unter wie über ihm im Wald ist der Hauptdolomit zu treffen.

Etwas zusammenhängender ist dessen Unterlage wieder im tiefen Tobel des Haseneckbaches aufgeschlossen. Gleich an dessen Ausgang steht, steil OSO fallend, der Seite 36 erwähnte dunkelgrüne Quarzitsandstein an — er mag bereits eine tektonische Einschaltung darstellen. Er wird überlagert von grauen Mergelschiefern mit Bänken von grauem Mergelkalk, dunklem Kiesel- und Sandkalk in 100 m übersteigender Mächtigkeit; das Streichen wendet sich allmählich nach NO, das Fallen bleibt vorwiegend steil südöstlich. Gegen oben werden die Kalkbänke dünner, aber zahlreicher; die Schiefer, meist stark verdrückt, nehmen auch dunkelrote Einlagerungen auf. Am Eingang in den Kessel unter der Dolomitüberschiebung ist das Seite 36 beschriebene Konglomerat eingelagert, darüber eine 1½ m mächtige Linse von grauem, wohl liasischem (vgl. S. 18) Spatkalk.

Weiterhin ist im Bachbett alles von Schutt verhüllt, bis an den Fuß der Dolomitwand, über welche der Bach als Wasserfall herabstürzt. Den Glimmerschiefer, der auf dessen Nordseite (nach Rothpletz⁶⁸) anstehen soll, konnte ich nicht finden; vielleicht ist er seither vom Schutt begraben worden. Etwas höher auf dem Nordgehänge liegt die gleichfalls von Rothpletz erwähnte Linse von Aptychenkalk, 3 bis 4 m mächtig. Rothpletz gibt in ihrem Hangenden nochmals Schiefer an; ihre Mächtigkeit kann nicht groß sein, da fast direkt darüber der Hauptdolomit folgt. Im Liegenden des Aptychenkalkes folgt, konkordant zu ihm flach SO fallend, stark verdrückter Kreideflysch.

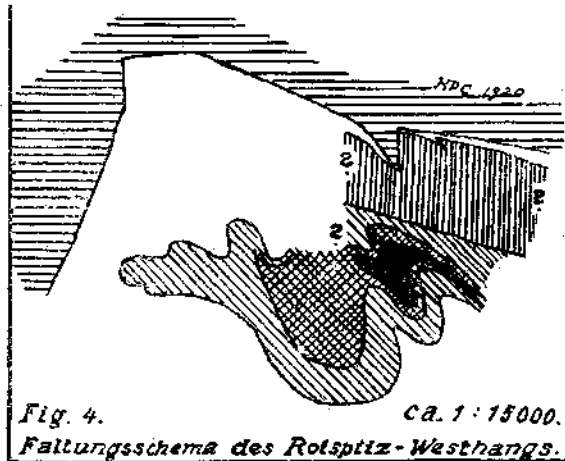
Auf der Südseite des Baches sind die Aufschlüsse zusammenhängender; Fig. 3 stellt sie dar. Über stark verdrücktem Kreideflysch (1) erscheint, zunächst dem Bach, eine gleichfalls enorm ver-



quetschte, 1 m mächtige Bank von Aptychenkalk (2); darauf wieder einige Meter Kreideflysch (3), überdeckt von 30 cm Glimmerschiefer (4) und $1\frac{1}{2}$ m vorwiegend rotem Aptychenkalk (5), gleichfalls stark verflasert und kalzitisiert (er entspricht wohl der Fortsetzung der Linse nördlich des Baches!); endlich nochmals 2 m Kreideflysch (6), überschoben vom Hauptdolomit (7). Alles fällt ganz flach östlich. Gegen SW verschwindet der Aptychenkalk (5), der Glimmerschiefer schwillt auf zirka 2 m an; weiterhin wird er durch einen kleinen Querbruch in die Höhe gerückt und biegt sich zugleich gegen W auf. Geht man um den nächsten, westwärts gerichteten Gehängeworsprung herum in den nächstsüdlichen Parallelgraben, so trifft man wieder fast horizontale Lagerung. Die Aptychenkalkbank (2) hat sich verdoppelt; der Glimmerschiefer (4) hat auf zirka 3 m zugenommen und wird im Hangenden begleitet von $\frac{1}{2}$ m Amphibolit (4a); der Kreideflysch (6) ist auf $\frac{1}{2}$ m zusammengeschrumpft und dürfte noch weiter gegen S ganz auskeilen. Doch sehr bald verschwindet in dieser Richtung alles unter Vegetationsbedeckung; nur etwas Glimmerschiefer schaut nach zirka 20 m nochmals daraus hervor.

II. Einige allgemeine Bemerkungen über die Tektonik.

Das nebenstehende Schema (Fig. 4) zeigt, wie wir uns die Faltung der Retterschwangdecke auf dem Westgehänge der Rotspitze nördlich von Graben IV vorzustellen haben. Die Grenzen sind theoretisch ergänzt, soweit dies an Hand der im Voraus-



gehenden mitgeteilten Detailbeobachtungen mit einiger Wahrscheinlichkeit möglich ist. Der Hauptdolomit ist horizontal, der Glimmerschiefer senkrecht schraffiert; der Hornstein schwarz, Aptychenkalk kreuzweise und Fleckenkalk schräg schraffiert; die jüngeren Schichten sind weiß gelassen.

Man ersieht daraus die schöne liegende Falte, welche die Oberjuraschichten der Retterschwangdecke bilden. Es wurde bereits darauf hingewiesen (S. 45 f.), wie vollständig der Mittelschenkel dieser liegenden Falte erhalten ist, desgleichen auf die sekundären Falten, in welche sie als Ganzes wieder gelegt ist: zwei große, scheinbare Mulden, welche jedoch die ältesten Schichten im Kern enthalten — in Wahrheit also verkehrte Gewölbe darstellen. Sehr deutlich wird auch aus der Figur das Zurückbleiben der älteren Schichten im S: der Hornstein dringt kaum über den Kern des südlichen verkehrten Gewölbes hinaus nach N vor; den des nördlichen erfüllt der Aptychenkalk, erreicht aber damit gleichfalls sein nördliches Ende. Der nördlichste, flachgelagerte Teil der Deckfalte wird ganz von Fleckenkalk aufgebaut. Aus diesem südlichen Zurückbleiben der Gewölbekerne folgt, daß der faltende Schub von S nach N wirksam war. Das Nämliche geht hervor aus dem O-W-Streichen der Falten; davon soll später noch die Rede sein (vgl. S. 63 f.).

Die erwähnte Anschoppung der einzelnen Schichtglieder in bestimmten Faltenteilen ist selbstverständlich verbunden mit oft gewaltiger innerer Zusammenstauchung; auf diese wurde ja auch mehrfach im Vorausgegangenen hingewiesen.

Sehr auffällig ist die starke Reduktion, welche nicht so sehr die Schichten des Mittelschenkels, als die des normalen an einzelnen Stellen erlitten haben. So erscheint der Aptychenkalk in den Gräben III und IV über dem Hornstein nur wenige Meter mächtig. Hier mag man für die Reduktion (wenn auch der hangende Fleckenkalk von ihr nicht ganz in gleichem Maße betroffen scheint) die darübergefahrene Glimmerschieferscholle verantwortlich machen. Für die enorme Mächtigkeitsabnahme des Fleckenkalks im Liegenden des Kreideflyschs S der „Weißen Spitze“ aber fehlt eine plausible Erklärung aus der Tektonik.

In auffälligem Gegensatz zu der Falten tektonik des Oberjura steht die enorme, fast regellose Verknetung der Kreideschichten der Retterschwangdecke. In Figur 4 ist sie (schon wegen des Maßstabs) nicht dargestellt; doch ist sie ja aus den Profilen der Tafel II ersichtlich.

Dieser Gegensatz im tektonischen Stil dürfte wesentlich bedingt sein durch die Verschiedenheit des Materials: vermöge ihrer dünnen und regelmäßigen Schichtung vorzüglich faltbare

Hornsteine und Kalke auf der einen Seite — auf der anderen Kreideflysch und Couches rouges, die auf Zusammenschub durch Differentialbewegungen viel kleineren Maßstabes: durch Ausbildung von Clivage reagieren. Wo sich darüber die Glimmerschieferbreccie einstellt, da sehen wir auch wieder Faltung, freilich lange nicht in der vollkommenen Form wie in den Oberjurasschichten; ist doch die Faltbarkeit der schichtungslosen Breccie weit geringer. Im übrigen macht sich im oberen Teil der Kreideflyschregion auch der Einfluß der Allgäuer Überschiebung bemerklich, in der enormen Zerstückelung der Gesteine und Durchmischung ihrer Scherben.

Sieht man von diesem obersten Teil ab, so haben Kreideflysch- und Oberjuraregion doch trotz aller Gegensätzlichkeit einen gemeinsamen Zug in ihrem tektonischen Stil: beide zeigen, im großen betrachtet, stetige⁶⁴⁾ Tektonik; ihre Deformation ist ohne jähe Zertrümmerung, durch Summation kleiner gleichsinniger Bewegungen, Lage auf Lage, zustande gekommen, wenn auch die einzelnen Lagen zum Beispiel des Aptychenkalkes zum Teil in sich zertrümmert wurden. Wohl konnten durch Übertreibung dieses Bewegungsvorgangs gelegentlich einzelne Schichtglieder zerrissen, ausgequetscht werden — im allgemeinen aber sind die Profile vollständig. Brüche fehlen durchaus.

Gegensätzlich steht dem sedimentären Anteil der Retterschwangdecke sowohl die Glimmerschieferscholle, als auch der Dolomit der Allgäuer Decke gegenüber: beide zeichnen sich aus durch unstetige Tektonik.

Insbesondere innerhalb der kristallinen Schiefer konnten wir die Beobachtung machen, daß nur auf einzelnen, meist von der Schieferung unabhängigen Flächen Bewegungen der einzelnen Gesteinslinsen gegeneinander erfolgt sind; diese Gesteine haben sich im ganzen durchaus spröde verhalten (vgl. oben S. 8f). Dieser Gegensatz zeigt, daß wir für das Zustandekommen der Deformationen verhältnismäßige Nähe der Oberfläche annehmen müssen; denn je größer die Tiefe, um so mehr ist gleichmäßiges, scheinbar plastisches Verhalten aller Gesteine zu erwarten. Heute liegen über der Retterschwangdecke noch etwa 500 m Hauptdolomit; unter Ergänzung der fehlenden Rhät-, Jura- und Kreideschichten mag man auf 1500 bis 2000 m Überdeckung kommen. Wesentlich höher

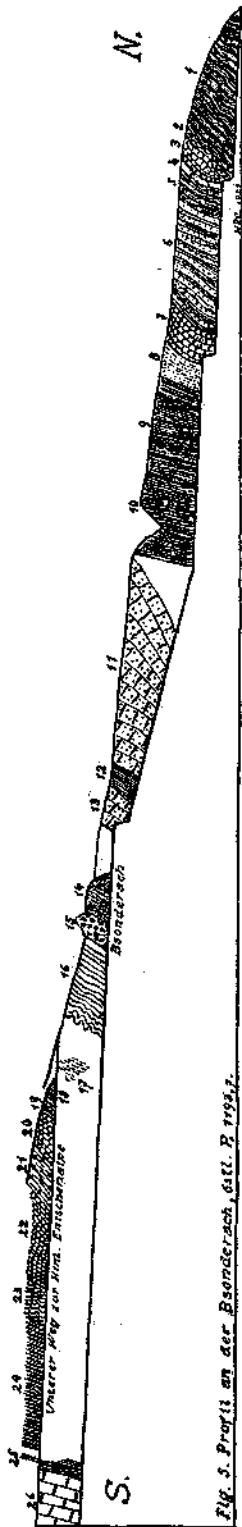


Fig. 5. Profil an der Bsonderach, östl. P. 1957.

(der Größenordnung nach) wird sie für die Zeit der Überschiebungsvorgänge kaum anzunehmen sein.

Die Glimmerschieferscholle steht, wie wir sehen, in keinem unmittelbaren tektonischen Verband mit dem Rest der Retterschwangdecke. Gleichwohl müssen beide ursprünglich zusammengehören. Was diese Annahme notwendig macht, sind stratigraphische Beziehungen: Der Glimmerschiefer hat das Material für die oberkretazische Breccie geliefert; und seiner ganzen Beschaffenheit nach kann dieses keinen weiten Transport durchgemacht haben. Es müssen also beide von einheitlichem Ursprung sein.

III. Die Fortsetzung der Retterschwangdecke.

a) Nach Süden. Wo mit dem Graben IV die zusammenhängenden Aufschlüsse des Rotspitz-Westgehänges enden, dort scheint auch die Retterschwangdecke als geordneter Faltenkörper ihr Ende gefunden zu haben. Wohl unter dem Einfluß der Allgäuer Überschiebung löst sie sich in eine Anzahl von kleinen Fetzen und Schuppen von Aptychenkalk, Kreideflysch Glimmerschiefer auf, wie wir sie bis zum Haseneckbach angetroffen haben.

Noch etwa 1 km weiter südlich jedoch treffen wir im Bachbett der Bsonderach wieder eine zusammenhängende Schichtfolge der Retterschwangdecke. Es sei hier das ganze Profil mitgeteilt, das man längs dem Westufer dieses Baches beobachtet, von seinem Austritt in die Talweitung der Alpe „Bei den Ställen“ an aufwärts; die nebenstehende Fig. 5 stellt es dar.

Es beginnt im N an dem genannten Punkte:

1. Mit einem Wechsel grauer Mergelschiefer mit dunkelgrauen Kieselkalkbänken und Hornsteinlagen; Streichen 60 bis 80° O. Fallen steil, später flacher südlich, mit häufigen welligen Verbiegungen. Unmittelbar bei einer ersten Sperrmauer im Bach liegt darüber, über einer dünnen, ganz verquetschten Schieferlage

2. Dunkelroter, untergeordnet grüner Hornstein zirka 1 m; weiter

3. Aptychenkalk, hellgrau, stark verflasert mit zahlreichen schwarzen Tonhäuten, zirka 3 bis 4 m; darauf

4. Dolomit, hellgrau, mit massenhaften weißen Kalzitadern; gegen S senkrecht herabgebogen, mit O-W-Streichen.

5. Flyschschiefer mit Kieselkalk- und Hornsteinbänken wie (1), doch alsbald übergehend in

6. Mergelschiefer wechselnd mit grauen, braun anwitternden, feinkörnigen Kalksandstein- oder Sandkalkbänken; etwa 30 bis 40 m. Bei der zweiten Sperrmauer

7. Aptychenkalk, sehr stark verflasert und kalzitisiert; 5 bis 6 m; Streichen 80° O, Fallen zuerst mittel, dann sehr steil S.

8. Mergelschiefer, dunkelgrau und rötlich; dünnblättrig, glänzend, zirka 5 m.

9. Ähnliche Mergelschiefer, stellenweise mit reichlichen Fukoiden und einzelnen Kieselkalkbänken, zirka 20 m.

10. Dunkle, stark verdrückte Mergelschiefer mit Sandkalkbänken sowie (bei einem Seitengraben) Konglomeratlagen; diese enthalten in weit vorwaltender Mergelgrundmasse einzelne, zum Teil über faustgroße Gerölle von Kalken (darunter ein lichtroter Lias-Spatkalk, mit Rhynchonellen) und Dolomiten, sowie vereinzelt grünlichen Hornstein. Im ganzen 12 bis 15 m. Hierauf nach Schuttunterbrechung

11. Grauer Kalksandstein, braun anwitternd, massig und sehr dickbankig; stellenweise geht er über in feine Breccie mit Quarzkörnchen und gelben Dolomitbruchstückchen. 30 bis 40 m.

12. Kreideflysch-ähnliche Schiefer, grau, grünlich, dunkelrot, mit zahlreichen dünnen Einlagerungen von braun anwitterndem Sandkalk; sehr steil S-fallend. 5 bis 6 m.

13. Kalksandstein wie (11), 5 bis 6 m; er bildet eine kleine Steilstufe im Bachbett, mit Wasserfall. Nach zirka 10 m Schuttunterbrechung folgt

14. Grauer Mergelschiefer mit bräunlich verwitternden mürben Kalksandsteinbänken; einige Meter.

15. Feine Breccie aus Quarz und Dolomitfragmenten von 2 bis 3 mm Durchmesser; vereinzelt darin eingestreut größere Brocken von hellem Dolomit, dichtem, dunkelgrauem Kalk mit hellgrauer Anwitterung, grauem, rötlich anwitterndem, feinspatigem Kalk (Lias?); 5 bis 6 m.

16. Blaugrauer kieseliger Mergelkalk, mit heller oder dunkler grauen Mergelschiefern wechselnd; Streichen O—W, bei 60° S-Fall; gegen S sehr starke innere Verfältelung; zirka 20 m. Nach kurzer Schuttunterbrechung folgen

17. Dunkelrote, untergeordnet blaßgrüne, Couches rouges-ähnliche Mergelschiefer, vollkommen blättrig zerdrückt, etwa 3 m. — Über ihnen biegt der untere der beiden zur Hintern Entschenalpe führenden Wege (auf Blatt Hinterstein 1:25.000 nicht eingetragen) in den Bachschnitt ein; die folgenden Glieder des Profils sind am Weg lückenlos aufgeschlossen.

18. Schwarze, gänzlich zerquetschte Schiefer vom Charakter des Kreideflyschs, etwa 2 m; Streichen 80° O, Fallen 60° S.

19. Hornstein, dunkelrot und grün, 2 m.

20. Aptychenkalk, hellgrün und rosa, dünnbankig bis plattig-schieferig, 5 bis 6 m; Streichen O—W bei 45° S-Fall. Gegen S Übergang in

21. Fleckenkalk, dunkelgrau und grünlichgrau mit den typischen dunklen Flecken und Streifen, 5 bis 6 m.

22. Aptychenkalk wie (20), zuerst stark verflasert und verschiefert, dann normal dünnplattig mit einzelnen Hornsteinlagen, 10 bis 12 m; das südliche Einfallen wird hier wieder steiler. Ohne scharfe Grenze folgt

23. Roter Hornstein, stark in sich gefältelt; 6 bis 7 m.

24. Blaugrauer Kalkmergel, hellgraugelb verwitternd; dünnplattig-schieferig; am Kontakt gegen (23) vollständig zu schwarzem Schiefer zerdrückt; zirka 25 m. Nach ganz kurzer Schuttunterbrechung folgt

25. Schwarze Schiefer von Kreideflysch-Habitus, mit dunkelroten Einlagerungen, gewaltig in sich verquetscht; 2 m. Hierauf mit fast senkrecht S-fallender Kontaktfläche (unmittelbar am Bach ist sie aufgeschlossen):

26. Hauptdolomit der Allgäuer Decke mit schlecht kenntlicher, sehr steil S-fallender Schichtung.

Was die Deutung dieses Profils betrifft, so entsprechen die Glieder 19 bis 23 ganz genau der Oberjura-Fleckenkalkserie der Retterschwangdecke, wenn auch in stark reduzierter Mächtigkeit. Sie sind zu einer nordwärts überkippten Mulde zusammengebogen. In 17 und 18 kann man die Kreide des verkehrten Schenkels sehen, doch ist dessen Schichtfolge hier nicht vollständig — der Hornstein (19) ruht mit Überschiebungskontakt darauf. Unsicher ist die Erklärung von (24); vielleicht handelt es sich um ein Glied des basalen Flyschs, das infolge der synklinalen Lagerung der ganzen Retterschwangdecke von S her über diese heraufgeschoben ist. Nach dem Gesteinscharakter ist es indessen auch möglich, daß Lias vorliegt, der wohl auch der Retterschwangdecke angehört — der zweifellos tektonische Kontakt gegen den Radiolarit (23) mag von sekundärer Bedeutung sein. Ist diese Deutung richtig, so müßte zwischen (24) und (25), das wieder stark an Kreideflysch erinnert, der ganze Oberjura und Fleckenkalk weggeschert sein. — Die Schichten von N her bis (16) einschließlich dürften als basaler Flysch zu betrachten sein, mit Ausnahme der Oberjuraglieder (2), (3), (7) und des Triasdolomits (4). Das Auftreten dieser unzweifelhaft ostalpinen Schichtglieder mitten im Flysch, mehr als 100 m unter der Überschiebung der Retterschwangdecke, ist von besonderem Interesse. Es liegt auf der Hand, daß

es tektonisch bedingt sein muß; und es zeigt klar den intensiven Grad tektonischer Durchmischung, die in den oberen Teilen des „basalen“ Flyschs herrscht, wenn sie auch gewöhnlich durch den Mangel an Aufschlüssen und die tektonische Unentzifferbarkeit der Flyschprofile sich der Beobachtung entzieht.

Auch an dem höher oben durch den Wald führenden Hauptweg zur Hinteren Entschenalpe sind nochmals Gesteine der Retterschwangdecke — Fleckenkalk, Aptychenkalk, Hornstein — aufgeschlossen, jedoch weit lückenhafter. Ebenso noch weiter aufwärts im Wald; Ampferers Karte⁶⁵⁾ verzeichnet sie unter den Hauptdolomitwänden des Entschenkopfes bis gegen die Rotmoosalpe. An dem Wege unterhalb des Waldes fand ich auch ein einzelnes Stück von Glimmerschiefer, der nicht wohl durch Eistransport von der Rotspitze oder dem Haseneckbach dorthin gelangt sein kann.

b) Fortsetzung nach Norden. Am Imbergerhorn, auf der Nordseite des Retterschwangtales, liegt unter dem Hauptdolomit der Allgäuer Decke (aus dem der Gipfel dieses Berges besteht) eine mächtige Masse von Aptychenkalk — eine tiefere, von der Allgäuer Decke mitgeschleppte Teilschuppe nach Rothpletz,⁶⁶⁾ dessen Mitteilungen wir ihre Kenntnis verdanken. Andere Schichtglieder waren dort bisher kaum bekannt; auch die Karte von Reiser,⁶⁷⁾ die den nördlichen Teil dieser Schuppe noch darstellt, verzeichnet nur Aptychenkalk; denn der Diabas im Reichenbachtobel, unter dem Burgschrofen, ist von jenem durch einen tektonischen Kontakt getrennt. Auf dem österreichischen Blatt Lechtal ist dagegen auch Hornstein an der Basis des Aptychenkalks eingetragen.

Die ganz analoge tektonische Situation ließ den Gedanken aufkommen, daß in diesem Aptychenkalk eine Fortsetzung der Retterschwangdecke zu suchen sei. Eine zur Klärung dieser Frage unternommene Exkursion ergab das Folgende:

Auf dem Nordabhang des Imbergerhorns steht (südlich vom Burgschrofen) noch bei 1400 m Höhe der Flysch an. Schutt verhüllt seine obere Grenze. In der Rinne, welche vom Gipfel ziemlich direkt nordwärts hinabzieht, trifft man bei etwa 1470 m dunkelroten Hornstein, flach südlich bergeinwärts fallend. Nach wenigen Metern geht er aufwärts ohne scharfe Grenze über in roten, zum Teil grün gefleckten, kieseligen Aptychenkalk. Bei 1500 m enthält dieser eine Einlagerung von feiner Breccie: eckige, gelbe und graue Kalkstückchen von meist weniger als 1 cm Durchmesser in einem dunkelroten, flaserigen Kalkzement mit eingestreuten feinen, silberglänzenden Glimmerschüppchen. Sie enthält in großer Menge Bruchstücke von kleinen, feingerippten Aptychen. Hiedurch ebenso wie durch ihren

lithologischen Habitus erinnert sie auffällig an manche der Breccien-einlagerungen im Aptychenkalk, die Boden⁶⁸⁾ aus der kalkalpinen Randzone des Tegernseergebietes beschreibt. Wenig über der Breccie geht die Farbe des Aptychenkalks unter Wechsellagerung in Hellgrau bis Weiß über. Bei etwa 1560 m geht aus ihm ohne scharfe Grenze typischer grünlichgrauer Fleckenkalk hervor, mit dunklen Flecken und Streifen und dunkelgrauen schiefrigen Zwischenlagen — ganz genau wie am Westgehänge der Rotspitze; das Fallen hat sich hier mit mittlerem Neigungswinkel gegen O gewendet. Bei 1590 m folgt der überschobene Hauptdolomit, ohne daß ich den Kontakt unmittelbar aufgeschlossen getroffen hätte.

Eine bemerkenswerte Ergänzung erfährt dies Profil durch die Aufschlüsse auf der SW-Seite des Imbergerhorns. Der Hauptdolomit der Allgäuer Decke biegt dort, am P. 1564, sehr steil gegen S hinab. Nördlich darunter folgt in gleicher Lagerung der Aptychenkalk, zuerst sehr stark flaserig verdrückt, weiterhin normal dünnbankig; im oberen Teil hellgrau, nimmt er weiter abwärts rote und grüne Farben an und geht schließlich über in roten Hornstein (in der nördlichen steilen, grasbewachsenen Rinne, die den Waldabhang östlich der Strausberg-Alpe durchzieht). Der Hornstein ist ein paar Meter mächtig; gegen abwärts wird er grün und geht sodann über in dunkle, außerordentlich bröckelige Schiefer mit schwarzglänzenden (MnO_2 -Belege!) Ablösungsflächen. Bruchstücke von zertrümmerten Hornsteinbänken sind darin eingebettet, sowie Linsen von Breccie aus gelblichen Dolomitbrocken. An der Basis dieser Schiefer stellt sich eine bunte Reihe von größeren und kleineren, doch nie über wenige Meter an Mächtigkeit hinausgehenden Linsen verschiedenartiger Gesteine ein. Auf der Nordseite der erwähnten Grasrunse (zirka 1450 m Höhe) liegt eine solche von Breccie, bestehend fast ausschließlich aus grauem, vollkommen dichtem Dolomit mit brauner Anwitterung und dunkelgrauen Kieselputzen, in bis kopfgroßen Bruchstücken. Unmittelbar darunter liegt eine Linse von grauem, kieseligem, äußerst zähem Kalk, bräunlich anwitternd und von zahllosen Kalzitadern durchtrümert. Am gegenüberliegenden Rand der Runse, in wenig tieferer Lage, scheint das letztere Gestein überzugehen in einen braungrauen, feinspatigen Kalk mit unbestimmbaren Schalenresten, anscheinend von Terebrateln. In seiner Gesellschaft liegt dort ein dunkelgrauer, bituminöser Kalk, dicht und knollig, mit brauner Anwitterung, durchflochten von Lagen eines graubraunen, mürben Mergels. — Die Deutung dieser Gesteine als Lias liegt auf Grund der Lagerung unter dem Hornstein nahe; für die Dolomitbreccien und den Spatkalk wird sie durch die lithologische Beschaffenheit so gut wie sichergestellt. Bei den anderen Gesteinen kommt vielleicht auch Rhät in Frage; eine Entscheidung wäre auf Grund von Fossilfunden möglich. — Unter dieser Linsenzone liegen, sehr steil S-fallend, graue, furchtbar verquetschte Mergelschiefer, dem Kreideflysch des Rotspitz-Westgehänges gleichend; wie diesem, sind auch ihnen Couches rouges in großen und kleinen Fetzen eingeknetet — auch hier zum Teil in sich vollkommen zu einer Breccie

verarbeitet, so wie wir das im Graben I an der Rotspitze gefunden haben.

Die beschriebene Schichtfolge am Imbergerhorn stimmt durchaus mit jener der Retterschwangdecke überein, wenn man vom Auftreten der Breccie im Aptychenkalk absieht; doch spricht dies wohl nur lokale (soweit sich bisher beurteilen läßt) Vorkommen keineswegs gegen einen tektonischen Zusammenhang. Und ein Gegenbeweis gegen einen solchen ist auch nicht in dem nordwärts gerichteten antiklinalen Abschluß der Oberjurafalten am Rotspitz-Westgehänge gegeben; dieser kann sekundärer Natur sein. Mir scheint demnach kein Grund gegen eine tektonische Parallelisierung der Juraschichten von Imbergerhorn und Rotspitze vorzuliegen.

Nehmen wir diese an, so sehen wir das stratigraphische Profil der Retterschwangdecke vervollständigt durch den oben erwähnten Lias.

c) Die weitere Verbreitung der Retterschwangdecke läßt sich vorläufig noch nicht sicher übersehen. Nördlich des Hindelanger Tales liegt am Rande der Kalkalpen eine vielfach zerstückelte Schuppenregion,⁶⁹⁾ doch wage ich bis jetzt von keinem ihrer Teilelemente eine Zugehörigkeit zur Retterschwangdecke anzunehmen.

Weiter östlich zeigt nach Boden⁷⁰⁾ eine schmale Randzone der Kalkalpen stratigraphische Besonderheiten, die zum Teil (Breccie im Malm; sandiges Neokom; siehe oben Seite 25 und Seite 60) mit solchen der Retterschwangdecke genau übereinstimmen; an Hand der Literatur konnte Boden diese Randzone von den Hohenschwangauer bis zu den Schlierseer Bergen verfolgen. Für ihre tektonische Parallelisation mit der Retterschwangerdecke erscheinen jedoch jene Merkmale nicht genügend. Zudem ist jene Randzone nach Boden im Tegernseer Gebiet zwar bis zu einem gewissen Grade selbständig gegenüber den Kalkalpen, aber durch keine durchlaufende Dislokation von ihnen getrennt.

Auch gegen SW suchen wir über das Retterschwangtal hinaus zunächst vergeblich nach einer Fortsetzung der Retterschwangdecke. Vielleicht entstammt der Glimmerschiefer (fälschlich Gneis⁷¹⁾ vom Kühberg bei Oberstdorf einer solchen — wenn er auch petrographisch nicht ganz mit den Retterschwanger Glimmerschiefern übereinstimmt. Seine Einbettung im Flysch, tief unter der Allgäuer Schubfläche, widerspricht einer solchen Auffassung keineswegs — man vergleiche die oben (Seite 57 f.) erwähnten, gleichfalls tief im Flysch verkeilten Schollen von Aptychenkalk usw. des Bsonderachprofils. Auch die Auflösung des Glimmerschiefers in einen Schwarm von Blöcken dürfte keinen Gegengrund abgeben — sie kann auf tektonische Zertrümmerung beim Einwicklungsvorgang zurückgeführt werden; abgerollte Blöcke, wie sie in den kristallinen Riesenkonglomeraten des Balderschwanger Klippen-

gebietes die Regel bilden, habe ich am Kühberg nicht gesehen. Doch bedarf das Vorkommen noch näherer Untersuchung. — Weiterhin mögen einer Fortsetzung der Retterschwangdecke die Schollen von Aptychenkalk entsprechen, die Rothpletz,⁷²⁾ Mylius⁷³⁾ und Pontoppidan⁷⁴⁾ vom Zwölferkopf und der Bärenweide im kleinen Walsertal bekannt gemacht haben. Sie stecken zwischen Flysch und Hauptdolomit der Allgäuer Decke; doch fehlen nähere Angaben, die vielleicht eine Entscheidung für oder wider jenen Zusammenhang ermöglichen würden.

Endlich scheint mir Rothpletz⁷⁵⁾ im Wesentlichen recht zu haben, wenn er die Balderschwanger Jurakluppen mit den Aptychenkalklamellen unter der Allgäuer Überschiebung, unserer Retterschwangdecke, in Zusammenhang bringt.⁷⁶⁾ Damit soll freilich nicht behauptet sein, daß beide genau derselben tektonischen Einheit entstammen. Doch möchte ich hier auf jenes heißumstrittene Kluppengebiet noch nicht näher eingehen; ich hoffe, bei späterer Gelegenheit darauf zurückzukommen.

IV. Die Herkunft der kristallinen Schollen.

Wir haben gesehen, daß die kristallinen Schollen des Retterschwangtales untrennbar verknüpft sind mit einer sedimentären Schichtfolge ostalpiner Fazies, daß sie zusammen mit dieser einen tektonischen Komplex bilden, den wir hier als Retterschwangdecke bezeichnet haben. Die Frage nach der Herkunft der Schollen ist also identisch mit der nach der Herkunft der Retterschwangdecke.

Zunächst sei die Richtung betrachtet, aus der deren Bewegung erfolgt ist. Es kann dabei keinem Zweifel unterliegen, daß die Retterschwangdecke, so wie wir sie heute vor uns haben, kein selbständig bewegtes Gebilde darstellen kann — dazu ist sie nicht nur zu unbedeutend — auch ihre Auflösung in einzelne Linsen spricht dagegen. Mag sie in einer früheren Phase ihres Werdegangs sich selbständig bewegt haben — das ist heute nicht mehr zu entscheiden; ihren gegenwärtigen Zustand jedenfalls verdankt sie nur der Verschleppung und Verquetschung durch die darüber gefahrene, viel mächtigere Allgäuer Decke.

Die Richtung, in welcher die Heimat unserer kristallinen Schollen zu suchen ist, muß also übereinstimmen mit der Bewegungsrichtung der Allgäuer Decke. Diese ist nun, wie in einer früheren Mitteilung⁷⁷⁾ zu zeigen versucht wurde, nicht aus O, aber auch nicht rein aus S herangeschoben, sondern aus einer zwischenliegenden, SSO- bis SO-Richtung. Vermittels der damals angewandten Methode: Messung des

Streichens der Detailfalten, die unter dem Einfluß des Überschiebungsvorgangs im Liegenden entstanden — sei nun nochmals die Schubrichtung speziell am Rotspitz-Westgehänge, geprüft.

Es wurde als Streichen von Faltenumbiegungen in der Retterschwangdecke gemessen:

- | | |
|---|-----------------------------|
| a) Im Kreideflysch des normalen Schenkels im Graben I
(2 Falten) | 80° O, 80° W |
| b) — nördlich Graben IV (3 Falten) | 70° W, 65° W, 55° O; |
| c) — des verkehrten Schenkels, nördlich Graben III | 45 bis 50° O;; |
| d) Im Fleckenkalk, Graben II (Fuß der Felswand) | 70° O; |
| e) — zwischen Graben I und II (Fuß der Felswand,
2 Falten) | 55° O, 60° O; |
| f) — Stirnbiegung, südlich vom Graben I | 80° W; |
| g) — „Weiße Spitze“ | 80° W; |
| h) Im Aptychenkalk, „Roter Felskopf“ | 60° O; |
| i) — NW vom „Roten Felskopf“ | 60° O; |
| k) — Hangendes des Hornsteins, nördlich Graben III | 60° O; |
| l) Im Hornstein, nördl. Graben III (+ Falten) 70° O, 40° O, 45° O, 60—70° O; | |
| m) -- Felswand, südöstlich vom „Roten Felskopf“ (4 Falten) | 85° W, 65° O, 45° O, 70° O; |
| n) Im Hauptdolomit (Fetzen im Kreideflysch in Graben II) | 80° W. |

Aus diesen 23 gemessenen Faltenumbiegungen ergibt sich als Mittelwert für das Faltenstreichen $72\frac{1}{2}^{\circ}$ O, entsprechend einer fast genau südsüdöstlichen Bewegungsrichtung. Das steht im Gegensatz zu der Meinung Ampferers,⁷⁸⁾ daß es näher läge, unsere Schollen von O heraufgeschleppt zu denken als von S, da in jener Richtung die Schubflächen schneller in tiefere Schichten hinabstiegen.

Dabei wurde die Voraussetzung stillschweigend zugrunde gelegt, daß die sämtlichen gemessenen Falten einander gleichwertig seien. Diese Voraussetzung dürfte nun in unserem Falle kaum erfüllt sein. Denn es ist in obiger Zusammenstellung auch die große liegende Stirnfalte des Fleckenkalks (f) mit aufgenommen, mit 80° W-Streichen; ganz das gleiche Streichen zeigt auch die große Fleckenkalkfalte (g) der „Weißen Spitze“. Es liegt nun nahe, die Entstehung jener größten Falten in der Retterschwangdecke nicht mit der Allgäuer Überschiebung in Zusammenhang zu bringen, sondern einer selbständigen Bewegungsphase zuzuschreiben.

An dem obigen Mittelwert wird dadurch nicht viel geändert: unter Auslassung der beiden genannten Falten erhalten wir dafür nahe 70° O, was mit einer Bewegung aus SSO (der genau ein Faltenstreichen von $67\frac{1}{2}^{\circ}$ entsprechen würde) sogar noch besser übereinstimmt.

Für jene gesonderte Bewegungsphase aber kommen wir zu einer nahezu rein südlichen Schubrichtung. Es ist nun auffallend, daß wir eine solche auch für die Entstehung der großen Aufwölbung der Allgäuer Überschiebung als wahrscheinlich annehmen müssen; streichen doch die senkrecht verbogenen Schichten ihres Nordflügels 85° O (da es sich hier um viel bedeutendere Dimensionen der Falten handelt, erscheinen auch Schlüsse auf Grund einzelner Werte des Faltenstreichens schon viel sicherer als im Falle der kleinen Detailfalten!). Es liegt also nahe, die Entstehung jener Fleckenkalkumbiegungen und des großen Hauptdolomittunnels ein und demselben Vorgang zuzuschreiben.

Die allgemeine Richtung der Bewegung, aus SSO, steht nach dem Gesagten fest. Damit bleiben auf die Frage nach der Herkunft der kristallinen Schollen von vornherein drei Antworten möglich. Ihre Heimat kann zu suchen sein:

1. Im unmittelbar südlich benachbarten Untergrund. Freilich können wir sie uns nicht mehr, wie einst G ü m b e l,⁷⁹⁾ an Ort und Stelle aus der Tiefe heraufgeschleppt denken. Denn es liegt ja keine steile „Verwerfung“ vor, sondern eine flache Überschiebung der Allgäuer Decke von großer Förderweite.⁸⁰⁾ Dagegen wäre es von vornherein nicht undenkbar, daß diese Decke von einem ihrer Vorwärtsbewegung sich entgegenstellenden Hindernis an ihrer Basis, etwa einem herzynischen Massiv, Fetzen losgerissen und an ihrer Sohle mitgeschleift hätte.

2. Kann es sich handeln — nachdem ein normaler Verband der Glimmerschiefer mit der Allgäuer Decke nicht besteht — um einen stirnwärtigen Teil dieser Decke, der im Verlauf des Überschiebungsvorgangs darunter geraten und laminiert worden ist; die kristallinen Schiefer bildeten demnach einen Rest der normalen kristallinen Unterlage der Allgäuer Trias, die ja sonst, soweit unsere Beobachtung reicht, von jener abgehoben und für sich selbständig bewegt worden ist. Das scheint im wesentlichen die Auffassung von A m p f e r e r zu sein.

3. Im Sinne der Deckentheorie können verschleppte Reste einer tieferen, nördlich von der Allgäuer beheimateten, selbständigen Decke vorliegen.

Diese drei Möglichkeiten sollen nun der Reihe nach durchgegangen werden, zunächst an Hand des Materials der kristallinen Schollen selbst, sodann auch der begleitenden Sedimente.

Kristalline Schiefer — seien sie nun entstanden lediglich unter der Einwirkung der hohen Drucke und besonders Temperaturen der großen Tiefen, mit oder ohne direkte magma-

tische Einwirkung, oder aber unter wesentlicher Mitwirkung gebirgsbildender Vorgänge, auf dem Wege der Durchbewegung ganzer Gesteinskörper — auf jeden Fall verdanken sie ihre Entstehung Prozessen, die in einheitlicher Weise über größere Gebiete hinweg gewirkt haben. Dies kommt schon in dem Schlagwort *Regionalmetamorphose* zum Ausdruck. (Eine einzelne flächenhafte Dislokation schafft Mylonite, aber nicht kristalline Schiefer!) Dementsprechend zeigen auch die metamorphen Gesteine größerer Gebiete ein gewisses einheitliches Gepräge; dem trägt die *Becke-Grubenmannsche* Zonenlehre Rechnung. So wenig wir nun auch bis jetzt in der Lage sind, exakt die Umwandlungsbedingungen eines metamorphen Gesteins anzugeben, so können wir doch bestimmte Gruppen solcher Gesteine zusammenstellen, für welche diese Bedingungen ungefähr gleichartig gewesen sein müssen; und wir können für ein einzelnes Gestein feststellen, ob es sich einer dieser Gruppen einordnet oder nicht. Auf diesem Wege können wir versuchen, der Frage nach der Heimat unserer Schollen näherzutreten. Daneben ist natürlich auch der Charakter der begleitenden Sedimente nicht außer acht zu lassen.

1. Die Herkunft aus dem unmittelbar benachbarten Untergrund. Um diese Möglichkeit zu prüfen, haben wir zunächst die Frage aufzuwerfen: Wie müssen wir uns den Untergrund in der Nachbarschaft überhaupt vorstellen?

Einen direkten Anhaltspunkt zur Beantwortung dieser Frage besitzen wir nicht. Man hat die kristallinen Gerölle in der mittel- und jungtertiären Molassenagelflur aus dem „vindelizischen Gebirge“ am Alpennordrand herleiten wollen. In der Schweiz ist die Irrigkeit dieser Ansicht längst nachgewiesen,⁸¹⁾ die Molassegerölle stimmen dort gerade nicht mit den Gesteinen des nächstbenachbarten kristallinen Massivs, des Aarmassivs überein, sondern, soweit sich ihre Herkunft bisher feststellen läßt, fast durchwegs mit ostalpinen Vorkommnissen. Für die Gerölle der oberbayrischen Molasse habe ich kürzlich gleichfalls die „vindelizische“ Herleitung zu widerlegen versucht.⁸²⁾ Auf die Molassegerölle als Zeugen für das Aussehen des „vindelizischen“ Untergrundes dürfen wir uns also nicht berufen. Und auch die exotischen Gerölle im Flysch dürften keine Auskunft darüber geben, wenngleich deren Herkunft noch um vieles dunkler ist.⁸³⁾

Es bleibt also nichts übrig, als die nächstbenachbarten kristallinen Massive innerhalb und außerhalb der Alpen anzusehen und aus ihrer Beschaffenheit Rückschlüsse auf die des verhüllten Zwischenstücks zu versuchen. Im Hinblick auf dessen große Ausdehnung mag man diesen Weg von vornherein für in hohem Grade problematisch halten. Daß er — wenn auch mit Vorbehalt — gangbar erscheint, ergibt sich aus der Konstanz, welche der Aufbau der in Betracht kommenden kristallinen Gebiete über gewaltige Erstreckungen hin aufweist.

Es handelt sich um die Böhmisches Masse und den Schwarzwald außerhalb, das Aarmassiv innerhalb der Alpen. Diese Gebiete sind mir sämtlich aus eigener Anschauung, wenigstens in beträchtlichen Teilen, bekannt; daneben muß ich mich natürlich in weitem Umfang auf die Literatur stützen.

Von der böhmischen Masse kommt für unsere Vergleichung vor allem der südwestliche Teil, der Bayrische Wald, in Betracht. Leider existiert keine neuere zusammenfassende Darstellung dieses Gebietes; doch erlaubt die von Gumbel⁸⁴⁾ gegebene immerhin eine Übersicht, in Verbindung mit Arbeiten von Weinschenk⁸⁵⁾ sowie solchen von F. E. Sueß⁸⁶⁾ und F. Becke⁸⁷⁾ für das böhmische und österreichische Nachbargebiet. Wir können demnach den westlichen („moldanubischen“) Teil der böhmischen Masse charakterisieren als ein Gebiet von Tiefenintrusionen und Tiefenmetamorphose: Granitmassen, meist durch Übergänge mit Orthogneisen verbunden; Paragneise, ebenso wie die vorigen der tiefsten Zone der Umwandlung nach Becke-Grubenmann angehörend, häufig reich an Cordierit und Sillimanit, oft granitisch injiziert; Granulite; dazu Eklogite und häufig ganz massive Hornblendegesteine bauen das Gebiet im wesentlichen auf. Glimmerschiefer spielen eine verhältnismäßig untergeordnete Rolle und zeigen durch Übergänge zu den Cordieritgneisen sowie durch häufigen Gehalt an Sillimanit, daß auch sie die gleiche Tiefenmetamorphose erlitten haben. „In dem weiten Gebiete von den Bergen bei St. Pölten an durch das ganze südliche Böhmen, im größten Teile des böhmisch-mährischen Hochlandes, im Bayrischen Walde und im Böhmerwalde sind Gesteine von anogenem Typus und mit den Merkmalen der Metamorphose in tieferen Regionen der Erdkruste weitaus vorherrschend.“⁸⁸⁾ Erst weit im Osten, in der „moravischen“ Zone, stellen sich mehr in Oberflächennähe umgewandelte Gesteine ein.

Nicht viel anders ist das Ergebnis bezüglich des Schwarzwaldes; ihm liegt vor allem die zusammenfassende Darstellung bei Deecke⁸⁹⁾ zugrunde. Auch hier sind es vor allem granitische (Schapbach-) Gneise — primär schiefrige Granite zum Teil — sowie Para(Rench-)gneise, die beide in großer Tiefe ausgebildete Merkmale an sich tragen; das gleiche gilt für die „Kinzigite“ — sofern diese nicht überhaupt reine Kontaktgesteine darstellen. Dazu treten jüngere granitische Durch-

brüche in sehr bedeutender Ausdehnung. „Die . . . sogenannte Schieferformation, bestehend aus Glimmerschiefern und Phylliten, fehlt in Baden ganz und gar.“⁹⁰⁾

Einen Anhaltspunkt zur Beurteilung des Grundgebirges in dem durch jüngere Sedimente verhüllten Raum liefern die kristallinen Auswürflinge der Vulkane des Hegaus und der schwäbischen Alb. Im erstgenannten Gebiet handelt es sich um Gesteine, die mit denen des Schwarzwaldes durchaus übereinstimmen;⁹¹⁾ sie bezeugen eine südwestliche Fortsetzung des Schwarzwälder Grundgebirges. Im Gegensatz dazu fehlen unter den Auswürflingen des Uracher Vulkangebietes typische Schwarzwaldgesteine ganz; statt dessen treffen wir eine reichhaltige Gesteinsgesellschaft, die recht nahe Beziehungen zum Bayrischen Walde zeigt — Cordierit- und Sillimanitgneise spielen die Hauptrolle darin.^{91a)} Nun zeigt der weitaus überwiegende Teil dieser kristallinen Auswürflinge — im Gegensatz zu den daneben vorkommenden Brocken jüngerer Sedimente — abgerollte, manchmal auch auf Windschliff hinweisende Formen; und man wird daher Bräuhäuser (a. a. O.) zustimmen müssen, daß aus ihnen nicht auf die Zusammensetzung des unmittelbar von den Vulkansloten durchsetzten, kristallinen Untergrundes geschlossen werden darf — daß es sich vielmehr in der Hauptsache um durch Flußtransport verfrachtete Gerölle, vermutlich des Rotliegenden, handelt. Dagegen kann ich mich der weiteren Schlußfolgerung Bräuhäusers, der die Heimat jener Gerölle im „Vindelizischen Gebirge“ des Alpenvorlandes sucht, nicht anschließen. Gegen einen Transport aus so weiter Entfernung spricht sowohl die gewaltige Größe einzelner Auswürflinge — der größte gefundene hat ein Gewicht von sieben Zentnern — als auch die zum Teil tadellos frische Erhaltung so leicht verwitternder Mineralien, wie Cordierit, Diälag, basischer Plagioklas; und auch die von Bräuhäuser selbst hervorgehobene Anordnung des Rotliegenden in SW—NO (variszisch!) streichenden Talzügen macht einen Transport quer zu der Richtung dieser Talzüge über größere Strecken nicht gerade wahrscheinlich. Ich möchte aus den angedeuteten Gründen lieber eine Beheimatung dieser Gesteine in der näheren Umgebung der Ausbruchstellen annehmen. Einen Rückschluß auf die Beschaffenheit des kristallinen Untergrundes im unmittelbaren Alpenvorland erlauben sie somit leider nicht; immerhin geben sie einen sehr wertvollen Hinweis auf die weite Verbreitung des böhmischen Grundgebirges gegen W.

Vom Aarmassiv existiert in Heims Geologie der Schweiz eine hervorragende neue Übersicht.⁹²⁾ Nach ihr besteht dies Massiv ebenfalls in der Hauptsache aus granitischen Gneisen (deren zum Teil sehr weitgehende Übereinstimmung mit Schwarzwaldgesteinen seit Sauer's⁹³⁾ Mitteilungen bekannt ist) und jüngeren Graniten; dazu kommen Amphibolite usw., Quarzporphyre und die serizitischen Schiefer und Gneise der Schieferzone. Im wesentlichen liegen auch hier die Produkte von intrusiven Vorgängen und Metamorphose der Tiefe vor. Nur die letztgenannten Gesteine machen eine Ausnahme; sie verdanken

ihren heutigen Zustand einer nachträglichen, vorzugsweise mechanisch-kataklastischen Umformung; das scheint festzustehen, so komplex auch anscheinend ihre Zusammensetzung und so strittig zum Teil ihre Herkunft noch ist. Mit unseren Retterschwanger Glimmerschiefern haben sie also auch keine unmittelbare Verwandtschaft — im Gegenteil hebt Heim ausdrücklich als auffallend hervor, daß im Aarmassiv „echte Muskowitglimmerschiefer, Biotitglimmerschiefer und granatreiche Gesteine, wie sie in anderen alpinen Massiven so verbreitet sind, fast oder ganz fehlen“⁹⁴)

Wir sehen also, daß die dem Alpenrand benachbarten Teile des Herzynischen Gebirges, sowohl außerhalb wie innerhalb der Alpen, durchaus Gebiete einer Metamorphose in großer Tiefe, verbunden zum Teil mit Injektionsvorgängen, sowie granitischer (untergeordnet auch anderer) Intrusionen und Kontakte darstellen, soweit nicht kataklastische Erscheinungen, von einer späteren Umwandlungsphase herrührend, hinzutreten. Für eine vorwiegend präkristallin deformierte, in geringer bis mittlerer Tiefe umgeformte tektonische Fazies, wie sie unsere Retterschwanger Glimmerschiefer darstellen, ist in solcher Gesellschaft kein Platz.

Es ist aber auch nicht anzunehmen, daß die genannten kristallinen Massen gerade dort ihren Charakter änderten, wo sie sich unter der Hülle jüngerer Sedimente vor unseren Blicken verbergen. Dagegen spricht, wie schon angeführt, die gewaltige Konstanz ihrer Ausbildung in den ganzen unserer Beobachtung zugänglichen Räumen. Das Aarmassiv behält seinen Charakter über 115 km Länge im Streichen durchaus bei; es hat ihn auch nicht wesentlich verändert dort, wo es nach Unterbrechung durch das sedimentäre Gebiet Gemmi—Dent de Morcles, im Montblanc- und Aiguilles rouges-Massiv seine südwestliche Fortsetzung findet. Noch größer ist die Konstanz beim Schwarzwald und Bayrischen Wald, doch für unseren Fall von geringerer Bedeutung, da diese Gebiete viel weiter abliegen.

Auf Grund des Gesteinscharakters erscheint es also nicht sehr wahrscheinlich, daß die Retterschwanger Glimmerschiefer dem unmittelbaren herzynischen Untergrund entstammen.

Es treten aber noch andere Gegengründe hinzu. Zunächst die Ausbildung der Sedimente. Sie ist in der Retterschwangdecke unzweifelhaft ostalpin, wie wir gesehen haben. Ebenso ausgeprägt helvetisch ist sie im Aarmassiv und der autochthonen Zone nördlich davon (Fenster von Näfels im Linthtal!). Das

läßt jedenfalls auf viel engere Beziehungen zum überschobenen Allgäuer Gebirge schließen als zum autochthonen Untergrund.

Ferner spricht die ganze tektonische Erscheinungsart des Aarmassivs gegen eine Bejahung der aufgeworfenen Frage. An seinem Ostende sehen wir dieses auf drei Seiten unmantelt von den ungefähr parallel zur Massivoberfläche einfallenden Schichten helvetischer Fazies und darübergeschobenen Decken. Wären sie über dem Massiv vollständig erhalten, so müßte sich dieses als gewaltige kuppelförmige Auftreibung an der Oberfläche bemerklich machen; und dasselbe gilt für die weiteren, gegen SW sich anreihenden, analogen Massive. Über einem in seiner östlichen Fortsetzung gelegenen ähnlichen Massiv sollte man also auch eine derartige Auftreibung der ostalpinen Schichtfolge erwarten. Davon ist nichts zu sehen — bis zur Arlberglinie fallen vielmehr die verschiedenen Trias-Juraschuppen vorwiegend isoklinal südlich, mit Unterbrechung nur durch verhältnismäßig flache Aufwölbungen (Hornbacher Fenster). Es ist also kein Ort ersichtlich, wo sich ein derartiges, aus dem Untergrund aufgefaltetes Massiv verbergen könnte. Ohne das Vorhandensein eines solchen aber ist die für den kristallinen Untergrund anzunehmende Tiefe zu groß, als daß die verhältnismäßig flache Allgäuer Überschiebung ihn aufgeschürft haben könnte — man bedenke nur die riesige Mächtigkeit allein der Allgäuer Flyschmassen! Ganz abgesehen davon, daß wir nicht wissen, wie weit sich helvetische Decken etwa noch unter die Allgäuer Überschiebung hinein fortsetzen.

Alle die angeführten Gründe sind freilich nur Wahrscheinlichkeitsgründe; aber sie wirken zusammen, um eine Herkunft unserer Glimmerschiefer aus dem unmittelbar benachbarten Untergrund nicht annehmbar zu machen.

2. Die Zugehörigkeit zum normalen kristallinen Untergrund der Allgäuer Decke ist nur möglich unter der Voraussetzung, daß die Retterschwangdecke selbst einen stirnwärtigen, losgebrochenen und nachträglich überfahrenen Teil von jener darstellt; denn an der Stelle, wo sie sich heute befinden, stehen unsere Glimmerschiefer ja nicht in tektonischem Verband mit der Allgäuer Decke.

Wir kennen den normalen kristallinen Untergrund weder von der Allgäuer noch von einer anderen Teildecke der Allgäuer und Lechtaler Kalkalpen. Von dem südlich anschließenden

kristallinen Massiv der Silvretta bleiben sie getrennt durch eine Zone von Bewegungsflächen, an welchen die Silvrettagesteine steil auf die Kalkalpen aufgeschoben sind.⁹⁵⁾

Man kann mithin aus jenen nicht ohne weiteres auf die Beschaffenheit der kristallinen Unterlage der Kalkalpen schließen. In Anbetracht der nahen Nachbarschaft — der Aufschiebung der Silvretta kommt sicher keine allzu beträchtliche Reichweite zu — mag man immerhin eine Fortsetzung jener kristallinen Gesteine durch verwandte Bildungen unter dem Absatzgebiet der Kalkalpen für wahrscheinlich annehmen.

Die Hauptmasse der Silvretta besteht nun aus hochkristallinen Biotitgneisen und -schiefern, massenhaften Amphiboliten usw., mit welchen unsere Schollen gar keine Verwandtschaft zeigen. Dagegen schaltet sich am Nordrand, allseitig von tektonischen Kontakten umgrenzt, ein schmaler Gesteinszug ein, mit welchem sich jene, auf Grund der Beschreibung *Hammers*,⁹⁶⁾ im ganzen wohl vergleichen lassen: phyllitische Glimmerschiefer, zum Teil Granat oder Feldspat führend, mit untergeordneten Amphiboliteinlagerungen; auch granitische Muskowitgneise, denen der oben (S. 12f.) beschriebene im wesentlichen zu entsprechen scheint, fehlen nicht. Eine vollkommene Übereinstimmung besteht freilich nicht, wie ich mich bei der Durchsicht von *Hammers* mir freundlich zur Einsichtnahme zur Verfügung gestellten Material überzeugen konnte.

Somit treten am Nord- und am Südrand der Kalkalpen weitgehend übereinstimmende kristalline Gesteinsserien auf; und man mag daraus den Schluß ziehen, daß der normale kristalline Untergrund der Kalkalpen aus verwandten Gesteinen besteht. Allein einer Ableitung der Retterschwanger Glimmerschiefer aus der normalen Kalkalpenunterlage stehen Hindernisse anderer Art entgegen. Es ist eine vielfach festgestellte Eigenschaft der Schubflächen, daß sie von der Stirn der bewegten Masse gegen rückwärts in immer tiefere, ältere Schichten hinabsteigen — gleichgültig, ob man die Überschiebung aus einer Falte oder aus einer „Abspaltung“ hervorgegangen denken mag. Entstammten nun die Glimmerschiefer der Allgäuer Decke, so könnten sie in Anbetracht ihrer heutigen Lage nur aus deren Stirnregion hergeleitet werden. Die Allgäuer Decke müßte also gerade an ihrer Stirn einen Fetzen des tiefsten Untergrundes mitgerissen haben, während sonst ihre Schichtfolge erst mit dem

Hauptdolomit beginnt. Das stünde im Widerspruch mit der eben erwähnten allgemeinen Erfahrung über das Tiefersteigen der Schubflächen nach rückwärts. Freilich ist es auch möglich und vielfach beobachtet, daß der tiefste Schichtkomplex einer Schubmasse in Linsen zerrissen wird. Aber in unserem Falle liegt ja (im großen betrachtet!) gar keine Zerreißung in Linsen vor, sondern nur eine einzige Linse. Nirgends weiter rückwärts an der ostalpinen Sohle, bis in den südlichen Rhätikon, findet sich ähnliches wieder — und das mten wir doch erwarten, wenn es sich um den Rest einer ehemals zusammenhängend vorhandenen, dann im Verlauf des Überschiebungsvorgangs zerrissenen Basislage handelte.

Es bliebe noch die eine Möglichkeit übrig, daß sich am nördlichen Rande des Ursprungsgebietes der Allgäuer Decke eine bis nahe zur Oberfläche reichende kristalline Schwelle befunden habe, so daß die Schubfläche gerade an ihrem ausstreichenden Ende Gelegenheit gehabt hätte, in den kristallinen Untergrund einzugreifen. Gleichwohl erschiene dies als eine unerklärliche Laune der Schubfläche. Denn gerade in oberflächennahen Zonen sind Gegensätze in der Gesteinsbeschaffenheit für die Ausgestaltung von Schubflächen von größter Bedeutung; und mit der schärfste Gegensatz, den wir kennen, ist der zwischen kristallinen und sedimentären Gesteinen. Es wäre also viel eher zu erwarten, daß die Grenze der überschobenen Masse sich auf der Südseite einer solchen Schwelle ausgebildet hätte. Nehmen wir das aber an, so kommen wir für die Herkunft der kristallinen Schollen zurück auf die unter (1) abgelehnte Hypothese — nur kompliziert durch größere Verschleppungsweite.

Wir sehen, ohne gekünstelte Hilfsannahmen ist mit der Herleitung aus der Allgäuer Decke nichts anzufangen. Allein die Gesteinsanalogie mit der Phyllitzone von Landeck bleibt beachtenswert: die Beheimatung in dem an das Ursprungsgebiet der Silvretta nördlich anschließenden Raume ist im Auge zu behalten. Sie bleibt aber auch bestehen bei Annahme der nun zu erörternden dritten Herkunftsmglichkeit.

3. Die Deckentheorie, wie sie besonders von Zyn-
del⁹⁷⁾ und Staub⁹⁸⁾ für das ostalpine Gebirge Graubündens
ausgebaut worden ist, setzt den oberostalpinen Decken —
Silvretta- und tztalermasse nebst nördlichen Kalkalpen —

als tiefere Deckengruppe die unterostalpinen gegenüber und rechnet diesen das Unterengadiner Triasgebiet sowie das ganze südlich anschließende ostalpine Gebirge bis zur Linie Veltlin-Tonalepaß zu. Auch die Klippen- und Brecciendecken des Steinmannschen Schemas werden von Staub⁹⁹⁾ als unterostalpin aufgefaßt. Es soll hier nicht untersucht werden, inwieweit diese Anschauung richtig ist — welche Rolle insbesondere neben den sicher vorhandenen Bewegungen aus S solche aus östlicher Richtung spielen; und auch auf die weitere Gliederung des unterostalpinen Gebiets in Teildecken sowie deren mutmaßliche Zusammenhänge kann ich nicht weiter eingehen. Es sei vielmehr nur die Frage ins Auge gefaßt: Läßt sich auch unsere Retterschwangdecke mit ihren Glimmerschiefern — unter der oberostalpinen Allgäuer Decke liegt sie ja nachgewiesenermaßen — zum unterostalpinen Gebiet in nähere Beziehung bringen?

In der kristallinen Unterlage der unterostalpinen Decken Graubündens spielen die Hauptrolle Muskowit-Augengneise granitischen Ursprungs, im Wechsel mit Phylliten oder phyllitischen Glimmerschiefern — den Quarzphylliten der österreichischen, Casannaschiefern der meisten Schweizer Geologen; auch Amphiboliteinlagerungen, seltener Marmore fehlen diesem Komplex nicht. Mehr nur als lokale Fazies finden sich daneben Zonen von hochkristallinen Biotitschiefern und -gneisen, verknüpft mit pegmatitischen Injektionen und basischen Gesteinen (Tonaleschiefer); außerdem einzelne mächtige Tiefengesteinmassen. (Albula-, Julier-, Berninagranit; Diorit des Corno di Campo usw.) mit ihren Kontakthöfen. Von diesen können wir hier absehen. Jene Quarzphyllite und Augengneise scheinen eine heftig durchbewegte und posttektonisch umkristallisierte tektonische Fazies zu repräsentieren. Das Alter dieser Metamorphose ist unzweifelhaft vorpermisch, vielleicht herzynisch.¹⁰⁰⁾ Die alpinen Gebirgsbewegungen haben dann stellenweise zu einer neuen, manchmal recht intensiven, doch vorwiegend an die Nachbarschaft von Bewegungsflächen geknüpften Metamorphose im wesentlichen kataklastischer Art geführt.

Diese Quarzphyllit-Augengneis-Serie tritt nun in all den einzelnen unterostalpinen Decken in mehr oder minder großer Ausdehnung auf, mit vielen Wechseln im einzelnen. Ihr lassen sich unsere Retterschwanger Glimmerschiefer mit ihren Ein-

lagerungen sehr wohl vergleichen, was Art des Materials und der Umwandlung betrifft — wenn mir auch persönlich bisher kein unterostalpinisches Quarzphyllitgebiet bekannt ist, mit dem die Übereinstimmung eine restlose wäre.

Was ebenfalls mannigfache Anklänge an unterostalpinische Verhältnisse zeigt, ist die Sedimentserie der Retterschwangdecke, soweit wir sie kennen. Die dichte Beschaffenheit des Triasdolomits im Gegensatz zu dem meist zuckerkörnigen Allgäuer Hauptdolomit, die Breccien in Lias, Malm und Kreide sind — wenn auch nicht ausschließlich — unterostalpinische Merkmale; auf die Verwandtschaft des Kreideflyschs und besonders der sandigen Einschaltungen in seinem oberen Teil mit den Saluverschiefern im Oberengadin wurde bereits hingewiesen; auch die mächtige Entwicklung des Fleckenkalks könnte man hier nennen — sie steht im Gegensatz zu dem sonst im Allgäu gewohnten, findet dagegen ein Analogon in der Falknisdecke des Rhätikon¹⁰¹⁾ und den nordschweizer Klippen, für die Staub¹⁰²⁾ gleichfalls unterostalpinische Herkunft annimmt. Im Gegensatz zu den normalen Verhältnissen in manchen Teilen des unterostalpinischen Gebietes scheint die mächtige Entwicklung des Aptychenkalks zu stehen; solcher findet sich zum Beispiel im Samadener Gebiet¹⁰³⁾ (in schwach metamorphem Zustand, als „Hyänenmarmor“) nur verhältnismäßig untergeordnet den Radiolarienhornsteinen beigelegt und liegt dort stets unter jenen. Am Piz Lischanna hingegen haben Spätz und Dyhrenfurth¹⁰⁴⁾ gleichartige Gesteine mit den Hornsteinen wechsellagernd gefunden; und in der großen Liasmulde von Scansf liegt typischer Aptychenkalk im Hangenden des Hornsteins — genau wie dies auch im oberostalpinischen Gebiet die Regel bildet.¹⁰⁵⁾ Man darf wohl annehmen, daß Hornstein und Aptychenkalk Fazies darstellen, die sich innerhalb weiterer Gebiete wechselseitig vertreten können; zudem kennen wir den Malm der obersten unterostalpinischen Decken überhaupt sehr wenig. So dürfte auch jener Gegensatz im Auftreten des Aptychenkalkes kein ernstliches Hindernis für die unterostalpinische Ableitung der Retterschwangdecke bedeuten.

Auf was ich aber in diesem Zusammenhang besonderes Gewicht legen möchte, das ist das Vorkommen der Glimmerschieferbreccie in der oberen Kreide der Retterschwangdecke. Dieses Vorkommen steht innerhalb der gesamten Nordalpen

fast einzig da. Wohl führen die Konglomerate und Breccien der Gosauschichten nicht selten kristalline Gerölle als untergeordneten Bestandteil. Aber diese entstammen stets entweder der Zerstörung benachbarter, vorgosauisch verfrachteter, kristalliner Schubfetzen¹⁰⁶⁾ oder lassen erkennen, daß sie von weither eingeschwemmt sind.¹⁰⁷⁾ Unsere Breccie dagegen hat ihr Material wohl auch der unmittelbaren Nachbarschaft entnommen, allein das kann nicht am Ort ihres heutigen Auftretens geschehen sein; und ihre Zusammensetzung vorwiegend aus kristallinem Material, zum Teil durch untergeordnete Merkmale von dem unmittelbar anstehenden unterschieden, setzt die Existenz eines größeren kristallinen Hinterlandes voraus, von dem die heute noch vorliegenden Schollen nur Bruchstücke bilden. Etwas Ähnliches suchen wir im ganzen oberostalpinen Kalkalpengebiet vergeblich.

Im Gebiet der unterostalpinen Decken hingegen ist vom Lias an immer wieder stellenweise der kristalline Untergrund der Abtragung zugänglich geworden; dies bezeugen die kristallinen Gerölle in den mannigfachen Breccien. Speziell unserer Glimmerschieferbreccie vergleichbar, wegen des Vorwaltens und der bedeutenden Größe der kristallinen Elemente, sind die oben (S. 34) aufgezählten, zum Teil mehr oder minder wahrscheinlich gleichfalls oberkretazischen Breccien. Alle diese Vorkommnisse gehören dem unterostalpinen Gebiet an (tektonisch noch tiefer — penninisch — ist die gleichfalls an groben kristallinen Trümmern reiche Taspinitbreccie des Schams.)

Nun ist es an sich wahrscheinlicher, daß solch tiefgreifende Erosionswunden — die doch irgendwie tektonisch bedingt sein müssen — im Zusammenhang untereinander auftreten, und nicht ganz isoliert für sich allein. Letzteres wäre der Fall für die Retterschwangdecke, wenn wir für sie oberostalpinen Ursprung annähmen. Ist sie dagegen unterostalpinen Herkunft, so reiht sich die kretazische Denudation des kristallinen Untergrundes als weiteres Glied an die Kette ähnlicher Ereignisse, welche im unterostalpinen Gebiet im Verlaufe des mesozoischen Zeitalters eingetreten sind.

Besonders beachtenswert ist umgekehrt in diesem Zusammenhang das Fehlen jeglichen kristallinen Materials in den Gosaubreccien der Eisenspitze am Südrand der Lechtaler Kalkalpen, die doch fast in unmittelbare Berührung mit dem Quarz-

phyllit des nördlichen Silvrettamassivs tritt:¹⁰⁷⁾ es zeigt, daß hier, im Bereiche der oberostalpinen Kalkzone, der kristalline Untergrund nicht denudiert wurde.

Aus all den angeführten Gründen erscheint mir eine unterostalpine Abstammung der Retterschwangdecke am wahrscheinlichsten: sie stellt einen von der darübergelittenen, oberostalpinen Allgäuer Decke passiv bis an den Alpenrand verschleppten Fetzen einer der unterostalpinen Decken dar. Ich möchte vermuten, daß sie mit einer der höchsten von diesen (Languard- oder Campodecke?) in Verbindung zu setzen sein dürfte; allein Sicheres läßt sich über die Frage ihrer näheren Zugehörigkeit einstweilen nicht äußern.

Der Abstand der ursprünglichen Sedimentationsräume von Allgäuer und Retterschwangdecke braucht deshalb nicht groß gewesen zu sein — muß sich doch das Allgäuer Absatzgebiet an das unterostalpine unmittelbar angeschlossen haben. So ist es durchaus verständlich, wenn die Fazies der beiderseitigen Sedimente im ganzen nahe Verwandtschaft zeigt; und ebenso, wenn die kristallinen Schiefer sich den nächstsüdlich des unterostalpinen Gebietes einzufügenden, von der Nordseite des Silvrettamassivs, vergleichen lassen.

Damit kommt die Detailforschung zu einem ganz ähnlichen Ergebnis als wahrscheinlichster Lösung, wie es die Ed. Sueßsche Alpensynthese vorausgenommen hatte: sie redete von „lepontinischen“ Grundschollen.¹⁰⁸⁾ Dagegen war eingewendet worden,¹⁰⁹⁾ daß die Gesteine der Grundschollen verschieden seien von den lepontinischen Bündnerschiefern, und man folglich nicht beide zu einer Decke vereinigen könne. Dieser Einwand ist ganz richtig — nur übersieht er, daß in der Deckentheorie nie von einer lepontinischen Decke die Rede war, sondern stets von einer lepontinischen Deckengruppe. Wenn wir diese heute in ihre einzelnen Bestandteile auflösen können, so kommen die Bündnerschiefer zum tieferen, penninischen Anteil, unsere Grundschollen aber, wie erwähnt, zum unterostalpinen. An den Alpenrand passiv verschleppte Teile einer inneralpinen Zone bleiben sie aber gleichwohl — wenn auch ihre Heimat eine andere ist, als es Sueß angenommen hatte.

Anmerkungen und Literatur.

1) C. W. v. Gümbel, Geognostische Beschreibung des Bayrischen Alpengebirges. 1861.

2) J. Blaas, Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck 1902.

3) K. A. Reiser, Über die Eruptivgesteine des Allgäu. Tschermaks min.-petr. Mitt. 1889, S. 506.

4) A. Rothpletz, Geolog. Alpenforschungen II. München 1905, Seite 45.

5) C. W. v. Gümbel, Nachträge zur geognost. Beschreibung des Bayrischen Alpengebirges. 3. Das Auftreten kristallinischer Schiefer im Retterschwanger Tale bei Hindelang. Geognost. Jahreshefte I, 1888, S. 170; ferner Geol. v. Bayern II, Kassel 1894, S. 85.

6) M. Lugeon, La region de la Brèche du Chablais. Bull. carte géol. France VII, 1895.

7) Rothpletz a. a. O.

8) W. v. Seidlitz, Sur les granites écrasés (mylonites) des Grisons, du Vorarlberg et de l'Allgäu. C. R. Ac. Sc. Paris 1910.

W. v. Seidlitz, Über Granit-Mylonite und ihre tektonische Bedeutung. Geol. Rundschau I, 1910, S. 188.

9) O. Ampferer und W. Hammer, Geolog. Querschnitt durch die Alpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb. Geol. Reichsanst. 1911, Seite 531.

10) U. Grubenmann u. L. Hezner, Zusammenstellung der Resultate über die von 1900 bis 1915 im min.-petr. Institut der Eidgen. techn. Hochschule ausgeführten chemischen Gesteins- und Mineralanalysen. Vierteljschr. Naturf. Ges. Zürich 61, 1916.

11) Ed. Sueß, Das Antlitz der Erde III, 2, 1909.

12a) Diese winzige, auf einer Orientierungstour 1919 entdeckte Linse konnte ich bei Gelegenheit der endgültigen Aufnahme nicht wiederfinden. Auf Karte mit Profilen ist sie daher nicht dargestellt.

12) Rothpletz a. a. O.

13) Gümbel a. a. O. 1888.

14) Gümbel a. a. O. 1861, S. 151.

14b) Das Handstück entstammt nicht dem anstehenden Glimmerschiefer, sondern einem Bruchstück aus der S. 28 f. zu besprechenden Breccie!

15) B. Sander, Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tschermaks min.-petr. Mitt. 1911.

15) B. Sander a. a. O.

16) B. Sander, Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. Jahrb. geol. Reichsanst. Wien 64, 1914, S. 573.

17) W. v. Seidlitz, Granites écrasés, a. a. O.: „gneis mylonitisés du Retterschwangtal“.

18) U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer. 2. Auflage. Berlin 1911.

¹⁹⁾ G. Linck, Über den Chemismus der tonigen Sedimente. Geol. Rundschau IV, 1913, S. 289.

²⁰⁾ Sander a. a. O. 1911.

²¹⁾ Vgl. hierzu H. P. Cornelius, Zur Frage der Beziehungen von Kristallisation und Schieferung in metamorphen Gesteinen. Centrbl. f. Min. 1921, S. 1.

²²⁾ Gümbel a. a. O. 1888.

²³⁾ Gümbel a. a. O. 1861, S. 185f. Auch die dortselbst mitgeteilte, von Kobell ausgeführte Analyse dürfte sich auf einen Amphibolit beziehen; für die Ansprüche der heutigen Petrographie erscheint sie nicht genügend, weshalb eine Wiedergabe hier unterbleiben kann.

²⁴⁾ Rothpletz a. a. O., S. 41.

²⁵⁾ Vgl. zum Beispiel H. Mylius, Geolog. Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen I, München 1912, S. 15.

²⁶⁾ Als solchen hat ihn, im Graben IV unter der Glimmerschieferüberschiebung, Ampferer auf Blatt Lechtal kartiert. Der Fleckenkalk ist dort allerdings besonders stark vermergelt und verschiefert und erinnert sehr stark an Liasfleckenmergel. Doch erscheint es, in Anbetracht des Lagerungsverhältnisses und des Übergangs gegen unten in Aptychenkalk gerade an jener Stelle, auch dort nicht angezeigt, ihn als Lias aufzufassen.

²⁷⁾ C. A. Haniel, Die geolog. Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkamms und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgerg bis zum Wilden. Zt. d. deutsch. Geol. Ges. 63, 1911, S. 1.

²⁸⁾ H. Mylius a. a. O.

²⁹⁾ K. Boden, Geolog. Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weißach. Geognost. Jahresh. 27, 1914, S. 187.

³⁰⁾ D. Trümpy, Geolog. Untersuchungen im westlichen Rhätikon. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge 46, 2, 1916, S. 118.

³¹⁾ P. Christ, Geologische Beschreibung des Klippengebietes Stanserhorn—Arvigrat am Vierwaldstättersee. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge 12, 1920, S. 47.

³²⁾ Reiser a. a. O.

³³⁾ Rothpletz a. a. O.

³⁴⁾ Blatt Lechtal 1:75.000.

³⁵⁾ Reiser a. a. O.

³⁶⁾ Haniel a. a. O.

³⁷⁾ Ampferer und Hammer a. a. O.

³⁸⁾ Boden a. a. O.

³⁹⁾ H. P. Cornelius, Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge 45, 1914, S. 26.

⁴⁰⁾ Rothpletz a. a. O., S. 43.

⁴¹⁾ Bei den ostalpinen Geologen ist für die Couches rouges vielfach die Bezeichnung „Seewerschichten“ im Gebrauch. Diese ist nicht einwandfrei, aus folgenden Gründen: Der typische Seewerkalk der helvetischen Fazies ist ein hellgrauer (nur lokal roter) dichter Kalk mit schwarzen Tonflasern, im Gesteinscharakter verwandt dem ostalpinen

Aptychenkalk — also recht verschieden von den bunten, vorwiegend mergelig-schieferigen Couches rouges. Die Unterschiede in der Foraminiferenfauna beider Gebilde hat Quereau (Klippenregion von Iberg; Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 33, 1893, S. 83 ff.) betont; sie bleiben immer noch bemerkenswert, auch wenn man von den Aptychenkalken absieht, die jener Autor mit den Couches rouges zusammengeworfen hat. — Die Mergelschiefer mit Foraminiferen, wozu der Seewerkalk gegen oben übergeht, wurden früher auch als Seewermergel oder -schiefer bezeichnet. Da sie aber an der klassischen Lokalität Seewen bei Schwyz nicht vorkommen (dort transgrediert eozäner Assilinengrünsand direkt auf Seewerkalk), wird jene Bezeichnung jetzt als mißverständlich abgelehnt. Arnold Heim (Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe, I; Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge 20, 1910, S. 188) gebraucht den Namen Seewerschichten nur soweit, als jene kalkige Ausbildung, wenn auch zuoberst mit Mergeln wechselnd, sich findet, das heißt im wesentlichen für die Vertretung des Turons; die hangende (senone), rein mergelige Schichtgruppe nennt er Amdenerschichten. Sie zeigen in der Foraminiferenfauna viel mehr Übereinstimmung mit den Couches rouges, ebenso im Gesteinscharakter, wiewohl ihnen die bunten Farben auch, wenigstens in der Schweiz, gänzlich fehlen, soweit sie im Zusammenhang mit der normalen helvetischen Schichtfolge auftreten. Dem Umfang nach scheinen die Couches rouges (in der Westschweiz) den Seewer- und Amdenerschichten zu entsprechen; der Fazies nach sind sie mit letzteren sicher nahe verwandt, aber doch nicht identisch (vgl. Arnold Heim a. a. O., S. 107). Es muß daher ihrer Zusammenfassung unter gleichem Namen als irreführend entgegengetreten werden.

⁴²⁾ A. Spitz, Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins. IV. Die Umgebung von Scans und die Oberengadiner Bogen. Verh. Geol. Reichsanst. Wien 1919.

⁴³⁾ Für die Bestimmung wurden benutzt:

Quereau, Klippenregion von Iberg, a. a. O., S. 85 f.

Th. Lorenz, Geolog. Studien im Grenzgebiete zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies. II. Südlicher Rhätikon. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. E. 12, 1901, S. 40 f.

J. G. Egger, Foraminiferen der Seewener Kreideschichten. Sitzgsb. bayr. Akad. d. Wiss., München 1909, Nr. 11.

Arnold Heim, Churfürsten-Mattstockgruppe I, S. 176.

⁴⁴⁾ Alb. Heim, Geologie der Schweiz II.

⁴⁵⁾ G ü m b e l a. a. O. 1861, S. 151.

⁴⁶⁾ Rothpletz a. a. O., S. 44.

⁴⁷⁾ Lugeon a. a. O., S. 40.

⁴⁸⁾ O. Ampferer und Th. Ohnesorge, Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandte Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. Jahrb. geol. Reichsanst. 1909.

O. Ampferer, Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschr. Akad. d. Wiss., Wien 96, 1918.

- 49) H. P. Cornelius, Sedimentzone von Samaden, a. a. O. S. 28.
- 50) Spitz a. a. O.
- 51) A. Spitz und G. Dyrenfurth, Die Triaszonen am Berninapass und im östlichen Puschlav. Verh. geol. Reichsanst. Wien, 1913.
- 52) R. Staub, Zur Geologie des Salsalbo im Puschlav. Ecl. geol. Helv. XV, 1920, S. 502.
- 53) Trümpy a. a. O., S. 126.
- 54) H. P. Cornelius, Geologische Notizen aus dem östlichen Rhätikon. Verh. Geol. Staatsanst. Wien 1921.
- 55) Ampferer hat es auf Blatt Lechtal bereits eingetragen.
- 56) Ampferer und Ohnesorge a. a. O.
- 57) K. A. Reiser, Geolog. Karte der Hindelanger und Pfrontner Berge im Allgäu. Herausgeg. v. d. geognost. Abt. des k. bayr. Oberbergamts, München 1919.
- 58) Das ist aus der Darstellung bei Rothpletz a. a. O. bereits ersichtlich.
- 59) H. P. Cornelius, Zur Frage der Bewegungsrichtung der Allgäuer Überschiebungsdecken. Verh. geol. Reichsanst. Wien 1919.
- 60) Der Ausdruck „Oberjurafalten“ ist ungenau, da ja auch (vermutlich unterkretazischer) Fleckenkalk darin enthalten; der Kürze halber mag er indessen im Folgenden gebraucht sein.
- 61) Lugeon a. a. O., S. 40.
- 62) Als „graue oder schwärzliche zerbröckelnde, leider versteinungsleere Mergel“ erwähnt ihn Reiser (a. a. O. 1689, S. 507).
- 63) Rothpletz a. a. O.
- 64) B. Sander a. a. O., sowie: Über tektonische Gesteinsfazies. Verh. geol. Reichsanst. Wien 1912.
- 65) Blatt Lechtal, a. a. O.
- 66) Rothpletz a. a. O., S. 46.
- 67) Reiser, Karte der Hindelanger usw. Berge, a. a. O.
- 68) K. Boden, Geolog. Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggries mit Berücksichtigung der Beziehungen zu den benachbarten Teilen der oberbayrischen Alpen. Geognost. Jahresh. 28, 1915, S. 211.
- 69) Man vergleiche die Karte von Reiser, a. a. O.
- 70) Boden, Geigerstein usw., a. a. O.
- 71) Rothpletz a. a. O.
- C. A. Haniel, Geolog. Führer durch die Allgäuer Alpen südlich von Oberstdorf. München, bei Piloty u. Loehle, 1914.
- Mylius a. a. O.
- Arn. Heim, Zur Geologie des Grüntens im Allgäu. Vierteljschr. naturf. Ges. Zürich 64 (Heim-Festschrift), 1919, S. 458. — In der neuesten Notiz über die Schollen am Kühberg, von M. Richter (Die exotischen Blöcke im Flysch bei Oberstdorf; Centralbl. f. Min. 1921, S. 321) ist die petrographische Natur dieses Vorkommens richtiggestellt. Dagegen kann ich mich mit der dort gegebenen Deutung keineswegs befreunden: es ist doch kaum anzunehmen, daß im Verhältnis zu ihrer Breitenausdehnung so dünne Platten (siehe Fig. 2 a. a. O.)

von einer Steilküste herabbrechen konnten, ohne sich in annähernd isometrische Trümmer aufzulösen.

⁷²⁾ Rothpletz a. a. O.

⁷³⁾ H. Mylius, Die geolog. Verhältnisse des hinteren Bregenzer Waldes in den Quellgebieten der Breitach und der Bregenzer Ach bis südlich zum Lech. Mitt. geogr. Ges. München IV, 1909, S. 50.

⁷⁴⁾ H. Pontoppidan, Die geolog. Verhältnisse des Rappentalpentes sowie der Bergkette zwischen Breitach und Stillach. Geognost. Jahresh. München 1911, S. 11.

⁷⁵⁾ Rothpletz a. a. O.

⁷⁶⁾ Von einer ostalpin-helvetischen Übergangsfazies in diesen Klippen, wie sie Mylius (Grenzgebiet zwischen Ost- und Westalpen, a. a. O., S. 74) konstruieren möchte, habe ich in deren Jura bisher nichts bemerkt. Leider macht Mylius nirgends nähere Angaben darüber, an welcher Stelle er die „helvetischen“ Gesteine in den Klippen getroffen; eine Kontrolle ist folglich unmöglich. — Eine Neuuntersuchung des Klippengebiets ist im Gange; vgl. H. P. Cornelius, Vorläufiger Bericht über geolog. Aufnahmen in der Allgäuer und Vorarlberger Klippenzone; Verh. geol. Staatsanstalt Wien 1921, Nr. 11/12.

⁷⁷⁾ H. P. Cornelius, Allgäuer Überschiebungsdecken, a. a. O.

⁷⁸⁾ Ampferer und Hammer, Querschnitt, a. a. O., S. 679.

⁷⁹⁾ Gumbel a. a. O. 1861 und später.

⁸⁰⁾ Bezüglich der Wurzellosigkeit der Allgäuer und Lechtaler Kalkalpen schließe ich mich durchaus dem von Ampferer 1911 im Ostalpenquerschnitt vertretenen Standpunkt an (a. a. O., S. 669 ff.).

⁸¹⁾ J. Früh, Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. Denkschr. schweiz. naturf. Ges. 30, 1890. — Die neueste Zusammenstellung bei Heim, Geologie der Schweiz I, Leipzig 1919, S. 48 ff.

⁸²⁾ H. P. Cornelius, Einige Bemerkungen über die Geröllführung der bayrischen Molasse. Verh. geol. Staatsanst. Wien 1920.

⁸³⁾ Über die Herkunft der Allgäuer „Flysch“-Gerölle hoffe ich bei späterer Gelegenheit Näheres mitteilen zu können; vgl. auch H. P. Cornelius, Vorläufiger Bericht usw., a. a. O. 1921. — Übrigens steht jetzt schon fest, daß ihre Gesteinsvergesellschaftung auf durchaus andere Entstehungsbedingungen weist als die der Retterschwanger Schollen; für deren Herkunft ist also die jener Gerölle ohne Belang.

⁸⁴⁾ C. W. v. Gumbel, Geognost. Beschreibung des ostbayrischen Grenzgebirges. Gotha 1868.

⁸⁵⁾ Übersicht in: E. Weinschenk, Bodenmais—Passau. Petrograph. Exkursionen im Bayrischen Wald. München 1914.

⁸⁶⁾ F. E. Sueß, Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien und Leipzig 1903.

⁸⁷⁾ Das niederösterreichische Waldviertel; Übersicht der petrographischen Verhältnisse von F. Becke. Tschermaks min.-petr. Mitt. 32, 1914, S. 185.

⁸⁸⁾ F. E. Sueß a. a. O., S. 29.

⁸⁹⁾ W. Deecke, Geologie von Baden I.

⁹⁰⁾ De e c k e a. a. O., S. 15. — A. Sauer (Das alte Grundgebirge Deutschlands; CR. intern. Geol.-Kongr. Wien 1903, S. 587) schreibt: „... daß der im Schwarzwald zutage tretende archaische Komplex einem sehr tiefen Niveau angehört, wo die Vernichtung der klastischen Sedimente durch Umkristallisation eine viel vollkommenere sein mußte als höher; deshalb fehlen auch . . . Glimmerschiefer und Urtonschiefer.“

⁹¹⁾ Nach Angabe von A. Sauer in: H. Schwarz, Über die Auswürflinge von kristallinen Schiefen und Tiefengesteinen in den Vulkanembryonen der Schwäbischen Alb. Jahresh. Verein f. vaterländ. Naturkunde in Württemberg 61, 1905, S. 227. — Vgl. auch Erb, Die vulkanischen Auswurfsmassen des Hegaus. Vierteljschr. naturf. Ges. Zürich, 45, 1900, S. 1.

^{91a)} H. Schwarz a. a. O. sowie M. Bräuhäuser, Die Herkunft der kristallinen Grundgebirgsgerölle in den Basalttuffen der Schwäbischen Alb. Jahresh. Verein f. vaterl. Naturkunde in Württemberg 74, 1918, S. 212. Vgl. auch die in beiden Schriften angeführte ältere Literatur.

⁹²⁾ Alb. Heim, Geologie der Schweiz II, Leipzig 192, S. 126 ff.

⁹³⁾ A. Sauer, Geologische Beobachtungen im Aarmassiv. Sitzungsbericht d. k. preuß. Akad. d. Wiss., Berlin 1900.

⁹⁴⁾ Alb. Heim a. a. O. II, S. 129.

⁹⁵⁾ Ampferer und Hammer, Ostalpenquerschnitt, a. a. O.

⁹⁶⁾ W. Hammer, Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien 68, 1918, S. 205.

⁹⁷⁾ F. Zyn del, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge 41, 1912.

⁹⁸⁾ R. Staub, Zur Tektonik der südöstlichen Schweizer Alpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge 46, 1, 1916.

⁹⁹⁾ R. Staub, Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizer Alpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge 46, 3, 1917.

¹⁰⁰⁾ Über das Alter der Metamorphose vgl. H. P. Cornelius, Zur Kenntnis der Wurzelregion im Unteren Veltlin. Neues Jahrb. für Min., Beil. Bd. 40, 1915. — Natürlich treten zu jener vorkristallinen Durchbewegung vielfach noch Anzeichen einer jüngeren, kataklastischen Deformationsphase!

¹⁰¹⁾ Trümpy a. a. O.

¹⁰²⁾ Staub, Faziesverteilung und Orogenese, a. a. O.; Staub und Cadisch, Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters; Ecl. geol. Helv. 1921, S. 223.

¹⁰³⁾ H. P. Cornelius, Sedimentäre Zone von Samaden, a. a. O.

¹⁰⁴⁾ A. Spitz und G. Dyhrenfurth, Geolog. Monographie der Engadiner Dolomiten. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge 44, 1915, S. 72.

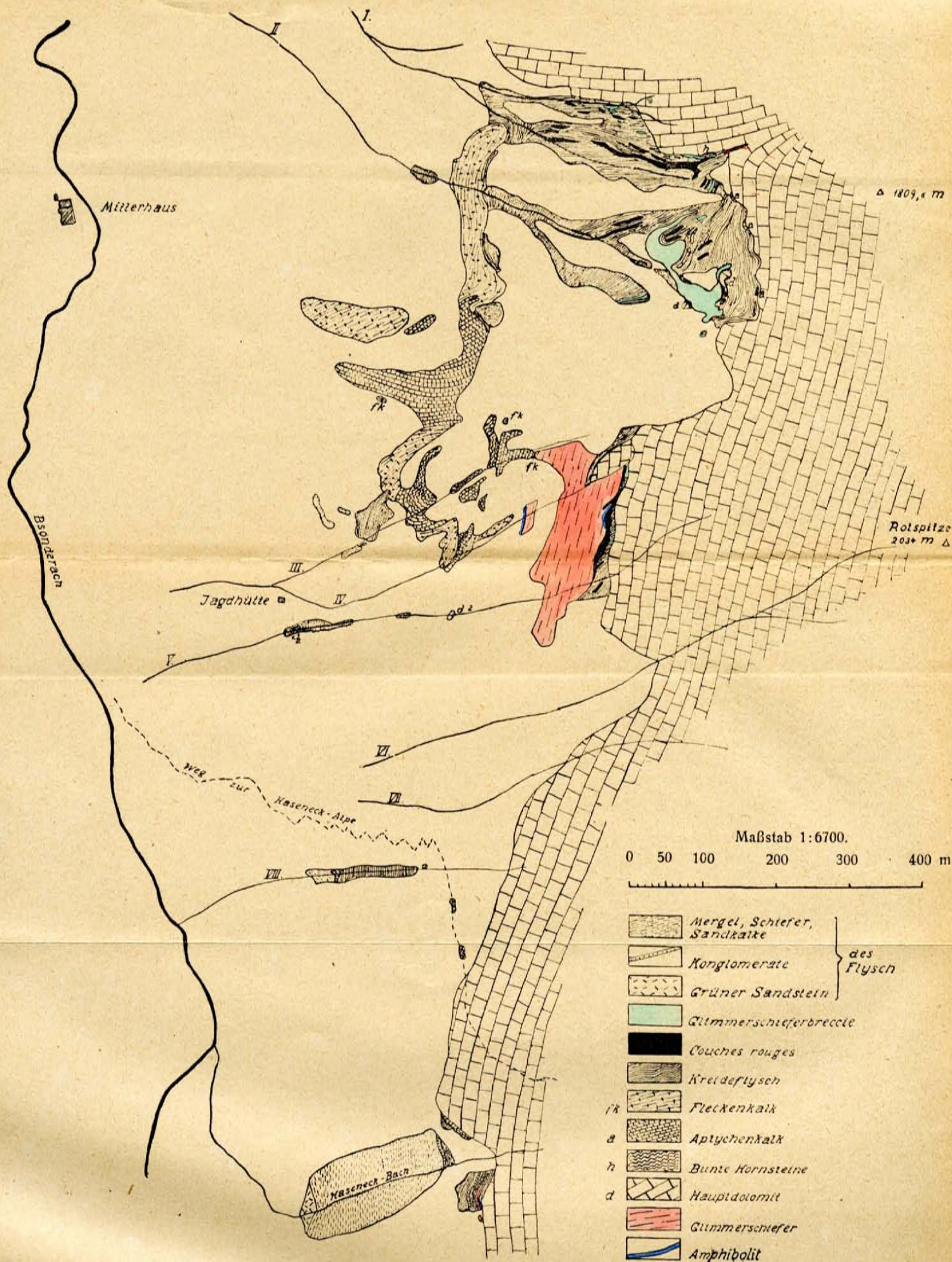
¹⁰⁵⁾ K. Zoeppritz, Geolog. Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapaß und Livigno. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B. 14, 1906, S. 164.

Spitz und Dyhrenfurth a. a. O., S. 73.

- ¹⁰⁶⁾ Ampferer, Niederösterreichische Gosauablagerungen, a. a. O.
¹⁰⁷⁾ Ampferer und Ohnesorge a. a. O.
¹⁰⁷⁾ Vgl. O. Ampferer, Über die Breccien der Eisenspitze bei Flirsch im Stanzertal. Jahrb. Geolog. Staatsanst. Wien 70, 1920, S. 1.
¹⁰⁸⁾ Sueß, Antlitz der Erde III, 2, S. 226.
¹⁰⁹⁾ Ampferer und Hammer, Ostalpenquerschnitt, a. a. O.

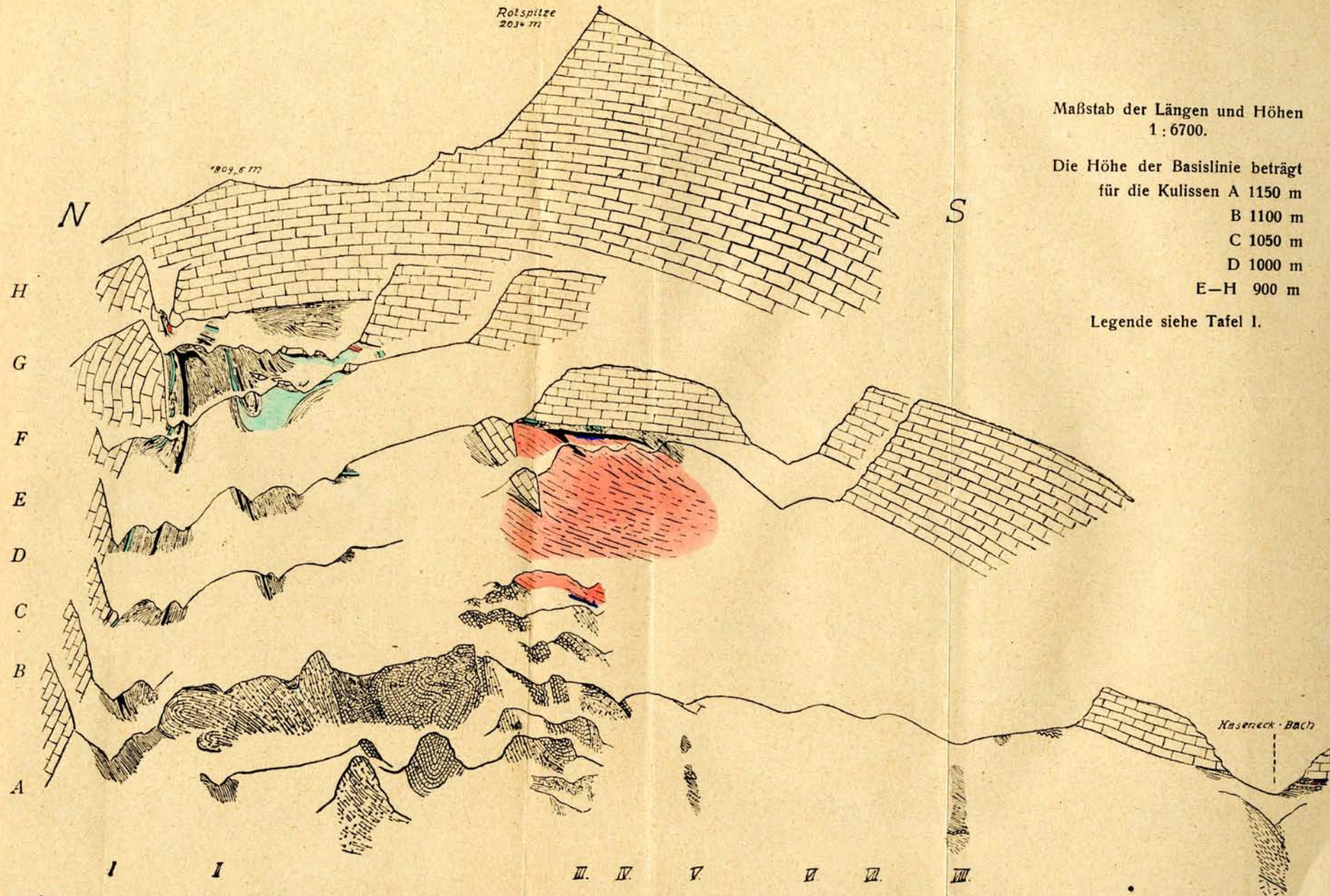
Inhalt.

	Seite
Einleitung	1
Die Gesteine	3
I. Die kristalline Serie	3
1. Glimmerschiefer	3
2. Orthogneis	12
3. Amphibolit	14
II. Die sedimentären Schichten	17
Trias: Hauptdolomit	17
Jura	18
1. Lias	18
2. Malm	18
a) Bunte Hornsteine	18
b) Aptychenkalk	19
Kreide	20
1. Fleckenkalk	20
2. Kreideflysch	21
Einlagerungen im Kreideflysch	23
3. Die Couches rouges	26
4. Die Olimmerschieferbreccie	28
Flysch	35
Die Tektonik	37
I. Tektonische Einzelbeschreibung	37
1. Der basale Flysch	37
2. Die Allgäuer Decke	38
3. Die Retterschwangdecke	40
a) Die Oberjurafallen	40
b) Die Kreideflyschregion	44
c) Die Olimmerschieferscholle im Graben IV und V und ihr Hangendes	50
d) Die Aufschlüsse von Graben V bis zum Haseneckbach	51
II. Einige allgemeine Bemerkungen zur Tektonik	54
III. Die Fortsetzung der Retterschwangdecke	57
a) Nach Süden	57
b) Nach Norden	60
c) Die weitere Verbreitung der Retterschwangdecke	62
IV. Die Herkunft der kristallinen Schollen	63
Anmerkungen und Literatur	77



Geologische Kartenskizze des Westabhanges der Rotspitze (Retterschwangtal, Allgäu).

Entworfen von H. P. CORNELIUS.



Profilserie durch den Westabhang der Rotspitze (Retterschwangtal, Allgäu).

Entworfen von H. P. CORNELIUS, November 1920.