

Geologie der Vilser Alpen.

Von **Werner Heißel**, Innsbruck.

(Aus dem Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.)

Mit 1 Karte 1 : 25.000 und 2 Tafeln.

Vorwort.

Im Jahre 1886 setzte mit August Rothpletz' Karte der Vilser Alpen die neuere geologische Aufnahme der Ostalpen ein. Zur Erinnerung an die 50. Jähring dieses forschungsgeschichtlich denkwürdigen Zeitpunktes und zum Andenken an den um die geologische Erforschung der Ostalpen so hoch verdienten Münchner Meister regte Prof. Dr. R. v. Klebelsberg im Wissenschaftlichen Unterausschuß des D. und Ö. Alpenvereins die Herausgabe einer neuen geologischen Karte der Vilser Alpen an.

Dafür war auch bestimmend, daß sich dieses geologisch so dankbare Gebiet auf mehrere Blätter der amtlichen österreichischen und reichsdeutschen Karten verteilt, daher eine einheitliche, übersichtliche Gesamtdarstellung im Wege der staatlichen Aufnahmen nicht zu erwarten war; daß ferner Teile des Gebietes von O. Ampferer (z. T. veröffentlicht 1921, 1922), C. W. Kockel (z. T. veröffentlicht 1930) und K. A. Reiser (veröffentlicht 1923—1925) neu aufgenommen worden sind, so daß nur mehr für Restteile eine vollkommene Neuaufnahme notwendig war.

Mit der schönen Aufgabe dieser Neuaufnahme und der Bereitstellung des Gesamtstoffes für den Druck betraute Herr Prof. Dr. R. v. Klebelsberg mich. Der D. und Ö. Alpenverein gewährte mir für die Feldaufnahme eine Beihilfe, die Universität Innsbruck verlieh mir zum gleichen Zwecke für das Jahr 1936 ihre „Adolf-Pichler-Stiftung“. Die Herren Hofrat Dr. O. Ampferer (Wien) und Prof. Dr. C. W. Kockel (Leipzig) überließen mir freundlichst ihre noch nicht veröffentlichten handschriftlichen Aufnahmekarten. Der D. und Ö. Alpenverein ermöglichte schließlich die Drucklegung der neuen Karte.

Für alle Unterstützung danke ich auch an dieser Stelle verbindlichst.

Innsbruck, im Juni 1937.

W. Heißel.

Einleitung.

Der Begriff Vilser Alpen wurde von A. Rothpletz (21)¹⁾ geprägt. Er bezeichnete die Berggruppe zwischen Tannheimer Tal im S und dem unteren Vilstal im N. Im O reichen diese Berge bis zum Lechtal, während die W-Begrenzung das Enge Tal ergibt. In der von Rothpletz gewählten Fassung bilden sie einen Teil der Tannheimer Berge, einer den Allgäuer Alpen nördlich vorgelagerten Gebirgsgruppe. Unter Tannheimer Bergen verstand Rothpletz das Gebiet, das im S durch den weiten Talzug des Tannheimer Tales begrenzt wird, im W bis zum Alpenrand (Flyschzone) und im O bis zum Lech reicht. Weiters umfaßt es noch den im N dem Vilstal vorgelagerten Falkensteinzug, Rothpletz' Vilser Voralpen.

Dieses Gebiet ist geologisch sowohl im Bau wie auch stratigraphisch gekennzeichnet. Liegen doch hier die bekannten Jurakalke von Vils (Vilser Kalke). Da aber die W-Grenze der Vilser Alpen in Rothpletz'schem Sinne sowohl geologisch wie auch geographisch keine natürliche ist, — die geologischen Einheiten greifen noch über das Enge Tal westwärts —, so soll hier unter Vilser Alpen weiteren Sinnes die ganze Gebirgsgruppe umfaßt werden, die Rothpletz als Tannheimer Berge bezeichnete. Es ist dies ein Gebiet, das von der Vils, einem Nebenfluß des Lech, im S, W und N umflossen wird.

Die Vilser Alpen (engeren Sinnes) wurden erstmalig von A. Rothpletz in den Jahren 1883 und 1884 genauer untersucht. Das Ergebnis war die 1886 erschienene große „Geologisch-paläontologische Monographie der Vilser Alpen mit besonderer Berücksichtigung der Brachiopoden-Systematik“. Mit einer Karte 1:25.000. Wie schon der Titel andeutet, hat Rothpletz größten Wert auf eine genaue paläontologisch begründete stratigraphische Gliederung gelegt. Was aber seine Karte außerdem besonders auszeichnet, ist der Reichtum an tektonischen Linien, nach dem Stande der damaligen Kenntnis Brüche. Rothpletz' Arbeit bot die Grundlage für alle weiteren Untersuchungen der Vilser Alpen.

In den Jahren 1906 und 1907 sowie 1917 und 1918 hat O. Ampferer am S-Rand der Vilser Alpen mit genauen geologischen Aufnahmen begonnen. Sie führten zur ersten genauen und modernen Darstellung der Tektonik dieses Gebietes.

Für die westlichen Teile der Vilser Alpen weiteren Sinnes (Pfrontner Berge) ist eine große Arbeit von K. A. Reiser mit einer Karte 1:25.000 erschienen. Auch Reiser legte wie Rothpletz größten Wert auf bestmögliche paläontologisch-stratigraphische Gliederung.

In neuerer Zeit haben sich C. W. Kockel und M. Richter mehrfach mit den tektonischen Verhältnissen in den Vilser Alpen befaßt. Die von Ampferer festgestellten Grundformen des geologischen Baues wurden dabei ergänzt.

Die Kenntnis der quartärgeologischen Erscheinungen wurde besonders von R. v. Klebelsberg und O. Ampferer gefördert.

¹⁾ Die Zahlen in Klammern (21) verweisen auf die betreffenden Nummern des Schriftenverzeichnisses.

Konnte auch durch diese Arbeiten das geologische Gesamtbild der Vilser Alpen im wesentlichen geklärt werden, so ergab sich doch stets ein Mangel. Es fehlte eine einheitliche geologisch-kartographische Darstellung.

Im Herbst 1935 begann ich mit der Neuaufnahme der Vilser Alpen. Sie wurde in den Sommer- und Herbstmonaten des Jahres 1936 fortgesetzt und abgeschlossen. Die rasche Vollendung der Feldaufnahme war nur dadurch möglich, daß mir für Teile des Gebietes die Aufnahmen von O. Ampferer (Wien) und C. W. Kockel (Leipzig) für Mitverwertung zur Verfügung standen. Das von O. Ampferer kartierte Gebiet umfaßt den S-Rand des Kartenblattes. Es reicht im W bis zur Landesgrenze Oberjoch—Zinken—Schönkahler—Aggenstein. Von hier zieht die Arbeitsgebietsgrenze nach SO zum Füssener Jöchl und folgt dann im wesentlichen dem Hauptkamm Köllenspitze—Gehrenspitze zum Lech. Die Darstellung des Falkensteinzuges und der bayrischen Berge in der NO-Ecke der Karte wurde den Karten C. W. Kockels entnommen. Zur Anpassung und Ergänzung wurden von mir auch einige Begehungen in den Arbeitsgebieten von Ampferer und Kockel durchgeführt.

Stratigraphie.

Für das Gebiet der Vilser Alpen liegen bereits sehr genaue stratigraphische Beschreibungen vor. Der östliche Teil wurde von A. Rothpletz (21), der westliche von K. A. Reiser (17) genau beschrieben. Beide Autoren stützen ihre stratigraphische Gliederung auf reichliche Fossilisten. Es gelang ihnen so, paläontologisch eine Reihe von Gesteinen dem Alter nach zu trennen, die sich rein lithologisch nicht oder nur sehr schwer und unzuverlässig unterscheiden lassen. Da aber heute Fossilfunde im allgemeinen zu den Seltenheiten zählen — einerseits sind viele der bekannten Fundplätze völlig ausgebeutet, andererseits wäre eine weitere Gewinnung von Fossilien nur mit sehr großem Zeitaufwand möglich —, so sei bezüglich der paläontologischen Verhältnisse auf die oben erwähnten großen Arbeiten verwiesen. Hier sei die Stratigraphie nur kurz gestreift.

Trias.

? Buntsandstein.

Schon K. A. Reiser (17) weist auf eine etwa einige Fuß dicke Bank roten Sandsteins mit kieseligem Bindemittel hin, die am N-Fuß des Gipfels des Aggenstein auftritt. Sie liegt über Lias-Fleckenmergeln an der Basis S fallender Aptychenschichten und roter Hornsteinkalke. Reiser hält eine Zugehörigkeit der Sandsteine zu den Juragesteinen für wahrscheinlich. Buntsandstein als an einer Überschiebungsfäche mitgeschleppte Scholle erscheint ihm wenig glaubhaft (siehe auch S. 263).

Muschelkalk.

Als unterstes sicheres Glied der Trias treten Muschelkalkgesteine auf. Zur Hauptsache folgen sie dem S-Fuß des Kammes Gimpel—Gehrenspitze. Einige abgetrennte Schollen liegen etwas südlich am Hahnenkamm. Muschelkalk bildet auch die aus der Talsohle südlich Reutte aufragenden Felskuppen, deren größte der Landwangwald (Sintwag) ist. Weit gering mächtiger liegt

Muschelkalk noch am S-Fuß des Falkensteinzuges zwischen Vilsegg und Ländenhof.

Am S-Rand der Vilser Alpen und bei Reutte setzen sich die Gesteine des Muschelkalkes aus vornehmlich grauen bis schwärzlichgrauen Knollenkalken mit „Wurstlänken“ (z. T. Hornstein führend) und dunklen, stellenweise bituminösen Kalken zusammen, zu denen sich noch örtlich Crinoidenkalk, Mergel und geringmächtige Sandsteine gesellen.

Auch am S-Fuß des Falkensteinzuges treten knollige, graue Kalke zusammen mit von Kalzitadern durchzogenen Kalken (Gutensteiner Kalke) auf. Ebenso wie am Fuß des Kammes Gimpel—Gehrenspitze leiten auch hier diese Kalke zu den hangenden Partnachschiehten über.

Partnachschiehten.

Die Partnachschiehten halten sich eng an das Verbreitungsgebiet des Muschelkalkes. Im Falkensteinzug greifen sie jedoch noch weiter nach W bis an die S- und W-Seite des Falkenstein. Außerdem setzt noch ein Streifen Partnachschiehten knapp südlich Roßschläg ein. Er zieht in westlicher Richtung zum Sabach, wo er unter jüngeren Schuttbildungen verschwindet.

Dort, wo die Partnachschiehten den Muschelkalk überlagern, gehen sie allmählich aus diesem hervor. Zwischen die Kalkbänke schalten sich Mergellagen, die nach oben an Mächtigkeit zunehmen. Die Kalke sind dunkelgrau bis grau, z. T. knollig, die Mergel meist schwarzgrau bis schwarzblau. In einem Steinbruch östlich des Ländenhofes werden steil südfallende Knollenkalkbänke auf den Schichtköpfen von dunkelgraublauen Mergeln überlagert. Ob diese Überlagerung jedoch transgressiv-sedimentär ist, war beim derzeitigen Bauzustand des Steinbruches nicht zu entscheiden. Mehr Wahrscheinlichkeit hat aber die Annahme, daß eine tektonische Diskordanz vorliegt.

Die Partnachschiehten am Sabach setzen sich aus dickbankigen, grauen Kalken zusammen, die mit feinen Mergeln wechsellagern. Der Übergang von Kalkbänken zu Mergellagen vollzieht sich derart, daß zunächst ganz dünne Mergelbänder sich in die Kalke einschalten. Sie nehmen rasch an Mächtigkeit zu, dafür die zwischenliegenden Kalklagen an Mächtigkeit ab, bis sich diese schließlich verlieren. Die Mergel spalten blättrig. Außerdem stehen am Sabach noch scherbilig brechende, schwärzliche bis grünlichschwärzliche Tonschiefer an. Sie stehen saiger und streichen annähernd W—O.

Wettersteinkalk und -dolomit.

Dieses Gestein hat seine Hauptverbreitung in den Hochgipfeln der Vilser Alpen, im Kamm Gimpel-Gehrenspitze. Auf der N-Seite des Reintales (Schlicke) liegt Wettersteinkalk als nur ganz dünne Decke auf dem gipfelbildenden Rhätkalk aufgeschoben. Söbenspitze und Hundsarschberg sind tektonisch eingeklemmte Wettersteinkalkschollen. Sie setzen sich nach größerer Unterbrechung im Greng (bei Musau) und jenseits des Lech im Kitzberg fort. Schließlich treten im Achenal bei Pfronten schmale Einschaltungen von Wettersteinkalk und -dolomit auf. Der westlichste Fetzen

dieser Zone liegt am Roterdbach.¹⁾ Größere Verbreitung haben dann noch Wettersteinkalk und -dolomit im Falkensteinzug.

Der Wettersteinkalk ist ein rein weißer, mitunter auch gelblich oder rötlich angelaufener Kalk. Er ist meist ziemlich dickbankig. Im Frauenwald (N Reutte) und auf der Sulzthal-Alm führt der Kalk, wie schon Rothpletz (21) beobachtete, reichlich Fossilien, besonders Korallen und Algenrasen. Einzelne Blöcke sind so erfüllt davon, daß das Gestein mehr das Aussehen von ober-rhätischem Riffkalk erhält. Daneben sind aber hier (im Frauenwald und Sulzthal) auch Großoolithstrukturen sehr häufig. Solche finden sich auch nicht selten im Schutt am Wege ins Reintal. An anderen Stellen konnten Großoolithe, von einem einzigen Fund an der N-Seite des Schartschrofens abgesehen, nirgends mehr gemacht werden.

Am Greng zeigt der Wettersteinkalk an den Schichtfugen mitunter dünne Zwischenlagen schwarzer Mergel.

Auf der Bärenmoos-Alm fand der Wettersteinkalk auch zum Kalkbrennen Verwendung.

Der Wettersteindolomit zeigt meist starke tektonische Zertrümmerung. Die Klüfte sind mit feinen Kalzitähnten beschlagen. Im Aussehen ähnelt er oft sehr dem Hauptdolomit.

In der Umgebung des Ressermändleskopfes (Bärenmoos-Alm) erhält der Wettersteindolomit, der im frischen Bruche meist blendend weiß ist, bei stärkerem Magnesiumkarbonatgehalt oft ein „kristallines“, zuckerkörniges Aussehen. Er enthält verschiedentlich brecciöse Einlagerungen. Besonders die brecciösen und stark dolomitischen Partien verwittern oberflächlich kavernös-zellig, so daß sie oft das Aussehen von Rauhbacken bekommen. Solche rein weiße, zellige Dolomite treten auch am Roterdbach auf.

An der Grenze gegen die hangenden Raibler Schichten hin führt der Wettersteinkalk stellenweise Brauneisenerz. Auf den Schichtflächen und in den Fugen quer zur Schichtung haften mehr oder weniger dicke Krusten und Beschläge von Brauneisenerz. Auch wird der Wettersteinkalk selbst in hangendsten Teilen oft leicht eisenschüssig, was sich in einer mehr bräunlichen bis rotbräunlichen Färbung bemerkbar macht. Nicht selten sind außerdem brecciöse Lagen; die einzelnen Breccienstücke sind dann mit Brauneisenerz verkittet.

Solche Brauneisenerzausscheidungen an der Hangendgrenze des Wettersteinkalkes wurden schon mehrfach auch in anderen Gegenden beobachtet. Sie wurden mit einer alten, präkarnischen Landoberfläche in Verbindung gebracht (10).

Stellenweise hat sich der Brauneisengehalt so angereichert, daß er in kleinen Bergbauen ausgebeutet wurde. Schon Rothpletz (21) erwähnt zwei solche alte Baustellen; bei der Taurach-Alm an der N-Seite der Söbenspitze und am Greng bei Musau. Ein weiterer solcher Bergbau war im Bereich der Hohl-Alm (NO Gehrenspitze), wo noch der Name Erzberg darauf hinweist. Alle diese Baustellen sind seit längerer Zeit bereits außer Betrieb.

¹⁾ Der Name kommt von der roten Färbung des Bodens, hervorgerufen durch rote Jura-Hornsteinkalke und Radiolarite, die in oberen Teilen des Grabens anstehen. Die Bezeichnung Roterzbach der Karte ist unrichtig.

Raibler Schichten.

Halten sich im östlichen Teil der Vilsener Alpen die Raibler Schichten eng an den Verbreitungsbereich des Wettersteinkalkes, den sie als stratigraphisch Hangendes begleiten, so treten sie in westlichen Teilen auch selbständig als Basis tektonischer Einheiten auf.

Ein mehrfach unterbrochener und ausgequetschter Zug von Raibler Schichten zieht vom Roterdbach über den Ressermändleskopf ins Steinacher Achenal. Am Roterdbach sind es überwiegend graue Sandsteine mit Pflanzenhäcksel und gelbliche Rauhwacken. Die zelligen, zuckerkörnigen, weißen Dolomite, die hier auch auftreten, dürften wohl dem „Wettersteinkalk“ angehören. Ob Fallstücke von dunklen Kalken, die im Bachbett liegen, zu den Raibler oder Kössener Schichten gehören, konnte nicht entschieden werden. Auf den Schnall setzen sich die Raibler Schichten aus dünnbankigen, grauen Kalken, hellen, bräunlichen Mergeln, die in graubraune, dunklere übergehen, hellrotbraunen Dolomiten (z. T. rauhwackig) grünlich braunen Sandsteinen mit Pflanzenhäcksel, ockerfarbigen Rauhwacken und hellen Dolomiten zusammen. Rauhwacken und Sandsteine herrschen dabei vor. Im Hangenden des Wettersteinkalk- und Dolomitzuges nördlich der Fallmühle sind mehrfach Fetzen von Raibler Schichten (hauptsächlich Sandsteine) erschlossen. Sie geben hier zum Austritt zahlreicher Quellen Anlaß. Diese treten entlang des ganzen S-Fußes des Kienberges auf. K. A. Reiser (17) führt die östlich gelegenen auf, den Talgrund des Achenales füllende, zähe Seetone zurück (siehe S. 269). Die Quellen folgen jedoch in ihrem Auftreten genau dem Streichen der zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit des Kienberges eingeklemmten Raibler Schichten, die hier nur z. T. von Gehängeschutt verdeckt sind. Es ist wohl wahrscheinlicher, daß der Quellreichtum auf diese zurückzuführen ist.

Eine mächtige Einlage von vornehmlich Raibler Rauhwacken zieht vom Unterlauf des Steinigen Baches an die N-Seite des Schönkahler hinauf und trennt hier den Hauptdolomit dieses Gipfels von dem des Vorderen und Hinteren Achsele. Teils durch starke Gehängeschuttbildung des Hauptdolomits, teils durch eigene Schuttbildung — die Rauhwacken sind oft stark mylonitisiert — und Vegetation verdeckt, erscheinen diese Rauhwacken wieder am Unterlauf des Kollerbaches (siehe auch S. 242, 243).

Tektonisch oft zu einem schmalen Streifen zusammengequetschte Raibler Schichten begleiten die Wettersteinkalkschollen von Söbenspitze (1938 m) — Hundsarschberg an ihrer N-Seite. An der W-Seite des Hundsarschjochs setzen sie sich aus Rauhwacken, Zellendolomiten, graugrünlischen, schwärzlich-bräunlich anwitternden Sandsteinen (z. T. Pflanzenhäcksel führend), ocker-gelb anwitternden, leicht eisenschüssigen Sandsteinen, grünlich-grauen Mergeln (z. T. Pflanzenhäcksel führend) und geringmächtigen, Fossilschalen führenden Kalken zusammen. Auf der Hundsarschalm treten die Rauhwacken gegenüber den anderen Gesteinen weit hervor.

Am Greng bei Musau ziehen Rauhwacken, Sandsteine und Lumachellen durch. Am Scheitel sind hier mehrere bis zu 10 m tiefe Einsturztrichter nach Art der Gipsbingen in die Raibler Schichten eingesenkt. Nach den Angaben von Rothpletz (21) war hier ein alter Bau auf Brauneisenerz (siehe S. 239). Die Bingen dürften demnach wohl auf verstürzte Stollen zurückgehen.

Östlich des Lech gehören dieser Zone noch einige verquetschte Fetzen von Sandsteinen und Mergeln an. Ein etwas größerer zieht von der Quelle nördlich des Schwangauer Gitters ein Stück gegen N. Etwas südlich der Straße haben sich noch ein Paar ganz kleine Reste von Raibler Schichten in kleinen dolinenartigen Einsenkungen des Wettersteinkalkes erhalten.

Auch auf der S-Seite des Kitzberges wird der diesen aufbauende Wettersteinkalk von einem schmalen Streifen Raibler Schichten, hauptsächlich Sandsteinen und Mergeln, begleitet.

In größerer Verbreitung treten Raibler Schichten im Bereich der Hochgipfel der Vilser Alpen auf. Doch ist ihre Lagerung selten ungestört. Teils sind die Schichten tektonisch stark reduziert, teils wieder in größeren Massen angereichert (Rauhacken).

An der S- und SW-Seite des Lumberger Grates liegt eine Lage Rauhacken zwischen Hauptdolomit.

Größere flächenhafte Verbreitung haben Raibler Schichten im Hintergrund des Reintales. Nördlich des Schartschrofens und am S-Abhang der Schlicke liegen Rauhacken zusammen mit Sandsteinen und Mergeln.

In starker tektonischer Anreicherung ziehen Rauhacken aus dem Gebiet der Hohlalpe (Hahla-Alm) am N-Hang der Gehrenspitze gegen den Kuhbach hinunter. An der Grenze gegen den südlich liegenden Wettersteinkalk stellen sich Mergel, Sandsteine und untergeordnet auch Kalke ein. Ein weiterer Zug von Raibler Schichten liegt an der N-Seite des Hahlen(Hohl)kopfes. Leider läßt sich die östliche Fortsetzung sowohl dieser wie auch der Raibler Schichten auf der Hohl(Hahla)-Alm nicht eindeutig feststellen. Einerseits sind die O-Hänge des Hahlenkopfes von dichtem Hochwald bestanden, anderseits lieferte der den Berggipfel aufbauende Hauptdolomit viel Schutt. Nur an der Quelle knapp westlich Punkt 1054 treten nochmals Kalke, Mergel und Sandsteine zutage.

Im Falkensteinzug liegt ein langgestreckter Streifen von Raibler Schichten. Bei Faulenbach führen sie Gips, der hier früher auch in offenen Brüchen abgebaut wurde.

Auf die Eisenerzanreicherung an der Grenze Wettersteinkalk—Raibler Schichten wurde schon oben hingewiesen (siehe S. 239). Die Erzlagen sitzen in Wettersteinkalk. Einzelne Fallstücke im Gebiete der Taurach-Alm und am Kuhbach (Hahla-Alm) deuten aber darauf hin, daß auch noch im Verbands der Raibler Schichten, besonders der Sandsteine, Erzlagen vorkommen. Eine eindeutige Entscheidung hierüber ist nicht möglich, da die einzelnen Baue und Stollen vollkommen verstürzt sind.

Auf mylonitische und brecciöse Einlagerungen im Hauptdolomit und ihre Beziehung zu den Raibler Schichten wird später eingegangen (siehe S. 242).

Hauptdolomit.

Im Bereich der Vilser Alpen ist der Hauptdolomit ziemlich Schwankungen im Gehalt von Magnesiumkarbonat unterworfen. Der typische, zu feinem, eckigem Grus zerfallende Dolomit ist im allgemeinen selten. Meist besteht der Hauptdolomit aus kompakten, mehr oder weniger deutlichen Bänken.

Er ist von hellgelber bis hellbräunlicher Farbe, meist nahezu frei von Bitumen, seltener schwach bituminös. Kalkigere Lagen wechseln mit dolomitischen. Reinere Kalke sind dabei gar nicht selten, besonders häufig aber gegen die Hangendgrenze zu. Sie vertreten hier die „Plattenkalke“. Da jedoch die Unterscheidungsproben mit Salzsäure völlig versagen, wurden auf der Karte die obernorischen Plattenkalke mit der Signatur des Hauptdolomites eingetragen. Mitunter fällt es auch schwer, Schichtung und damit Streichen und Fallen im Hauptdolomit eindeutig festzulegen, da besonders in tektonisch stärker beeinflussten Gebieten tektonische Klüftung oft Schichtung vortäuscht.

Kalkreicher ist der Hauptdolomit in oberen Teilen des Breitenberges, am Gschwander bei Schönbichl, an der N-Seite des Ranzen und beim Schwangauer Gitter. Am Breitenberg, besonders am W-Ende (Schiweg), zeigt der Hauptdolomit oberer Teile eine ausgesprochene Rhythmik in der Bankung. Etwa $\frac{1}{2}$ m dicke Bänke werden von stets dünner werdenden über- und unterlagert. Die Abnahme der Bankungsmächtigkeit reicht bis auf 1 cm. Dann steigt sie wieder bis auf $\frac{1}{2}$ m an. Die dünnen Lagen besitzen einen stärkeren Mergelgehalt. Auch treten an den Schichtfugen meist grünliche oder schmutzigbräunliche Mergelbeschläge auf.

Ziemlich verbreitet sind brecciöse Zwischenlagen. Meist handelt es sich — so weit die Feldbefunde eine solche Entscheidung zulassen — um tektonische Breccien. Dabei kann die tektonische Zertrümmerung bis zur Ausbildung von Myloniten fortschreiten (Zinken NO, Kienberg W).

An der N-Seite des Vilser Kegels (Kegelberges) treten an der Grenze gegen den im N vorgelagerten Liaskalk stärker bituminöse Lagen auf. In tektonisch zertrümmerten, mitunter bis zu Myloniten zerquetschten Gesteinen ist oft Bitumen an Klüften angereichert. Überwiegend sind diese Gesteine kalkig. Am Kühbach werden sie oberhalb des Alpstrudelwasserfalles von weißlichen, ebenfalls stark tektonisch beanspruchten Kalken begleitet. Es liegt nahe, in diesen Gesteinen tektonisch verquetschte Kössener Schichten zu erblicken (siehe S. 245).

In bräunlichgrauem Dolomit des Kienberges (Klockner Wald) fand ich in 1180 m ein schön erhaltenes Stück eines *Placodus*-Zahnes. Der flach scheibenförmige, glänzend schwarze Zahn mißt 36×23 mm bei verdrückt elliptischem Umriß.

Mylonit- und Breccienzonen im Hauptdolomit.

Am N-Abhang des Breitenberges (W-Ende) unter P. 1561 hebt sich schon bei Betrachtung aus Entfernung in der dort befindlichen Bergsturzniche ein quer durchziehender Gesteinsstreifen durch andere Färbung heraus. Er setzt sich aus Dolomitbreccien, „Dolomitsandsteinen“ (dolomitische, feinkörnig-sandige Rauhacken von dunkelbrauner, grünlicher bis schwarzgrauer Farbe) und hellen, bleich gelblich anwitternden, in frischem Bruche grünlichen, dünnbankigen Dolomiten zusammen. Die „Dolomitsandsteine“ verwittern meist so leicht, daß sie sich mit der Hand zerdrücken lassen. Zu Mergeln bestehen Übergänge. Vereinzelt finden sich in diesen „Sandsteinen“ in Schmitzen kohlig-tonige Splitter eingestreut, die dann dem Gestein ein weitgehend manchen Raibler Gesteinen ähnliches Aussehen verleihen.

Bei annäherndem NO-SW-Streichen fallen diese Schichten mäßig steil nach S.

Schon ihr Aussehen und Auftreten macht für sie tektonische Bildung und Lagerung wahrscheinlich. Dazu kommt noch, daß der Hauptdolomit des Breitenberges an seiner S-Seite normal von fossilführenden Kössener Schichten überlagert wird (Adratsbach—Magnusacker—Hochalm), an seiner N-Seite aber ebenso normal — stratigraphisch von fossilführenden Kössener Schichten unterfahren wird. Verfolgt man die Richtung des Streichens dieser Mylonit- und Breccienzone gegen W — im Walde des Brenteneckes fehlen derartige Aufschlüsse —, so trifft man schon in gut 1 km Entfernung am Unterlauf des Kollerbaches auf Raibler Rauhwacken, die aus dem Gebiet des Steinigen Baches durch den Pfrontner Wald herüberziehen und den Hauptdolomit des Schönkahler im S vom Hauptdolomit des Vorderen und Hinteren Achsele im N trennen.

Eine zweite solche Mylonit- und Breccienzone setzt an der N-Seite des Vilser Kegel durch. Von Punkt 1350 an der NO-Kante durchzieht sie die N-Hänge dieses Berges gegen W und biegt oberhalb Punkt 1343 in seine W-Seite ein, wo sie gegen das Kühbachtal absteigt. Die sie zusammensetzenden weichen Gesteine geben auch mit die Veranlassung zur Ausbildung der schönen Verebnung bei Punkt 1350 und der sanfter geneigten Mahdwiesen bei Punkt 1343.

In dieser Zone herrschen Mylonite vor. Sie sind von grauer, rötlicher, grünlicher oder auch blauschwärzlicher Farbe, dabei oft so stark zerquetscht, daß die Gesteine Mergel-ähnlich werden. Die dunkle bis schwärzliche Färbung geht auf mehr oder weniger starken Bitumengehalt zurück. Mit diesen Myloniten zusammen gehen Rauhwacken, Breccien und Zellendolomite. Zwischen diesen Gesteinen bestehen die verschiedensten Übergänge.

Im Graben, der von Punkt 1350 an der NO-Kante des Vilser Kegels zum Hundsarschbach herunterzieht, kann man reichlich Breccien beobachten, die anscheinend der Mylonitzone angehören. Allerdings fällt in dem stark bewaldeten Gelände die Entscheidung schwer, ob nicht auch Gehängeschuttbildungen vorliegen. Neben reinen Breccien treten hier auch Übergänge zu Konglomeraten auf. Die einzelnen Gesteinstrümmer sind z. T. kantengerundet. Hauptdolomit bildet den Hauptbestand dieser Gesteine. Wenig häufig sind kleinere Gerölle von grauen und schwarzen (?) Raibler Mergeln. Als Seltenheit fand sich noch ein größeres und ein kleineres Stück roten Liaskalkes in konglomeratischen Lagen eingeschlossen. Die Möglichkeit bleibt aber bestehen, daß ein Teil der Konglomerate und vielleicht auch der Breccien jüngere Gehängeschuttbildungen sind.

Diese Mylonit- und Breccienzone des Vilser Kegel, die in den steilen Felsenrungen an der N- und W-Seite des Berges deutlich sichtbar ist, verschwindet im Wald, der die unteren Hangteile gegen das Kühbachtal bekleidet. Am jenseitigen Talhang jedoch, an den NO-Hängen des Roßberges (1948 m), ist sie wieder zu beobachten. Sie tritt hier allerdings weit weniger deutlich hervor, da sie hier vielfach unter Schutt verdeckt ist. Sie zieht gegen Punkt 1693 (Roßberg N) hinauf. In den N-Abstürzen dieses Berges scheint sie auszuweichen. Ihre mutmaßliche Fortsetzung findet sie aber in jener schon von Kockel und Richter (11) erwähnten Schichtfuge, die an der W-Seite des Brentenjoches bei Punkt 1822 zweierlei Hauptdolomit trennt.

Kössener Schichten.

Die Kössener Schichten bilden einen sehr guten Leithorizont, teils schon zufolge ihrer lithologischen Beschaffenheit, teils wegen ihrer reichlichen Fossilführung.

Im Hölltal und im Bereich der „Schönen Oibn“ liegen fossilführende Kössener Schichten auf dem schmalen Hauptdolomitzug, der von Punkt 1306 (Hölltal, zwischen Westerkienberg und Schönkahler) über die „Schwarze Wand“ in die N-Seite des Breitenberges zieht. Ganz vereinzelt zeigen sich übrigens auch im Liegenden dieses Hauptdolomits kleine Fetzen von Kössener Schichten (blaugraue Mergel und Fossilbreccien).

Weit geschlossener treten jedoch die Kössener Schichten an der Basis des Breitenberg-Hauptdolomits, bzw. seiner westlichen Fortsetzung am Vorderen und Hinteren Achsele auf. Hier sind sie im Quellgebiet des Saliter Baches und etwas westlich davon mehrfach erschlossen. In dunklen Kalken konnten hier gefunden werden: verschiedene *Pecten* sp., *Terebratula pyriformis* Suess, *Modiola Schafhäutli* Quenst., *Modiola strigillata* Dittmar und *Gervillia inflata* Schafh. Auch am Breitenberg sind diese Kössener Schichten hin und hin an der Basis des Hauptdolomites erschlossen. Hier fanden sich *Dimyodon intusstriatum* Emmr., *Terebratula gregaria* Suess, *Pecten* sp., *Avicula contorta* Portlock, *Rissoa alpina* Gümbel u. a. (Die Fossilien sind nach der Häufigkeit geordnet.)

Ein anderer geschlossener Zug von Kössener Schichten zieht aus der Gegend von Kappel im Tannheimer Tal an die S-Seite des Schönkahler, wo er gegen O umbiegt. Er quert das Enge Tal und zieht über den Adratsbach und den Magnusacker ins Reichenbachtal und streicht dann über den Eldrabbach ins Vilstal bei Vils. Vom Wiesler Bach bei Kappel erwähnt schon Reiser (17) Mergelbänke mit *Gervillia inflata* Schafh., die kleine Quarkörnchen und Glimmerschüppchen führen. In westlichen Teilen wird dieser Zug von Kössener Schichten von leuchtend roten bis weinroten feinen Mergeln im Hangenden begleitet, die K. A. Reiser (17) als Schattwalder Schichten beschrieben hat. Sie verlieren sich im Quellgebiete des Adratsbaches.

Im Bereich von Magnusacker—Pfrontner Hochalm schaltet sich zwischen fossilführende Kössener Schichten (Mergel und Kalke) eine Bank hellen Kalkes, in der nicht selten große Megalodonten auftreten. Im Verbands dieser Megalodontenbank liegen aber auch dünne Lagen grauer Kalke, die vereinzelt große *Spirigera oxycolpos* Emmrich und *Terebratula pyriformis* Suess führen. Lithologisch würde diese Megalodontenbank ganz gut den Plattenkalken im Hangenden des Hauptdolomits entsprechen. Nur treten bereits an ihrer Basis Mergel und Kalke auf, die an einigen Stellen eindeutige Kössener Fossilien geliefert haben (*Avicula contorta* Portl., *Anomia alpina* Winkler, *Terebratula gregaria* Suess u. a.). Desgleichen wird diese Megalodontenbank von fossilführenden Kössener Schichten überlagert. Sie ist mithin ein Teil des Rhät. Schon Reiser (17) hat im übrigen diese Ansicht ausgesprochen.

Rhätischer Riffkalk.

Über den Kössener Schichten folgen stellenweise rein weiße, mehr dickbankige Kalke. Sehr häufig sind sie mit roten Liaskalken im Hangenden eng verschweift.

An der O-Seite des Aggenstein und an den NW-Hängen des Brentenjoches sind rhätische Riffkalke in Liaskalken verschuppt. Eine genaue kartographische Trennung stößt aber auf Schwierigkeiten, da offenbar auch im Verbands des Lias weiße Kalke auftreten.

Am Kühbach liegt oberhalb des Alpstrudelwasserfalles eine dünne Lage weißen Kalkes. Dieser ist tektonisch stark zerklüftet. Vereinzelt erkennt man noch undeutliche Korallenquerschnitte. Der Kalk steht in Verbindung mit tektonisch reduzierten Kössener Schichten (siehe S. 242).

Aus dem Gebiete der Söbenalm ziehen dickbankige weiße Kalke, denen häufig schmale Streifen roten Liaskalkes aufsitzen, zum Schlagstein und, in einzelne Schollen aufgelöst, weiter zur Scharte nördlich der Schlicke.

Auf der Schlicke selbst liegt das größte Vorkommen rhätischer Riffkalke. Sie bauen den Gipfel und die oberen S-Hänge dieses Berges auf. Dieses Riffkalkvorkommen setzt sich weiter nach W am Kamm südlich des Füssener Jöchls fort und keilt unterhalb des Schartschrofens an tektonischer Fuge aus.

Breccien an der Grenze Trias—Jura.

An der Grenze Trias—Jura haben Breccienbildungen weite Verbreitung.

Am Zinken wird Hauptdolomit unter Zwischenschaltung von Breccien von Liaskalken überlagert. Nächst der Pfrontner Hütte am Aggenstein treten Breccien an der Basis der hier in Hauptdolomit eingemuldeten Juragesteine auf. Der Jura des Roten Stein bei Vils liegt mit Breccien auf einem Bande Hauptdolomit. Die großartigste Ausbildung aber zeigen diese Breccien in der Umgebung der Ulrichsbrücke. Hier treten sie in großer Mächtigkeit an der N-Seite des Ranzen und am Stiegenberg auf. Sie sind an den Straßen von Ulrichsbrücke nach Vils und von Ulrichsbrücke nach Füssen prachtvoll erschlossen.

Am Zinken, Ranzen und Stiegenwald trennen diese Breccien stets Liaskalke von liegendem Hauptdolomit. Die sonst zwischen Lias und Hauptdolomit liegenden Schichten des Rhät fehlen, der Lias transgrediert hier über Hauptdolomit. Die Breccien wurden auch im allgemeinen als Transgressionsbildungen aufgefaßt. Für Teile dieser Breccien am Stiegenwald nahm O. M. Reis (16) cenomanes Alter an.

Ist auch ein Teil dieser Breccien sicher sedimentär (Transgression des Lias), so haben doch die Untersuchungen im Anschliffe die bereits bei der geologischen Feldaufnahme aufgetauchte Vermutung bestätigt, daß anderseits auch tektonische Breccien in weitester Verbreitung vorliegen.

Die am W-Fuß des Rotensteingipfels auftretenden Breccien sind teils homomikte Hauptdolomitbreccien — sie liegen besonders an der Basis —, teils heteromikte Breccien, bestehend aus Hauptdolomit und Jurakalken. Einerseits sind die Breccienstücke in feineres Material gleicher Art gebettet, anderseits durchziehen zahllose größere und feinere Klüfte das Gestein, die durch Kalzit verheilt sind. Die tektonische Zertrümmerung geschah in mehreren Phasen. Bei den homomikten Hauptdolomitbreccien geht diese Zertrümmerung bis zur Mylonitisierung kleiner Bereiche. Dabei zeigt es sich, daß auch die Mylonitpartien ihrerseits wieder nach erfolgter Verkittung und Verhärtung neuerdings zertrümmert wurden. Die Kluftverheilung geschah durchwegs durch Kalzit. Für die heteromikten Breccien liegt es dabei durchaus

im Bereich des Möglichen, daß es sich hier primär um Sedimentbreccien handelt, die sekundär mehrfach stark tektonisch zertrümmert wurden.

Die aus der Umgebung der Ulrichsbrücke untersuchten Breccienproben zeigen, daß in diesem Bereich die verschiedenst ausgebildeten Breccien zusammen vorkommen. Zeigen schon die Aufschlüsse an den Straßen grobblockige Breccien mit feinstückigen, homomikten mit heteromikten in buntem Wechsel, so wird dieser Befund auch durch die Untersuchungen im Anschiff bestätigt. Breccien mit stärkster tektonischer Zertrümmerung bis Mylonitierung wechseln mit Sedimentbreccien, die wieder bald schwach, bald stärker tektonisch zertrümmert wurden. Auch die Aufarbeitung zu Sedimentbreccien erfolgte anscheinend in Phasen, da in Breccien als Aufarbeitungskomponente wieder Breccien festgestellt wurden. Manche Breccien nächst der Ulrichsbrücke führen große, von stengeligem Kalzit erfüllte Hohlräume. Diese erreichen oft Mächtigkeiten bis zu $\frac{1}{2} m$ und ziehen oft bandartig über größere Strecken.

Von den Breccien am Zinken abgesehen, reihen sich die anderen Vorkommen alle einer im Streichen konstanten Zone an. Sie führt von der Pfrontner Hütte am Aggenstein über die Fußgehänge des Rotenstein an die N-Seite des Ranzen und Stiegenberges nächst der Ulrichsbrücke. Das verbreitete Auftreten tektonischer Breccien, teils als Primärbreccien, teils als tektonisch zertrümmerte Sedimentbreccien, weist auf die starke tektonische Beanspruchung dieser Zone hin. Die Sedimentbreccien innerhalb zweier starrer Gesteinsmassen (Hauptdolomit und Liaskalk) bildeten eine Schwächestelle und boten als solche für die tektonischen Bewegungen eine vorgezeichnete Bahn.

Jura.

Mit Beginn der Jurazeit tritt im Bereiche der Vilser Alpen eine reiche fazielle Differenzierung ein. Einerseits treten Gesteine ein und desselben Zeitabschnittes teils in mergelig-kieseliger, teils in kalkiger Fazies auf, andererseits aber liegen in dieser Zeit auch Transgressionen. So sind stellenweise die Rhätgesteine entweder überhaupt nicht zum Absatz gekommen oder sie sind bald wieder der Erosion zum Opfer gefallen. Jedenfalls transgrediert an verschiedenen Stellen Lias über Hauptdolomit. Diese Transgression tritt aber nur im Bereich der kalkigen Fazies auf, im Bereich der mergeligen Fazies (Fleckenmergel) ist die konkordante, normale Schichtfolge entwickelt. Am stärksten ausgebildet ist die Transgression am N-Rand der Vilser Alpen, in jenen Teilen, die zu den tektonisch höchstliegenden gestellt werden (obere Vilser Decke).

Liaskalke.

Von einigen kleineren Vorkommen von Liaskalken abgesehen, haben diese ihre Hauptverbreitungsgebiete an der SO-Seite des Zinken und am N-Fuß von Brentenjoch—Roßberg—Vilser Kegel. Von hier setzen sie sich über den Ranzen und die Rote Wand bei Weißhaus nach O fort.

Unter den Liaskalken herrschen neben grauen und weißen besonders Kalke mit roten oder rötlichen Farbtönen vor. Die Kalke sind meist gut gebankt, die Schichtflächen häufig uneben knollig. Brecciöse Lagen sind recht häufig. Neben diesen Kalken der Adneter Fazies treten auch Crinoidenkalke der Hierlatz-Fazies auf.

Besonderen Bau zeigt der Zug von vornehmlich Liaskalken, der von der SO-Seite des Aggenstein sich über den Ranzen und die Rote Wand bei Weißhaus nach O verfolgen läßt. Östlich des Aggenstein nehmen diese Gesteine ziemliche Breite ein. Neben Fetzen von Lias-Fleckenmergeln und Kössener Schichten liegen in ihnen besonders Schollen weißer Kalke, die zum großen Teil wohl dem rhätischen Riffkalk angehören, wenn auch die Möglichkeit besteht, daß solche Kalke auch Liasalter besitzen. Eine fossilmäßige Scheidung konnte nicht durchgeführt werden. Nächst der Pfrontner Hütte sticht diese ganze Serie muldenförmig in die Luft. Der südlich der Roten Stein-Alm noch einheitliche Streifen von Liaskalken spaltet an den Hängen gegen den Kühbach hinunter in zwei Äste. Der eine zieht geradlinig an der S-Seite des Zitterbaches hinab, der andere quert etwas südlicher, beim Alpstrudel-Wasserfall, das Kühbachtal. Zwischen diese beiden Liaskalkzüge schalten sich am Kühbach jüngere Gesteine. Östlich des Kühbachtals, an den N-Hängen des Vilser Kegels, vereinen sich die beiden Liaszüge wieder. Am Ober- und Galgenberg stehen vornehmlich rote Knollen- und Crinoidenkalke in großer Mächtigkeit an.

Südlich der Roten-Stein-Alm liegt an der Grenze Hauptdolomit-Lias ein Rest von Kössener Schichten, desgleichen am Alpstrudel-Wasserfall (siehe S. 242). An den Hängen des Vilser Kegels treten im Lias an der Grenze zum Hauptdolomit bräunlichrote bis violettliche Kalke mit brecciösen Lagen auf. Brauneisenerz bildet mitunter dünne Krusten auf den Schichtflächen oder tritt als Bindemittel in Breccien auf. Lithologisch gleichen diese Kalke oft vollkommen denen des Untersten Lias am Fonsjoch am Achensee, einem berühmten und fossilmäßig reich belegten Vorkommen von Unterstem Lias in den Tiroler Kalkalpen. Diese Gesteine weisen wie auch die stellenweise auftretenden Kössener Schichten darauf hin, daß der Lias gegen den Hauptdolomit hin sein Liegendes hat. Von Hauptdolomit des Vilser Kegels zum Lias ist demnach ein (relativ) normaler Schichtverband.

Lias in Kieselfazies.

Am N-Fuß des Kienberg-Hauptdolomits liegen in cenomanen Schichten mehrfach größere und kleinere Schollen älterer Gesteine. Zusammen mit Fetzen von Hauptdolomit treten Kalke des Lias und höheren Jura auf. Im Streichen dieser Vorkommen liegen auch Hornsteinschollen. Die größeren stehen westlich des Pfarrmoies-Baches und oberhalb des Gasthauses Berg- und Talsäge in Höhen um 1000 m an. Sie werden von Cenoman über- und unterlagert. Der Hornstein ist von schwärzlichgrauer oder grünlichgrauer Farbe. Die hellen, grünlichen Partien zeigen häufig Bänderung durch dunklere Streifen oder sind nach Art der Fleckenmergel gefleckt, z. T. sind die Hornsteine stark gequetscht, die Klüfte mit Kalzit verheilt. Nach oben geht der Hornstein in Aufarbeitungsbreccien des Cenoman über. Lithologisch entsprechen die Gesteine ganz jener auch sonst noch am N-Rand der Nordtiroler Kalkalpen (z. B. Niederndorfer und Chiemgauer Berge bei Kufstein) auftretenden kieseligen Fazies der Lias-Fleckenmergel.

Lias-Fleckenmergel.

Die Fleckenmergel sind eine mächtige und im großen auch gleichförmige Schichte. Rothpletz (21) und Reiser (17) haben auch für das Gebiet der

Vilser Alpen paläontologisch nachweisen können, daß dieser Mergelkomplex nicht nur Liasalter hat, sondern daß er auch noch stellenweise bis in den höheren Jura hineinreicht. In paläontologischer Hinsicht sei auf die oben-erwähnten Autoren verwiesen. Lithologisch sind die Fleckenmergel ziemlich gleichförmig. Lediglich der Gehalt an Kalk und stellenweise auch der an Kieselsäure schwankt. Damit wird auch das Aussehen dieser Schichten etwas verändert. Es sind überwiegend dunkle, graue oder graublau bis bräunlich-graue, dünnblättrige Mergel. Sie werden häufig von Kalzitadern durchzogen. Bei größerem Kalkgehalt nehmen die Fleckenmergel ein helleres, in der Anwitterung gelblich braunes und im frischen Bruche schmutzig licht-graues Aussehen an. Sie sind dann meist deutlich gebankt und zeigen im frischen Bruch die bezeichnenden dunklen Flecken. Meist wechsellagern kalkärmere mit kalkreicheren Lagen.

An den N-Hängen des Breitenberges treten die Fleckenmergel in zwei übereinanderliegenden Streifen auf. Sie zeigen leichte fazielle Unterschiede. Bei den am Fuß des Breitenberges auftretenden herrschen dunkle, graue Mergel vor, denen nur untergeordnet hellere, kalkigere Lagen eingeschaltet sind, die dann auch die typischen Flecken zeigen. Die höher am Hang anstehenden und von den unteren durch Aptychenschichten und Hauptdolomit getrennten Fleckenmergel sind kalkreicher. Sie wittern in einer für sie ganz bezeichnenden braunen Farbe an. In die stratigraphisch liegenden, orographisch hangenden Kössener Schichten gehen die Fleckenmergel ohne scharfe Grenze über.

Am Kühbach stehen unterhalb des Alpstrudel-Wasserfalles dunkelgraue bis schwärzlichgraue Kalke an. Sie führen reichlich schwarzen Hornstein. Mit diesen hornsteinreichen Kalken zusammen kommen helle, graue, kalkige Mergel vor, die die für Fleckenmergel bezeichnenden dunklen Flecke zeigen. Da außerdem diese Kalke und Mergel im stratigraphisch Hangenden roter Liaskalke liegen, so ist es wohl keinem Zweifel unterworfen, daß sie dem Verbands der Fleckenmergel angehören.

Im Quellbereich des Schönöib-Baches, südöstlich von Punkt 1306 (Hölltal) fand ich, auf Fleckenmergeln liegend, mehrere Fallstücke gelblichweißen, reinen Gipses. Das Anstehende desselben konnte in dem an Aufschlüssen armen Gebiet nicht gefunden werden. Reiser (17) erwähnt Gips aus den Raibler Schichten des benachbarten Roterdbaches. Die Herkunft der Fallstücke südöstlich Punkt 1306 bleibt daher ungewiß.

Jurakalke von Vils. — Kalke des mittleren und oberen Jura.

Schon lange sind aus der Gegend von Vils Kalke des Dogger und Malm bekannt. Von Rothpletz (21) wurde ihre Fauna eingehend beschrieben. Reiser (17) konnte ebenfalls im Bereich der Vilser Alpen Dogger- bis Tithonkalke durch Fossilfunde belegen. Schließlich haben noch Kockel, Schmidt-Thomé und Custodis (13) in den im Cenoman am Fuße des Kienberg-Hauptdolomites liegenden fremden Schollen Kalke des mittleren und oberen Jura gefunden. Da ohne Fossilfunde eine auch nur annähernd genaue Gliederung der lithologisch wenig verschiedenen Gesteine nicht durchführbar ist, so möchte ich hier auf die oben-erwähnten Verfasser verweisen, hier aber alle diese Gesteine des Dogger und Malm, z. T. auch des Lias und Tithon zusammenfassen.

Auf der S-Seite des Zinken konnte Reiser (17) Dogger feststellen, nördlich des Brenteneckes eine Scholle von Tithonkalk in Fleckenmergel.

Ungleich größere Ausdehnung als diese kleinen Schollen besitzen die Jurakalke bei Vils. Vom Roten Stein ziehen sie nach O bis an den Leebach bei Vils. Rothpletz (21) hat in ihnen Kalke des Lias, Dogger und Malm festgestellt. In ganz gleicher Fazies treten diese Kalke noch am N-Fuß des Schwarzenberges, an der Roten Wand bei Weißhaus auf.

Am Kühbach liegen unterhalb des Alpstrudel-Wasserfalles auf den Hornstein führenden Fleckenmergeln helle, violettliche, gelbliche, rötliche und weiße Kalke, die meist reichlich von Kalzitadern durchzogen werden. Sie sind dicht- bis schwachkörnig. Nach Lage und Aussehen haben sie mittleres bis oberes Jura-Alter.

Oolithische Kalke.

Ihr Auftreten ist auf den S-Rand der Vilsener Alpen beschränkt. Ampferer (5) hat sie als hellgraue, wohl gebankte, spätige, oolithische Crinoidenkalke beschrieben. Sie treten im Hangenden der Fleckenmergel auf und sind mit den ihnen folgenden bunten Hornsteinkalken eng verbunden. Oberhalb von Nesselwängle wechsellagern sie mit diesen und enthalten selbst in Linsen und Schichtlagen graue Hornsteinkalke. Sie treten im Gelände als ziemlich auffallende graue Wandstufe hervor. Ihre Mächtigkeit liegt um 20 m.

Hornsteinkalke und Radiolarite.

Sie fallen durch ihre bunten, meist rötlichen und grünlichen Färbungen auf. Zuzufolge ihrer durch den hohen Kieselgehalt bedingten Härte machen sie sich beim Darübererschreiten durch Knirschen bemerkbar. Bei den Hornsteinkalken wechsellagern meist mehr kalkige Lagen mit stärker tonigen. Der Hornstein ist in Linsen und Knauern oder in mehr oder weniger dünnen Lagen eingestreut.

Die Radiolarite entwickeln sich aus den Hornsteinkalken durch Zurücktreten der Kalk- und Mergellagen und dem Alleinherrschendwerden der Hornsteine.

Die an sich geringmächtigen Schichten sind häufig gefältelt.

Auf den Schichtflächen wittern nicht selten Aptychen aus.

Aptychenschichten.

Im Gegensatz zu den Hornsteinkalken und Radiolariten zeichnen sich die Aptychenschichten durch bleiche Farbtöne aus. Sie sind helle, gelbliche, grünliche, graue, kieselige Mergelkalke. Die Schichtflächen weisen meist einen leichten Mergelbelag auf. Quer zur Schichtung ziehen fast stets weißliche Kalzitadern durch. Zuzufolge ihres Kalk- und Kieselgehaltes sind sie, obwohl dünnbankig, sehr fest und zäh. Bei starker tektonischer Beanspruchung treten an den Schichtflächen dunkle, meist schwärzliche Mergel auf. Sie können so mächtig werden, daß nur mehr einzelne, ausgequetschte Lagen des normalen Gesteines in ihnen schwimmen (Breitenberg N).

M. Richter (18) erwähnt Feinbreccien in Aptychenschichten des Breitenberges, in denen teils eckige, teils runde Quarzfragmente auftreten.

Kreide.

Neocom.

Von der Roten Stein-Alm ziehen grünlichgelbliche Kalkmergel an der N-Seite des Roten Stein gegen den Kühbach, an dessen O-Seite sie bald unter den jungen Schuttbildungen verschwinden. Sie werden von weißen Kalzitadern durchzogen. Lithologisch gleichen sie vollkommen den Aptychenschichten. Rothpletz (21) gibt als einziges Unterscheidungsmerkmal einen etwas größeren Tongehalt dieser Gesteine gegenüber den Aptychenschichten an. Durch Fossilfunde allerdings ist ihr Kreidealter festgestellt worden.

Am Kühbach werden diese Kalkmergel für das Vilser Zementwerk abgebaut.

Gault.

Gaultmergel ziehen als langer, meist ganz schmaler Streifen am N-Fuß von Roßberg und Vilser Kegel entlang. Am Oberlauf des Reichenbaches setzen sie erstmals ein. Sie sind am Bach unter den mächtigen Schuttbildungen des Hauptdolomites des Brentenjoches als etwa 20 m dicke Schichte entblößt. Von hier lassen sie sich dann über die Rote Stein-Alm an den S-Fuß des Roten Stein (1548 m) entlang des Zitterbaches (eines linken Seitenbaches zum Kühbach) an den Kühbach verfolgen. Am Kühbach ist die Mächtigkeit auf rund 300 m angewachsen, was wohl auf tektonische Anschoppung zurückzuführen ist. Von hier ostwärts verschmälert sich der Gault wieder rasch. Er zieht hinüber zum Leebach und verschwindet südlich Vils unter den jungen Schuttbildungen der Talsohle. Am Reichenbach liegt der Gault in Aptychenschichten, auf der Roten Stein-Alm grenzt er im N an Hauptdolomit, im S an roten Liaskalk. Vom Kühbach an bilden die „Vilser Jurakalke“ seine N-, rote Liaskalke seine S-Begrenzung.

Die Schichten des Gault sind sehr feine, in bergfeuchtem Zustand dunkelblaugraue Mergel. Schichtung ist kaum zu beobachten, da die Mergel meist von sich kreuzenden Sprüngen durchzogen werden (vgl. Rothpletz 21). Am Küh-, Zitter- und Leebach sind Fossilien (verschiedene Ammoniten und Inoceramen) in ihnen gar nicht selten. Auf der Roten Stein-Alm führt der Gault Baryt in kugeligen Konkretionen (Rothpletz 21). Am Küh- und Leebach treten auch in den Mergeln kleine Geröllschmitzen mit Liaskalk als Gerölle auf.

Lithologisch ganz ähnliche Mergel ziehen als eine im Höchstfall nur wenige Meter mächtige Zwischenlage zwischen roten Liaskalken und Hauptdolomit am Oberberg bei Vils (Vilser Kegel N) durch. Sie sind tektonisch sehr stark verquetscht und verschmiert, so daß einzelne kleine Fetzen auch im Lias selbst, wie auch im Hauptdolomit stecken. Ob es sich, wofür ihr Aussehen spricht, tatsächlich um Gaultmergel handelt oder um zerquetschte Kössener Mergel, muß unentschieden bleiben.

Am Gschwander Berg, an der S-Seite des Rappenschrofen (Einsteinzug), liegen unter Hauptdolomit grünlichgraue Mergel und Kalkmergel. K. A. Reiser (17) hat auf Grund lithologischer Übereinstimmung mit, durch Fossilien belegtem Gault bei Hindelang (Allgäu) diese Schichten ebenfalls für Gault gehalten. Fossilmäßig belegen konnte er aber dieses Vorkommen nicht. Die im Verbands mit diesem „Gault“ hier auftretenden Aptychen-

schichten hat er demzufolge ins Neocom gestellt. Die lithologisch-petrographische Ausbildung dieser „Gaultmergel“ Reisers weist aber vielmehr auf Cenoman.

Cenoman.

Cenoman tritt in zwei getrennten Verbreitungsbereichen auf, einerseits am Alpenrand, anderseits am S-Fuß der Vilser Alpen gegen das Tannheimer Tal.

Als nahezu geschlossener Streifen ziehen cenomane Ablagerungen am N-Rand der Alpen entlang. Ihnen nördlich vorgelagert sind die Gesteine des Flysch.

Das Cenoman bildet hier eine bunte Folge von ganz feinen bis grobklastischen Schichten. Grobblockige Konglomerate und Breccien gehen, oft ganz allmählich, durch Kornverkleinerung in Mergel über. Die gröber klastischen Gesteine liegen meist als Transgressionsbildungen über ihrem Untergrund (Hauptdolomit, Jurakalke).

Die Transgressionsbildungen sind teils brecciös, teils konglomeratisch entwickelt. Meist ist ihr gegenseitiges Verhältnis so, daß in ein und derselben Ablagerung die größeren Gesteinskomponenten eckig, die kleineren gerundet sind. Diese sind auch meist ortsfremder Herkunft. In den den Hauptdolomit übergreifenden Bildungen sind es Gerölle von roten und gelblichen Kalken (Lias, ? oberer Jura), Fleckenmergel, von verschiedenen Hornsteinen. Die Hornsteingerölle sind oft so sehr abgeschliffen, daß sie fast wie poliert aussehen (Unterjoch). Weiters sind besonders am Fuß der Kienberge sandige Kalke als Gerölle nicht selten. Sie ähneln ziemlich jenen Kalken, die stellenweise bankförmig den Cenomanmergeln eingelagert sind.

Mittelkörnige Breccien mit viel Liaskalkmaterial führen als Bindemittel mitunter Brauneisenerz.

Am Kienberg, zwischen Punkt 1511 und P. 1455 liegen am N-seitigen Berghang ziemlich mächtige, grobe Breccien. Sie sind schon vom Vilstal aus als rote Feldwand sichtbar. Die einzelnen Gerölle (bis $\frac{1}{2} m^3$, vereinzelt auch noch mehr) sind sehr schlecht gerollt, meist überhaupt eckig. Hauptdolomit überwiegt bei weitem. Die Hauptdolomittrümmer liegen in einem intensiv roten Bindemittel, das dem Gestein bei Ansicht aus der Ferne seine Farbe verleiht. Diese Breccien transgredieren über Hauptdolomit.

Unter den cenomanen Breccien treten auch Lagen auf (Klockner Wald, Kienberg N-Ende), deren Gesteinskomponenten (hauptsächlich Hauptdolomit) durch stengeligen Calzit verbunden sind. Sie sind im Aussehen (besonders im Handstück) nicht von jenen Breccien zu unterscheiden, wie sie in der Umgebung der Ulrichsbrücke anstehen. Im übrigen hat O. M. Reis (16) Teile dieser Breccien nächst Ulrichsbrücke auch als „cenomanen Brockenmarmor“ beschrieben (siehe S. 245).

Die mehrfach in den bewaldeten N-Hängen der Kienberge auftretenden Hornsteinlagen (siehe S. 247) gehen nach oben in Hornsteinbreccien über, diese wieder in Cenomanbreccien und -konglomerate, die reich an Kalk- und Dolomitgeröllen sind. Da der Hornstein wahrscheinlich Lias-Alter hat, so stehen die Breccien und Konglomerate zu ihm in einem transgressiven Überlagerungsverhältnis.

Breccien und Konglomerate verteilen sich am Kienberggehänge vornehmlich auf drei Zonen. Eine oberste hält sich eng an die Abstürze des Hauptdolomits. Sie liegt in mittleren Teilen des Kienbergzuges um 1200 m und steigt am NO-Ende bei Pfronten bis an die Talsohle ab. Teils befinden sich diese Breccien und Konglomerate noch in primärem Verbande mit dem Hauptdolomit (Transgression), teils sind sie von diesem durch eine steilstehende Störung getrennt. Ein zweiter Zug von Breccien und Konglomeraten folgt im Hangenden den Lias-Hornsteinen. Er hält sich in Höhen um 1020 m. Die dritte Breccienzone liegt knapp über der Vilstalsole.

Zwischen diesen grobklastischen Zonen treten feinklastische Gesteine auf. Die Breccien gehen in Sandsteinen über. Mächtige Mergel mit örtlich zwischengeschalteten Kalkbänken treten auf. Die Kalke bilden 1 dm— $\frac{1}{2}$ m dicke Lagen. Diese weicheren Gesteine sind, besonders in basalen Lagen, oft stark verquetscht. Bei einem Streichen, das um N 65° O schwankt, stehen sie teils saiger (besonders in basalen Teilen), teils fallen sie mehr oder weniger steil nach beiden Richtungen hin ein. Die Mergel sind sehr fein und stark tonig. Durch sandige Beimengungen gehen sie in Sandsteine über. Bei den feintonigen Mergeln ist Feinschichtung zu beobachten. Graugrünliche Bänder wechseln mit schmutzig schwärzlichen ab. In den sandigen Ablagerungen tritt Kreuzschichtung gar nicht selten auf. Auch winzige Glimmerschüppchen sind auf den Schichtflächen vereinzelt zu beobachten. Gelegentlich führen sandige Mergel auch Reste von Landpflanzen (Blattfragmente).

Etwas abweichend ist das Cenoman am S-Fuß der Vilser Alpen. Die grobklastischen Transgressionsbildungen (Breccien und Konglomerate) fehlen hier. Hier setzt sich die Schichtfolge aus Mergeln, Sandsteinen und feinkörnigen Konglomeraten zusammen. Sandsteine und Konglomerate sind durch den reichen Gehalt an exotischen Geröllen ausgezeichnet.

Am S-Fuß des Rappenschrofen bei Tauheim liegen Mergel, die vollkommen den cenomanen gleichen, für die aber Reiser (17) Gault-Alter angenommen hat. O. Ampferer hat sie als Cenoman kartiert (siehe auch S. 250).

Flysch.

Den N-Rand der Vilser Alpen umsäumt ein Streifen von Flyschgesteinen. Da sie im westlichen Bereich zwischen Wertach und Pfronten bereits Gegenstand einer eingehenden Arbeit von Schmidt-Thomé (22) waren, im östlichen Teil bei Füssen schon von Kockel (10) beschrieben wurden, so seien sie hier nur kurz gestreift.

Der Flysch setzt sich aus Kalken, Mergeln (mit Übergängen zwischen beiden), Sandsteinen und feineren Konglomeraten zusammen.

Die Kalke zeigen nicht selten fucoidenartige Flecken und ähneln dann oft stark den Lias-Fleckenmergeln. Die Mergel variieren je nach Kalk-, Ton- oder Sandgehalt. Was die Flyschgesteine aber in scharfen Gegensatz zu den anderen Gesteinen stellt, sind ihre Sandsteine und Konglomerate. Sie werden überwiegend von außeralpinen Gesteinen, besonders Quarz und Glimmerschiefern, zusammengesetzt. Die oft quarzitischen Sandsteine führen häufig Glaukonit, hellen und dunklen Glimmer, die Konglomerate besonders Quarz und Glimmerschiefer als Gerölle. Im einzelnen sei auf die obenerwähnten Arbeiten verwiesen.

Tektonik.

Das tektonische Gesamtbild der Vilser Alpen wird von zwei Grundzügen beherrscht.

Das allgemeine Streichen ist durchgehend W—O, bzw. WSW—ONO.

Die tektonischen Achsen sinken im allgemeinen nach O ab, die tektonischen Einheiten heben sich dementsprechend im W heraus.

Schon 1921 wies O. Ampferer (3) darauf hin, daß dieses Achsenabsinken, an den Verhältnissen des Fensters von Nesselwängle—Reutte gemessen, bei einer Entfernung von rund 8 km wenigstens 1 km beträgt.

Sind auch Streichen und Achsenfallen im ganzen Gebiet der Vilser Alpen einheitlich, so ist doch der Bau der westlichen Teile von dem der östlichen Teile verschieden. Der W ist das vornehmliche Verbreitungsgebiet einer tieferen tektonischen Einheit, der Allgäuer Decke, der O überwiegend das einer höheren tektonischen Einheit, der Lechtal-Decke. Im W beherrschen WSW—ONO streichende schmale Gesteinszüge das tektonische Bild, während es im O durch zwei in sich wieder untergegliederte große Muldensysteme gekennzeichnet wird, die im N und S ein Halbfenster der unteren Deckeneinheit einschließen (siehe Taf. XII).

Der westliche Teil.

Nördlicher Cenomanzug.

Er folgt dem N-Fuß des Zinken und der beiden Kienberge. Gegen N stößt er an den Flysch, gegen S an Hauptdolomit. Schon der große Gegensatz zwischen den Gesteinen des Cenoman und denen des Flysch zeigt deutlich die große Störung, die diese beiden Gesteine trennt. Erweist sich das Cenoman mit seinen aus kalkalpinen Gesteinen, wie Hauptdolomit, Jurakalken und anderen zusammengesetzten Breccien und Konglomeraten, als rein alpine Bildung, so stehen dem Flyschkonglomerate mit Quarz und Kristallin- wie Glimmerschiefer- und Glaukonitsandsteine gegenüber. Nach ihrem ganzen Verlauf fällt die Störung zwischen Flysch und Cenoman, die nirgends direkt erschlossen ist, ziemlich steil ein.

Das angrenzende Cenoman beginnt mit steil SSO fallenden Breccien und Konglomeraten. Die mittleren Teile des Cenomanzuges setzen sich vornehmlich aus Mergeln zusammen.

Zwischen Zinken und Pfronten treten in den mittleren Mergeln des Cenoman ältere Gesteine in Schollen auf. Am Riesenbach, Hangenden und Rappenschrofen (westlich der Bläsismühle) sind es Kalke des Jura mit verklemmten Fetzen von Hauptdolomit, westlich des Pfarrmoies-Baches und oberhalb der Berg- und Talsäge dunkle Hornsteine des Lias. Diese gehen nach oben in Transgressionsbreccien über (siehe S. 251). Diese Einlagerungen halten sich im allgemeinen im Streichen des Cenoman. Nach C. W. Kockel, P. Schmidt-Thomé und A. Custodis (13) werden diese Schollen noch von einem schmalen Streifen von Neocom im Liegenden begleitet. Gegen den südlich angrenzenden Hauptdolomit aber liegen wieder mächtige, grobklastische Gesteine (s. S. 251). Diese Lagerung deutet auf Muldenbau hin.

In den Mergeln des Cenoman kann man öfter ziemlich stark gestörte Lagerung beobachten. Das Streichen hält im wesentlichen an, das Fallen ist aber sehr wechselnd. Mehrfach tritt enge Fältelung auf.

An der O-Seite des Zinken spaltet der Cenomanzug in zwei Äste, die den aus Hauptdolomit mit transgredierendem Liaskalk aufgebauten Zinken umgreifen. Während der nördliche Ast vom Hauptdolomit des Zinken überfahren wird, lagert der südliche transgressiv auf dem Lias des Zinken.

Auf die Stellung dieses Zuges innerhalb der Gesamttektonik sei später eingegangen (siehe S. 261).

Der Hauptdolomitzug des Zinken.

Eine Scholle von Hauptdolomit, die im Kartenbereich nur geringe Erstreckung aufweist, baut den Zinken oder Sorgschrofen (1636 *m*) auf. Am Unterjoch noch ein schmaler Streifen, verbreitert sich der Hauptdolomit ostwärts rasch, um aber nach kurzer Längserstreckung beim Tatzenriesköpfl unter jüngere Schichten (Cenoman) unterzutauchen. Der Hauptdolomit steht teils saiger, teils fällt er steil gegen SO. Er ist tektonisch stark beansprucht, großenteils mylonitisch oder brecciös. Im N überlagert er an steil SO fallender Störung (Hang gegen das Wertachtal) die Gesteine des Cenoman. An der S(SO)-Seite des Zinken wird der Hauptdolomit von Liaskalken mit Breccien an der Basis (transgressiv) überlagert (siehe S. 245). Sie fallen steil SO. Über dem Lias transgrediert seinerseits wieder Cenoman (siehe S. 251).

Der Hauptdolomitzug der Kienberge und seine westliche Fortsetzung.

Auch der Hauptdolomit der Kienberge (Pfrontner Kienberg 1536 *m*, Wester Kienberg 1493 *m*) verschmälert sich, gleich wie der Hauptdolomit des Zinken im W stark. Hat er am Kienberg noch eine Breite von rund 1 *km*, so ist er am Schranzschrofen nur mehr 200 *m* mächtig und jenseits der Vils setzt er sich in einem nur mehr 100 *m* schmalen Streifen bei Rehbach und „in der Bränte“ fort. Dieser Hauptdolomitzug wird beiderseits von Störungen begleitet. An der N-Seite der Kienberge bricht er mit steilen Felswänden ab. Die Fußhänge werden von Cenoman aufgebaut. Zwischen Cenoman und Hauptdolomit setzt eine steil stehende Störung in die Tiefe. Sie ist mehrfach gut zu beobachten. Nördlich Rehbach steht sie saiger, an der Mündung des Urfallbaches in die Vils fällt sie bei um 40—50° schwankendem Winkel gegen SO. Auch am NO-Ende des Kienbergzuges, nordwestlich P. 1272, ist die Störung in 1045 *m* erschlossen. Sie streicht N 55—60° O und fällt 75—80° N. Der Hauptdolomit wird hier noch von wenig mächtigen großen brecciös-konglomeratischen Lagen von Cenoman transgressiv überlagert. Sie führen vornehmlich Hauptdolomit. Diese Lagen grenzen an mittel- bis feinkörnige, schlecht gerollte cenomane Konglomerate, die reichlich Gerölle eines dunklen, gebänderten Hornsteines führen. An der Grenze zwischen beiden treten 1—1½ *m* Geröll führende Mylonite auf. Gerölle von Hauptdolomit stecken in einem feinerzriebenen, rotbräunlichen Mylonit. Mehrere Quellen treten zutage.

An der S-Seite wird der Hauptdolomit der Kienberge von einem schmalen Streifen von Wettersteinkalk und -dolomit begleitet. Stellenweise klemmen

sich Fetzen von Raibler Schichten dazwischen. Besonders deutlich ist deren tektonische Verquetschung nördlich von Fall, wo mehrere Schollen von Raibler Sandsteinen anstehen. Im W (Wester Kienberg), wo Wettersteinkalk und -dolomit und Raibler Schichten auskeilen, stößt der Hauptdolomit mit steiler, meist saigerer Störungsfläche an Aptychenschichten ab (Roterdbach).

Die N- und S-Abdachung des Schönkahler—Breitenberg-Zuges.

Auf den Hauptdolomit der Kienberge und die angelagerten Wettersteinkalk- und Raibler Schichten folgt gegen S eine Zone Juragesteine. Im W, in der Gegend von Oberjoch—Rehbach, und im O, an den N-Hängen des Breitenberges südlich ober Pfronten—Steinach, nehmen diese Gesteine große Breite ein. In mittleren Teilen, zwischen Roterdbach und Fall, sind sie auf einen schmalen Streifen eingeeengt. Sie setzen sich aus überwiegend Lias-Fleckenmergeln und Aptychenschichten zusammen. Das Schichtfallen schwankt von 40° S bis saiger. Kleinfaltung ist öfter zu beobachten. Vom nördlich angrenzenden Wettersteinkalk werden diese Schichten an steiler bis flach N fallender Störung überfahren. Gegen S tauchen sie an einer im allgemeinen steil S liegenden Überschiebung unter Hauptdolomit unter.

Dieser Hauptdolomitstreifen läßt sich vom Vilstal bei Vils, wo er die Gschwander südlich Schönbichl aufbaut, quer durch die unteren Hänge des Breitenberges (Schwarze Wand) bis an den N-Fuß des Hinteren und Vorderen Achsele (N Schönkahler) verfolgen. Hier verschmälert er sich und keilt dann in Lias-Fleckenmergel aus. Im Hölltal und auf der „Schönen Oibn“ sowie am O-Ende des Breitenberges (Reichenbach) wird dieser Hauptdolomit von fossilführenden Kössener Schichten überlagert. In mittleren Teilen (Schwarze Wand) fehlen dieselben. Als nächsthangendes Schichtglied treten hier Lias-Fleckenmergel auf. Diese werden in ihrem ganzen Streichen von fossilführenden Kössener Schichten überlagert, auf die wieder Hauptdolomit folgt. Das allgemeine Schichtfallen ist bei schwankendem Fallwinkel gegen S gerichtet. An den Verhältnissen im O und W, im Profil Hölltal—Vorderes Achsel und am Breitenberg O-Ende betrachtet, ergibt sich für diese Schichten klarer Muldenbau. Hauptdolomit und Kössener Schichten bilden die Muldenflügel, Fleckenmergel — und im O auch noch eine wenige Meter mächtige Lage von Aptychenschichten — den Muldenkern. Die Mulde ist nach N überkippt. Im Mittelstück (Schwarze Wand) haben, wie das streckenweise Fehlen der Kössener Schichten anzeigt, Zerreibungen stattgefunden.

Im Steinacher Achental liegen südlich der Fallmühle in Fleckenmergeln mehrere Schollen fremder Gesteine. Beiderscits der Ache drei Schollen Hauptdolomit und etwas höher am rechtsseitigen Berghang eine Kalkscholle, für die Reiser (17) Tithon annimmt. Etwas weiter westlich liegt noch eine Hauptdolomitscholle „in den Gschwändern“. Die Lagerung dieser Schollen ist durchaus tektonisch.

Der Hauptdolomit des südlichen hangenden Muldenflügels baut als scheinbar geschlossene Einheit die oberen Teile des Breitenberges auf. Auf der Pfrontner Hochalm und im Bereich des Magnusacker und des Adratsbaches wird er von Kössener Schichten normal stratigraphisch und orographisch

überlagert. Kössener Schichten treten aber auch als stratigraphisch Hangendes, orographisch aber Liegendes des Breitenberg-Hauptdolomites auf. Sie gehören hier dem S-Flügel der nordwärts überkippten Mulde an. Dies würde auf Sattelstellung des Hauptdolomits weisen. Gegen W, jenseits des engen Tales, spaltet der Breitenberg-Hauptdolomit in zwei Äste. Der nördliche zieht über das Vordere und Hintere Achsele zum Vilstal. Auch er verschmälert sich gleich wie die Hauptdolomitzüge des Zinken und der Kienberge im W sehr stark. Der südliche Ast baut den Schönkahler auf. Er übersetzt bei Kappel das Vilstal und zieht zum Iseler bei Hindelang weiter. Nördlicher (Vorderes und Hinteres Achsele) und südlicher Hauptdolomitzug (Schönkahler) werden vom Engen Tal westwärts durch Raibler Schichten und einen schmalen Streifen Lias-Fleckenmergel getrennt. Zunächst keilen die Fleckenmergel gegen O aus, während sich die Raibler Schichten stark verschmälern. Sie lassen sich bis an die Mündung des Koller-Baches in das Enge Tal verfolgen. Dabei sind die Raibler Rauhvaccken an der N-Seite des Schönkahler, wie schon Reiser (17) beobachtete, fein grusig zerrieben (mylonitisiert).

Am W-Ende des Breitenberges, unter Punkt 1561, liegt in Hauptdolomit eine etwa 50 m mächtige Einlage von Breccien, Myloniten und Rauhvaccken (siehe Seite 242). Entweder handelt es sich bei diesen Gesteinen um tektonisch beanspruchte Raibler Schichten oder um tektonische Bildungen des Hauptdolomits. Auch können beide Fälle gemeinsam vorliegen.

Auf den Hauptdolomit von Schönkahler—Breitenberg folgen als stratigraphisch Hangendes Kössener Schichten und darüber Fleckenmergel. Diese nehmen bei Tannheim—Schattwald große Ausdehnung an. Im S kommen bei Tannheim unter ihnen wieder die tieferen Gesteine, Kössener Schichten und Hauptdolomit zum Vorschein. Sie schließen in weit ausholendem Bogen an dieselben Gesteine am Schönkahler an. Es ergibt sich, daß die Fleckenmergel bei Schattwald muldenförmige Lagerung besitzen, wobei die Muldenachse gegen O absinkt. Es hebt sich entsprechend die Muldensohle westlich Schattwald im Bogen heraus.

An die große Fleckenmergelmulde von Tannheim—Schattwald schließt im N der Hauptdolomitzug von Schönkahler—(Vorderes und Hinteres Achsele—)Breitenberg an. Er zerfällt, im W durch Zwischenschichten getrennt, in zwei Äste. Ursprünglich bildete dieser Hauptdolomit einen an die Fleckenmergelmulde nördlich anschließenden Sattel. Dieser ist aber gerissen, so daß es zu Überschiebungen in ihm gekommen ist. Nordwärts schließt dann wieder eine Mulde an. Ihr N-Flügel wird durch den Hauptdolomitstreifen Hölltal—Schwarze Wand—Gschwander (bei Vils) vorgestellt.

Am W-Ende des Breitenberges liegt in diesem Faltenbau noch eine Querstörung. Die an den N-Hängen des Breitenberges entlang ziehende Mulde liegt mit ihrem Kern westlich des Kälberalps bei 1300 m. Wenig weiter östlich steigt sie rasch zum Reichenbach ab. Es scheint hier noch eine jüngere Störung wirksam gewesen zu sein, die am nördlich gegenüberliegenden Falkensteinzug zwischen Falkenstein und Salober als Schaufelfläche deutlich in Erscheinung tritt (siehe S. 261). Die Störung macht sich am Unteren Breitenberg morphologisch als schräg hangabziehende Wandstufe in Hauptdolomit bemerkbar. Es ist weiters möglich, daß auch Unregelmäßigkeiten in der Lagerung der Kössener Schichten zwischen Hochalm und Faulern Graben auf sie zurückgehen.

Die Gesteine der Schattwalder Mulde sind ein Teil der Allgäudecke. Sie bilden den Untergrund einer mächtigen und ausgedehnten Überschiebungsmasse, der Lechtal-Decke. Die Gesteine der Allgäuer Decke kommen sowohl am N- wie am S-Rand der Vilser Alpen unter der überlagernden Decke zum Vorschein. Im N bauen sie das Gebiet des Magnusacker und die Fußhänge des Roten Stein auf und ziehen ins Vilstal bei Vils hinunter, wo sie unter den jungen Schuttbildungen der Talsohle untertauchen. Im S bauen sie die unteren Teile der Berghänge zwischen Haldensee—Nesselwängle—Reutte auf.

Der östliche Teil.

Der östliche Teil der Vilser Alpen ist das Hauptverbreitungsgebiet der hangenden Lechtal-Decke. Diese zeigt sehr verwickelten Bau. Sie ist in mehreren Einheiten übereinandergeschuppt. Deutlich heben sich hier zwei große Bereiche ab, ein nördlicher, dessen vorherrschendes Gestein Hauptdolomit, ist und ein südlicher, dessen Hauptgestein Wettersteinkalk ist. Beide werden längs der Linie Füssener Jöchl—Scharte zwischen Hundsarschberg und Schlicke durch einen Streifen von Juragesteinen der Allgäuer Decke getrennt. Bei Oberpinswang treten sie nochmals als Fenster zutage. Nördliche und südliche Scholle bilden große Muldensysteme.

Nördliche Deckenmulde und Randschollen.

Den westlichen Pfeiler bildet das auf Jura- und Kreidegesteinen aufliegende Hauptdolomitmassiv des Einstein. Im O steht dieser Hauptdolomit über das Enge Tal hinweg mit dem Hauptdolomit von Aggenstein und Brentenjoch in Verbindung. Am N-Fuß des Aggenstein liegt der Hauptdolomit an steil S fallender Störung auf Aptychenschichten und roten Jura-Hornsteinkalken. In diesen liegt eine schon von Reiser (17) beobachtete, dünne Lage roten Quarzsandsteines (siehe S. 237). Auf die Frage ihrer möglichen tektonischen Stellung soll noch später eingegangen werden (siehe S. 263). Der Hauptdolomit des Aggenstein selbst verschmälert sich gegen O sehr. Als ganz schmaler Streifen zieht er über die Rote Stein-Alm an den Fuß des Roten Stein. Er ist hier auf Neocom der Allgäudecke aufgeschoben. An diesen Hauptdolomitkeil schließt im Gebiet der Pfrontner Hütte und „auf der Platte“ (Brentenjoch N) eine breite Zone von Liaskalken an, in denen verklemmte Fetzen von Kössener Schichten, rhätischem Riffkalk und Fleckenmergeln liegen. An der Grenze Hauptdolomit—Lias treten auch Breccien auf, die, wie schon Ampferer (3) vermutete, möglicherweise tektonischen Ursprunges sein können. Auch die Einlagerungen im Lias weisen auf eine starke tektonische Beanspruchung dieser Zone hin. An der W-Seite des Aggenstein ist an den Hängen gegen das Enge Tal innerhalb des Hauptdolomits eine ziemliche Änderung im Schichtfallen zu beobachten. Am Aggenstein herrscht S-Fallen vor, weiter südlich O-Fallen. Streichen auch die Liaskalke bei der Pfrontner Hütte muldenförmig in die Luft aus, so zieht an der Grenze Aggenstein-Hauptdolomit—Liaskalke doch eine tiefgreifende Störung durch. Besonders im O, auf der Roten-Stein-Alm wird sie deutlich. Sie trennt den Aggenstein-Hauptdolomit als eigene, randliche Scholle von der Hauptdolomitmasse Einstein—Brentenjoch ab.

Im Gebiete der Roten Stein-Alm legen sich zwischen den Hauptdolomit und die Liaskalke noch jüngere Schichten dazwischen. Sie sind erstmals am oberen Reichenbach erschlossen. Auf schwärzliche Gaultmergel und zerschieferter Aptychenschichten ist roter Liaskalk aufgeschoben. An der Grenze zum Gault treten mehrere Quellen aus. Bei der Roten Stein-Alm nimmt der Gault größere Breite ein. Er wird von Liaskalken überfahren.

Am W-Ende des Roten Stein wird der Aggenstein-Hauptdolomit von Jurakalken, die sich zwischen ihm und die Gaultmergel einschieben, überlagert. An der Grenze zwischen Dolomit und Jura liegen ziemlich mächtige Breccien. Sie weisen starke tektonische Zertrümmerung auf (siehe S. 245). Weiter westlich stoßen die Jurakalke im N an steilstehender Störung an Neocom ab, gegen S an Gaultmergel. Von der Roten-Stein-Alm zieht der Gault an den Kühbach hinab, wo er wohl tektonisch auf nahezu $\frac{1}{2}$ km Mächtigkeit angeschoppt wurde. Auch die Grenze Jurakalke—Gault ist tektonisch.

Auf den Gault folgen gegen S jene roten Liaskalke, die bei der Pfrontner Hütte in Synklinalstellung ziemliche Breite einnehmen. Sie lassen sich von hier weit nach O verfolgen. Auch am Ober- und Galgenberg bei Vils zeigen sie bei steilem (bis 80°) S-Fallen große Mächtigkeit. Die Liaskalke sind hier offenbar tektonisch verdoppelt. Diese Verdoppelung tritt im Zwischenstück am Kühbach deutlich hervor. Hier folgen auf die Liaskalke, am Bache ansteigend, zunächst gelbliche und violettliche Kalke des oberen Jura (siehe S. 249), dann Fleckenmergel und mit ihnen zusammen schwarze Hornstein führende Kalke (siehe S. 248). Schließlich stehen am Alpstrudel-Wasserfall abermals rote, knollige Kalke des Lias an. Sie gehören zusammen mit den folgenden Rhätgesteinen (siehe S. 245) in die stratigraphisch hangende Schichtserie des folgenden Hauptdolomits. Gegen W und O verlieren sich die am Kühbach zwischen den beiden Liaskalkzügen liegenden jüngeren Gesteine. Die beiden Liaskalkzüge schließen sich zu einem Zug zusammen.

Die Verhältnisse am Kühbach und bei der Pfrontner Hütte machen für diese Zone synklinale Bauanlage wahrscheinlich. Die Mulde ist dann verschiedentlich gerissen, wobei es zu Verschiebungen wie zwischen der Pfrontner Hütte und Achsel kam oder zu Überschiebungen wie am Kühbach.

Gegen den südlichen Hauptdolomit folgen verschiedentlich auf die Liaskalke Kössener Schichten, am Kühbach auch rhätische Riffkalke. Hier sind die Kössener Schichten auf ein schmales Band bituminöser und z. T. brecciöser Gesteine beschränkt (siehe S. 242). Diese Rhätgesteine sind aber mehrfach unterbrochen, Lias grenzt unmittelbar an Hauptdolomit. Am Oberberg schalten sich zwischen Lias und Hauptdolomit noch zähe, dunkle Mergel, die wahrscheinlich dem Gault angehören (siehe S. 250). Alldies, das lückenhafte Auftreten der Rhätgesteine und ihre tektonische Beeinflussung am Kühbach sowie die Zwischenlage von Gault deutet darauf hin, daß auch an der Grenze Lias—Hauptdolomit Bewegungen stattgefunden haben.

Die Hauptdolomitmasse von Brentenjoch—Vilser Kegel wird durch eine Lage von Myloniten, Breccien und Rauhwaeken untergegliedert (siehe S. 243). Diese ziehen an der N-Seite des Vilser Kegels durch, queren O- und N-Seite des Roßberges (Brentenjoch) und stehen offenbar mit jener schon von Kockel und Richter (11) beobachteten Schichtfuge bei Punkt 1822 an der W-Seite des Brentenjoches in Verbindung, die dort Hauptdolomit einer liegenden von Hauptdolomit einer hangenden Scholle trennt.

Auf den Hauptdolomit von Brentenjoch—Vilser Kegel folgt im S über Raibler Schichten der Wettersteinkalk von Söbenspitze und Hundsarschberg. Der Hauptdolomit im Hangenden der Mylonit- und Breccienzone bildet zusammen mit dem Wettersteinkalk eine tektonische Einheit.

Aus der Talsohle des Lechtales ragt der Ranzen bei Ulrichsbrücke auf. Ein Profil von NW nach SO zeigt im N zunächst bei Stegen ein schmales Band Hauptdolomit. Es folgt eine mächtige Lage von Breccien, die südwärts mit Liaskalken verschweißt ist. Unter den Liaskalken kommt abermals Hauptdolomit vor. Südlich des Punkt 1025 tauchen dann die Liaskalke an steil S fallender Störung unter Hauptdolomit unter, auf den dann in annähernd normalem Schichtverbaude Raibler Schichten und Wettersteinkalk folgen.

Der Hauptdolomit bei Stegen nimmt dieselbe Lage ein wie der weiter westlich liegende Hauptdolomit des Aggenstein.

Südlich der Söbenspitze folgt, durch eine schmale Lage jüngerer Gesteine (siehe unten) getrennt, abermals eine Hauptdolomitscholle Seichenkopf—Lumberger Grat—Schlagstein. Im S und SW liegt der Hauptdolomit mit Rauhwacken auf einer tieferen Hauptdolomitscholle. Im NW liegen zwischen oberen und unteren Hauptdolomit Liaskalke. Der untere Hauptdolomit steht in unmittelbarem Zusammenhang mit jener tieferen Hauptdolomitscholle, die am Brentenjoch—Roßberg—Vilser Kegel durch Mylonit- und Breccienlagen von einer oberen abgetrennt wird. Der westliche Ausläufer dieser (unteren) Scholle baut den Einsteinzug jenseits des Engen Tales auf.

Halbfenster des Füssener Jöchels.

Die Verhältnisse am Füssener Jöchl wurden bereits von O. Ampferer beschrieben (3).

Vom Füssener Jöchl zieht ein Streifen von Aptychenschichten, in denen Hornsteinkalke, Radiolarite und Cenoman eingefaltet sind, zur Scharte zwischen Hundsarschberg und Schlicke. Das Liegende dieser Gesteine bildet eine nach N abdachende Hauptdolomitscholle. Sie zieht vom Seichenkopf über den Lumberger Grat zum Schlagstein und führt im Hangenden noch Kössener Schichten und rhätischen Riffkalk mit Bändern roter Liaskalke (Ampferer 3). Diese Gesteine fallen teils steil nach N, teils stehen sie saiger. Östlich des Schlagstein verschmälern sie sich stark und lösen sich gegen die Scharte an der N-Seite der Schlicke in Schollen rhätischen Riffkalkes mit Liaskalkbändern auf (Ampferer 3). Diese Schollen sind ganz von der Art wie der Riffkalk, der am Schlagstein und Lumberger Grat in größerer Ausdehnung dem Hauptdolomit aufliegt. Die Riffkalkschollen an der W-Seite der Scharte gehören demnach zur Hauptdolomitscholle des Schlagstein. Diese Seicherkopf-Schlagsteinscholle ist ein Teil der Lechtal-Decke. Am Füssener Jöchl sind auf sie die Jura- und Kreidegesteine der Allgäuer Decke aufgeschoben. Am Jöchl selbst ist ihre Verbindung mit den tieferen Massen dieser Decke noch erhalten. Oberflächlich sind in die Fenstergesteine noch Reste der hangenden Lechtal-Decke eingefaltet.

Wie schon Ampferer (3) näher ausführte, wird der Wettersteinkalk der Söbenspitze im S durch Fleckenmergel unterfahren. Sie sind stark zer-schuppt und stimmen ganz mit jenen Fleckenmergeln überein, die an der

W-Seite der Scharte zwischen Hundsarschberg und Schlicke an den Wettersteinkalk des Hundsarschberges stoßen. Nordwestlich der Söbenalm liegen noch zerquetschte Hornsteine des oberen Jura (Ampferer 3). Sie nehmen offenbar dieselbe tektonische Stellung ein wie die Fleckenmergel. Bereits O. Ampferer (3) hat in diesen Schichten aus dem Fenster nach N verzerrte Gesteine der Allgäuer Decke vermutet. Kockel und Richter (11) hingegen haben sie für normal auf der Seichenkopf-Schlagsteinscholle aufliegend aufgefaßt. Für ihre Annahme sprechen paläogeographisch-fazielle Gründe, für die Annahme Ampferers die tektonische Lagerung und Durcharbeitung.

An der O-Seite der Scharte nördlich der Schlicke verschwinden die Fenstergesteine. Die nördlichen und südlichen Schollen der Lechtal-Decke stoßen zusammen. Erst jenseits des Lech kommt die Allgäuer Decke bei Oberpinswang in einem rund 1-3 km langen, schmalen Fenster wieder zum Vorschein. Ein neuerbauter Güterweg hat hier gute Aufschlüsse geschaffen. Fleckenmergel, Hornsteinkalke, Radiolarite und Aptychenschichten treten unter Hauptdolomit zutage. Ein weiterer ganz kleiner Rest von Fleckenmergel liegt etwas nördlicher in Hauptdolomit; an der Grenze zwischen dem Wettersteinkalk des Kitzberges und dem südlich angrenzenden Hauptdolomit.

Südliche Deckenmulde.

Südlich schließt an das Halbfenster des Füssener Jöchl eine große, in sich wieder verschuppte Mulde an. Ihrer Tiefenlinie folgt das Reintal (Reintalmulde). Den N-Flügel Läufer Spitze—Schlicke—Plattjoch bilden Hauptdolomit, geringmächtige Kössener Schichten und rhätischer Riffkalk. An der S-Seite der Schlicke sind, mit Raibler Schichten an der Schubfläche, Wettersteinkalk und Raibler Schichten aufgeschoben. Weiter östlich stoßt der Hauptdolomit des N-Flügels an Partnachschichten (Mergel und Kalke, siehe S. 238), auf die die hangende Schichtserie bis zum Hauptdolomit folgt. Dieser baut den Hahlenkopf auf. Er stellt als jüngstes Schichtglied den Kern des großen Reintalmuldensystems vor. An der S-Seite des Hahlenkopfes kommen unter dem Hauptdolomit wieder Raibler Schichten und Wettersteinkalk zutage. Sie gehören bereits zum südlichen Muldenflügel. Auch der Muldenkern wird von untergeordneten Störungsflächen begrenzt. Im S weist die große Mächtigkeit der Raibler Rauhwacken im Gebiet der Hohl-alm auf tektonische Anschoppung. An der N-Seite des Hahlenkopfes ist vielleicht der Wettersteinkalk, der hier nur geringe Mächtigkeit aufweist, tektonisch reduziert.

Unter dem Wettersteinkalk des Mulden-S-Flügels Gimpel—Gehrenspitze—Frauenwald kommen an der S-Seite dieser Berge noch die tieferen Gesteine bis zum Muschelkalk hinunter zum Vorschein.

Eine ganz untergeordnete Störung scheint auch im Wettersteinkalk des S-Flügels zu liegen. Von Punkt 1550 zieht über die Sulztal-alm eine Tal-furche, das Sulztal, zum Frauensee hinab. In ihr treten treppenartig mehrere dolinenartige Mulden auf, eine davon ist vom Frauensee erfüllt. Ihre Bildung ist wahrscheinlich durch die Störung begünstigt worden. Im Bereich der Hahlen-alm mündet die Störung in die Bewegungsfläche ein, die der Grenze der Raibler Schichten folgt.

Westlich der Schneidspitze sind die Gesteine der Basis des südlichen Muldenflügels (Muschelkalk und Partnachsichten) auf eine liegende Wettersteinkalkscholle aufgeschoben. Sie führt noch Raibler Schichten und Hauptdolomit und nimmt wohl dieselbe tektonische Stellung ein, wie die Wettersteinkalkscholle an der S-Seite der Schlicke; wird doch der Wettersteinkalk hier wie dort von Raibler Schichten konkordant überlagert und treten aber ebenso Raibler Schichten auch im Liegenden des Wettersteinkalkes auf.

An der S-Seite der Roten Flüh liegen profilmäßig von oben nach unten unter dem Wettersteinkalk Raibler Schichten, Hauptdolomit, abermals Raibler Schichten und wieder Wettersteinkalk. Dieser liegt über den Jura- und Kreidgesteinen der Allgäuer Decke. Dieses Profil weist auf Muldenbau hin. Doch ist offenbar auch diese Mulde nicht mehr ungestört, sondern haben auch hier Zerreißen stattgefunden. Wie der Ausstrich der Raibler Schichten östlich des Etscher Hofes anzeigt, fallen diese hier steil S.

Südlich des Bergzuges Gimpel—Gehrenspitze—Kirchenspitze—Schneidspitze dehnt sich Allgäuer Deckenland. Seine Gesteine sind antiklinal aufgewölbt. Im Hangenden tragen sie noch kleinere und größere Schollen der hangenden Lechtal-Decke.

Der Falkensteinzug.

Eine eigene tektonische Stellung nimmt der Falkensteinzug ein. Er war schon wiederholt Gegenstand von Untersuchungen von C. W. Kockel. Ihr Ergebnis war:

Der Falkensteinzug ist eine nach N überkippte Mulde. Das Schichtfallen seiner Gesteine ist teils steil S, teils saiger. Die Mulde hat stark einseitigen Bau. Den normal entwickelten S-Flügel bilden Partnachsichten (untergeordnet auch etwas Muschelkalk), Wettersteinkalk und -dolomit, Raibler Schichten und Hauptdolomit. Im Muldenkern liegt Cenoman. Der N-Flügel der Mulde hingegen weist weitgehende Reduktion auf. Er beschränkt sich auf einige kleine Schollen oberrhätischen Riffkalkes, wie sie bei Oberkirch am Weißensee anstehen. In westlichen Teilen des Falkensteinzuges wird der Muldenbau durch eine größere, jüngere Störung verwischt. Westlich des Falkensteinpfeils und westlich der Salober-Alm ziehen zwei steilstehende Störungen gegen NO. Die Rutschflächen zeigen nach NO ansteigende Strömung. Am Zirmgrat schließen sich diese beiden Störungen bogenförmig. Im Mittelstück fällt die Störungsfläche gegen S. Kockel erblickt in dieser Störung eine Schaufelfläche im Sinne Eduard Suess'. Sie bildet das Ergebnis einer jüngsten tektonischen Phase.

Nach Kockel, Schmidt-Thomé und Custodis (13) setzt sich die Falkensteinmulde noch weiter nach W fort, wobei zunächst der innere Bau ganz ähnlich bleibt. Wieder ist der S-Flügel weit besser entwickelt als der N-Flügel. Den S-Flügel bilden die Hauptdolomitstöcke der beiden Kienberge, den Muldenkern Cenoman. Der reduzierte N-Flügel wird durch die Schollen von vornehmlich Jurakalken am Rappenschrofen, Hangenden Schrofen und Riesenbach vertreten. Auch hier ist die Mulde nach N überkippt. Am Zinken spaltet sich das Cenoman in zwei Äste. Der nördliche Cenomanast wird vom Hauptdolomit des Zinken überfahren. Dieser selbst bildet den nördlichen Flügel der Mulde, an den sich im S der südliche cenomane Muldenkern an-

schließt. Der südliche Muldenflügel wird durch den Hauptdolomitstreifen von Rehbach und „in der Bränte“ vorgestellt. Dieser ist die unmittelbare Fortsetzung des Kienberg-Hauptdolomits.

Es fällt dabei besonders das wechselnde Verhältnis der beiden Muldenflügel auf. Im O, an den Kienbergen, ist der S-Flügel mächtig entwickelt, der N-Flügel hingegen auf einige Zehner von Metern reduziert. Gleich daneben, am Zinken ist das Verhältnis gerade umgekehrt. Der N-Flügel ist normal ausgebildet, der S-Flügel durch den Hauptdolomit der Bränte und von Rehbach vertreten, ist sehr stark reduziert. Weiters fällt auf, daß sowohl der Hauptdolomit der Kienberge wie auch der des Zinken in ihren östlichen Teilen starke Mächtigkeit aufweisen. Am Kienberg erreicht sie rund 1000 m. Gegen W hin verschmälert sich der Hauptdolomit der Kienberge wie des Zinken bis auf 100—200 m. Es erweckt dies den Eindruck, als würden diese Hauptdolomitmassen nach unten hin keilförmig zugeshärft. Durch den gegen NO absinkenden Achsenverlauf kommen im W die bereits dünneren, gering-mächtigeren Teile der Hauptdolomitkeile hoch. Inwieweit diese Reduktion tieferer Hauptdolomiteile auf eine tektonische Abschleifung einer Muldenbasis zurückgeführt werden kann oder ob es sich hier nicht überhaupt um abgescherte Schuppen handelt, bleibe dahingestellt.

Der Falkensteinzug wird als abgetrennte Stirnmulde der Lechtaldecke aufgefaßt. (13) Auch innerhalb der Stirnmulde läßt sich diese in obere und untere Vilser Decke unterteilen (Kockel C. W., Schmidt-Thomé und Custodis P.). Allerdings beschränkt sich die untere Vilser Decke hier nur auf einige Zehner an Metern Mächtigkeit. Im Bereiche des Zinken wird dadurch das Cenoman sowohl auf die Allgäu- wie auch auf die Lechtal-Decke aufgeteilt. Das Cenoman im N des Zinken gehört zur Allgäuer Decke, das übrige zur Lechtaler Decke. Nennenswerte lithologische Unterschiede innerhalb des Cenomans sind aber keine zu beobachten.

Im ganzen betrachtet zeigt das Gebiet westlich der Linie Einstein—Landesgrenze bei Vils einheitliche Bauzüge: langgestreckte, im allgemeinen WSW—ONO streichende Faltenzüge, innerhalb deren mehrfach Teile abgeschert wurden, so daß untergeordnete Überschiebungen auftreten. Der ursprüngliche Mulden- und Sattelbau tritt aber noch deutlich hervor.

Tektonisches Gesamtbild (vgl. hierzu Tafel XI und XII).

Das durch die Arbeiten von Ampferer und Kockel-Richter gewonnene Bild des tektonischen Baues der Vilser Alpen ergab: über der liegenden Allgäuer Decke breitet sich in meist frei schwebender Lagerung die hangende Lechtal-Decke aus. Für diese konnte Ampferer (3) nachweisen, daß sie in den Vilser Alpen aus zwei Teildecken besteht, die er als obere und untere Vilser Decke bezeichnete. Kockel und Richter (9, 11) befaßten sich mit der näheren Abgrenzung dieser Deckeneinheiten. So zeigte es sich, daß die untere Vilser Decke wieder ihrerseits aus zwei Teileinheiten besteht.

Die Allgäuer Decke ist weit weniger stark zergliedert als die Lechtal-Decke. Großenteils zeigt sie noch annähernd ungestörten Faltenbau. Mulden und Sättel schließen aneinander.

Auf eine Schuppe von Juragesteinen ist ein langgestreckter Muldenzug aufgeschoben. Er baut die N-Hänge des Breitenberges und Vorderen und Hinteren Achsele auf (Breitenberg-Mulde). Hauptdolomit bildet die Außenflügel, Juramergel (Fleckenmergel) den Kern. Im S schließt eine große Aufwölbung des Hauptdolomits an. In ihr liegt der Schönkahler, Vorderes und Hinteres Achsele und der Breitenberg (Breitenberg-Antiklinale). Innerhalb dieser Antiklinale ist es im W zu einer ausgeprägten Überschiebung gekommen. Raibler Schichten — und im Pfrontner Wald auch Fleckenmergel — sind auf Hauptdolomit aufgeschoben. Die Überschiebung setzt sich im W außerhalb des Kartenbereiches fort und trägt hier alle Anzeichen einer großen Störung. Am Iseler bei Hindelang treten im Liegenden der überschobenen Raibler Schichten noch Schubsetzen von Buntsandstein auf. Sie sind hier auf Lias-Fleckenmergel aufgeschoben (Reiser 17). Gegen S geht die „Breitenberg-Antiklinale“ wieder in eine weite Mulde über. Die Fleckenmergelmulde von Schattwald—Tannheim (Schattwalder Deckenmulde, Kockel und Richter 11). Sie nimmt große Breite ein, wird aber z. T. von den Gesteinen der hangenden Lechtal-Decke überlagert. In der Richtung des Fensters des Füssener Jöchels zieht eine Sattelzone durch. Ganz im S wölbt sich die Allgäuer Decke nochmals zum Sattel von Nesselwängle auf.

Während das Innere des Allgäuer Deckenlandes in weiträumige Falten gelegt ist (Nesselwängler Sattel, Schattwalder Mulde), treten im N Überschiebungen auf. Ihre Intensität nimmt nach W zu. Einzelne Gesteinsteile sind dabei abgeschert worden (Reduktion des Hauptdolomits des Hinteren Achsele).

Die Lechtal-Decke zeigt tiefgreifende Zerschuppung, die zur Ausbildung von Teildecken vorgeschritten ist. Besonders engschuppigen Bau weist der N-Rand auf.

Am N-Rand des Aggenstein liegt an der Überschiebung der Lechtal-Decke auf die Allgäuer Decke in Juragesteinen eine dünne Lage roten Sandsteines (siehe S. 237). Er entspricht im Aussehen ganz dem Buntsandstein. Eine eindeutige Entscheidung, ob tatsächlich Buntsandstein vorliegt oder ob es sich um eine stratigraphische Einlage von Sandstein in Jura handelt, ist nicht zu erbringen. Reiser (17) stellt den Sandstein zum Jura. Immerhin aber bleibt die Möglichkeit bestehen, daß hier doch skytischer Sandstein vorliegt. Um so mehr, als außerhalb des Bereiches der Vilser Alpen an der W-Seite des Sattelkopfes und Roßkopfes in den Allgäuer Alpen (Osterachtal O, siehe Blatt Lechtal der österreichischen geologischen Spezialkarte 1:75.000) an derselben Überschiebung in ganz ähnlicher Lage Buntsandstein in größeren Schollen auftritt.

Eine vorderste Schuppe der Lechtal-Decke bildet der Hauptdolomit des Aggenstein und seine östlichen Ausläufer am W-Fuß des Roten Stein und an der N-Seite des Ranzen (Aggenstein-Schuppe). Ihr folgt im S die Jurakalk-Scholle des Roten Stein und die Zone der Gaultmergel, auf die im S die langgestreckte Liasmulde anschließt. Kockel und Richter (11) haben den Gault der Allgäuer Decke zugeordnet. Die im Gault auftretenden Linsen mit Jurakalkgeröllen (siehe S. 250) machen es jedoch wahrscheinlich, daß diese Mergel in der Nähe von Jurakalkauftragungen abgelagert wurden. Diese liegen im Bereiche der Lechtal-Decke am nächsten.

Auf die Liasmulde grenzt südlich eine Hauptdolomitmasse. Sie hat im W große flächenhafte Verbreitung im Einsteinmassiv (Einstein-Schuppe), verschmälert sich aber in den N-Hängen des Brentenjoches und Vilser Kegel. Sie wird durch Mylonite, Breccien und Rauhwaacken von einer hangenden Hauptdolomitmasse getrennt. Die nächsthöhere tektonische Einheit bildet der Hauptdolomit des Seichenkopfes und Schlagstein (Seichenkopf-Schlagstein-Schuppe). Sie wird ihrerseits wieder von der Wettersteinkalk-Hauptdolomitmasse von Söbenspitze—Hundsarschberg und Brentenjoch—Vilser Kegel überlagert (Brentenjoch—Vilser Kegel-Schuppe). Im N ruht diese Schuppe mit Myloniten und Rauhwaacken auf dem Hauptdolomit der Einstein-Schuppe. Seichenkopf—Schlagstein-Schuppe und Brentenjoch—Vilser Kegel-Schuppe stoßen im S an die Gesteine des Halbfensters des Füssener Jöchels (Allgäuer Decke).

Südlich des Halbfensters des Füssener Jöchels breitet sich das große Mulden-system des Reintales. Im N liegt eine große Hauptdolomitschuppe (nördliche Reintalschuppe) unmittelbar auf den Fenstergesteinen. Ihr entspricht am S-Rand wahrscheinlich eine geringmächtige Schuppe, die neben Hauptdolomit noch Wettersteinkalk als Hauptgestein führt (südliche Reintal-Schuppe). Über diesen unteren Schuppen liegt eine Scholle von Wettersteinkalk und Raibler Schichten. Sie findet in der Roten Flüh ihre Haupterhebung (westliche Reintalschuppe). Alle diese Schuppen werden von der großen oberen Reintal-Schuppe überfahren. Sie zeigt ausgesprochenen Muldenbau. Ihr S-Flügel steigt zu den Hochgipfeln Gimpel—Köllenspitze—Gehrenspitze empor. Den Muldenkern bildet der Hauptdolomit des Hohlakopfes. Die Partnachschichten des N-Flügels sind auf Hauptdolomit der nördlichen Reintalschuppe aufgeschoben.

Im S des Halbfensters des Füssener Jöchels gehören westliche und obere Reintal-Schuppe, im N die Brentenjoch-Vilser Kegel-Schuppe zur oberen Vilser Decke, während alle übrigen Schuppen zur unteren Vilser Decke gehören. Diese Aufteilung geht am deutlichsten aus den Verhältnissen am Füssener Jöchel hervor. Wie schon Ampferer (3) feststellte, muß die untere Vilser Decke nach ihrer Aufschiebung auf die Allgäuer Decke zerrissen und dadurch das Fenster des Füssener Jöchels geöffnet worden sein. Die nachdrängende obere Vilser Decke hat dann Fenstergesteine erfaßt und auf die untere Vilser Decke aufgeschoben. Für die Öffnung der unteren Vilser Decke hat Ampferer zwei Möglichkeiten erwähnt: entweder durch Hebungs- und Senkungsvorgänge beiderseits der Linie der Fensterachse oder Öffnung des Fensters durch Erosion. Gehören die Breccien mit Liasgeröllen an der NO-Seite des Vilser Kegels (siehe S. 243) in den Verband der Mylonit-, Breccien- und Rauhwaackenzzone, so spricht dies für eine vor dem Vorschub der oberen Vilser Decke gelegene Erosionsperiode. Die Überschiebung der oberen Vilser Decke wäre dann eine Reliefüberschiebung. Andererseits weisen aber manche Lagerungsverhältnisse an der Überschiebung auf bloße Abscherungsvorgänge hin.

Eines der hervorstechendsten Merkmale im Bau der Vilser Alpen ist, wie erwähnt, der Verlauf der tektonischen Achsen. Ihr Streichen pendelt um die W-O-Richtung. Die Hauptbewegungsrichtung liegt demnach in der S-N-Linie. Die zweite Möglichkeit einer N-S-Bewegung scheidet, wie besonders die Verhältnisse am Halbfenster des Füssener Jöchels ein-

deutig zeigen, aus. Hier sind die Fenstergesteine der tieferen Allgäuer Decke auf die der höheren Deckeneinheit der unteren Vilser Decke nach N aufgeschoben. Sie wurden von der oberen Vilser Decke mitgeschleppt und überfahren. Die von S nach N erfolgte Bewegung ist damit eindeutig erwiesen. Neben dieser vorherrschenden Bewegung haben aber in den Vilser Alpen auch noch annähernd senkrecht darauf stehende Bewegungen stattgefunden. Schon Ampferer (3) hat darauf hingewiesen, daß die Partnachschichten nördlich der Tannheimer Hütte zu einer gegen W gekehrten Stirn gefaltet sind. Die Faltenachse verläuft hier in der N-S-Richtung. Außerdem ist die Wettersteinkalkmasse des Gimpel (obere Reintal-Schuppe) über 2 km weit gegen W auf die Wettersteinkalkmasse der Roten Flüh (westliche Reintal-Schuppe) aufgeschoben. Daraus geht hervor, daß untergeordnet auch Bewegungen von O nach W stattgefunden haben. Sie sind offenbar jünger als die S-N-Bewegungen.

Im Lechtal zwischen Reutte und Alpenrand ragen aus der in Schutt liegenden Talsohle zahlreiche Felskuppen auf, während weiter talauf die Felssohle des Lechtales durchwegs unter Schutt liegt. Es ist dies eine Erscheinung, die auch in anderen großen Alpentälern zu beobachten ist (z. B. Inntal bei Kufstein). Sie geht wohl darauf zurück, daß in geologisch ganz junger Zeit der Alpenrand gegenüber dem Alpeninnern gehoben wurde.

Morphologische Übersicht.

Die Morphologie der Vilser Alpen wird überwiegend durch selektive Formentwicklung gekennzeichnet. Neben den durch die großen Gesteinsunterschiede bedingten Oberflächenformen machen sich weitestgehend die tektonischen Verhältnisse im Landschaftsbild bemerkbar. Ungleich geringer ist der Einfluß der Eiszeit auf die Oberflächengestaltung. Das Gesamtbild der Vilser Alpen beherrscht der geologische Bau, die quartären Einflüsse führten nur zu örtlicher Verfeinerung des Reliefs.

Durch den Wechsel härterer, schwerer verwitterbarer Gesteine und weicherer, leichter verwitterbarer Gesteine, der seinerseits wieder meist auf die Tektonik des Gebietes zurückgeht, hervorgerufen, sind die Vilser Alpen reich gegliedert. Senken und Talfurchen folgen dem Zuge weicherer Gesteine, die trennenden Bergzüge sind in härteren herausgearbeitet.

In der NW-Ecke steht als letzter höherer Alpengipfel der Zinken oder Sorgschrofen (1636 m). Er setzt sich morphologisch im Kienbergzug fort, wird aber von diesem durch eine Zwischenlage weicher Cenomangesteine getrennt. Auf die Kienberge folgt wieder eine Senke in weichen Juragesteinen, auf die der Hauptdolomitzug des Schönkahler (1689 m) und Breitenberges (1839 m) anschließt. Die folgenden Erhebungen des Einstein (1867 m) und Aggenstein (1988 m) ruhen auf weichen Juragesteinen, die nur weit geringere Höhe erreichen. Gegen SO folgen dann die Gipfel des Brentenjoches (2001 m) und Vilser Kegel (1844 m). Durch einige Jöcher davon getrennt, erheben sich im S die Berge beiderseits des Reintales, auf der N-Seite die Schlicke (2060 m), im S die kühnen Felszacken des Gimpel (2176 m), der Köllenspitze (2240 m) und der Gehrenspitze (2164 m). In einem Schnitt von NW nach SO überragen sich die Bergzüge Zinken—Kienberge, Schönkahler—Breiten-

berg, Einstein—Aggenstein—Brentenjoch—Vilser Kegel und die Hochgipfel an der N- und an der S-Seite des Reintales treppenartig. Sie nehmen von NW nach SO stockwerkartig an Höhe zu, eine Auswirkung des tektonischen Baues. Die morphologischen Stockwerke sind nämlich gleichzeitig auch tektonische Stockwerke. Daß aber die Höhenunterschiede zwischen den einzelnen Stockwerken nur 100—200 m, betragen hat seine Ursache im Achsenanstieg gegen W. Dadurch werden die tieferen Stockwerke gegen W herausgehoben.

In ihrem Verhalten gegenüber den abtragenden Kräften, im großen betrachtet, stehen sich Triasgesteine als die im allgemeinen härteren, widerstandsfähigeren und Juragesteine als die weicheren, leichter verwitterbaren entgegen. Das Einzelrelief aber entwickelt sich aus den örtlichen geologischen Verhältnissen. Härtere Gesteine führen zu Steilstufen, weichere zu Verflachungen, Gesimsen und Senken.

Sehr schön und deutlich tritt dieses Verhalten am S-Rand der Vilser Alpen hervor. Dem Bergzug Gimpel—Gehrenspitze südlich vorgelagert, bilden die Juragesteine der Allgäuer Decke ein sanft geformtes, reich begrüntes Gelände, das in schroffem Gegensatz zu den prall aufsteigenden Türmen der aus Triaskalk bestehenden Hochgipfel Gimpel—Köllenspitze—Gehrenspitze steht. Im einzelnen aber beleben innerhalb der Juragesteine kleine Felskuppen Wandstufen und Steilhänge das Bild. Die härteren hornsteinreicheren und kalkreicheren Gesteine treten hier hervor. Hiezu kommen noch kleinere, den Juraschichten der Allgäuer Decke aufsitzende Triasschollen der hangenden Lechtal-Decke. Auch innerhalb der Triasschichten machen sich Gesteinsunterschiede bemerkbar. Die weicheren Partnachsichten verursachen am S-Abfall von Köllenspitze—Gehrenspitze eine schöne Mulde mit Almen und Weiden. Die Mulde ist so deutlich herausgearbeitet, daß sie streckenweise als Talfurche den Muschelkalk-Bergkamm Kirchenspitze—Schneidspitze im S vom Wettersteinkalk-Bergkamm Köllenspitze—Gehrenspitze im N trennt. Selbst innerhalb der Partnachsichten zeigt sich selektive Formgebung. Die eingelagerten Kalklagen treten als kleine Wandstufen und Felsrippen heraus.

Der glazial entstandene und jüngere Formenschatz macht sich nur in einer örtlichen Verfeinerung des großen Bildes kenntlich, hier durch Anlagerung, dort durch Abschleifung.

Durch die Anlagerung von Schuttmassen sind Verflachungen, Leisten und Terrassen an den Talhängen entstanden, durch Ablagerungen in den alten Talsenken wurden mitunter alte Talläufe verlegt.

Auf derartige Talverlegungen wurde schon in älteren Arbeiten mehrfach hingewiesen (Klebelberg 7, Müller 14, Reiser 17). So hat die Vils die alte Talfurche des Tannheimer Tales, die zum Unterjoch führt, verlassen und sich nach N durchgebrochen (Reiser 17). Das alte Lechtal, das über das Ranzental nach Vils und Pfronten sich öffnete, ist vom Lech verlassen, dieser durchbricht jetzt bei Füssen den Falkensteinzug (Klebelberg 7).

Auf die aus der Talsohle des Lechtales aufragenden Felskuppen wurde schon früher hingewiesen; eine Erscheinung, die auf junge tektonische Bewegungen zurückzuführen ist (siehe S. 265).

Die niederen Berge zu beiden Seiten des Lechtales (Sattelberg, Ranzen, Kitzberg u. a.) zeigen deutliche Rundung und Abschweifung durch das Eis.

Im kleinen führt Gletscherschliff besonders an Stellen, an denen härtere und weichere Gesteine wechsellagern (rhätische Kalke und Mergel) zur Ausbildung von Eisfurchenlandschaften, wie sie am N-Ufer des Haldensee und südlich Tannheim auftreten und breits von Ampferer (1) beschrieben wurden.

Reine Kalke, wie Wettersteinkalk und rhätischer Riffkalk, neigen oberflächlich zu Verkarstung. Neben der Auslaugung feinerer Rillen macht sich diese am Kitzberg, Greng und im Frauenwald stellenweise durch dolinenartige Einsenkungen kenntlich. Einzelne dieser Mulden sind von Seen oder von verlandeten Seen erfüllt (Frauensee bei Reutte; alter See am Greng, siehe Rothpletz 21). Den Wettersteinkalk am Greng durchziehen auch noch tiefere Klüfte. Sie gehen auf Auslaugung an tektonischen Klüften zurück.

Quartär und Alluvium.

Interglaziale Ablagerungen.

Alte Konglomerate.

Eindeutig interglaziale Ablagerungen sind in den Vilsener Alpen nur sehr spärlich. 1907 hat Ampferer (1) aus der Gegend von Reutte Konglomerate beschrieben, für die er interglaziales Alter nachweisen konnte. Sie sind am besten in der Umgebung des Urisee entwickelt.

Im unteren Reintal liegen bei 1100 *m* einige Schollen konglomerierter Schotter. Eine Scholle liegt knapp am Weg ins Reintal, wenig innerhalb des Weißen Kreuzes (1148 *m*), weitere Schollen stehen am Sabach gleich innerhalb des Steges (Weg Reintal—Frauensee) an. Die Konglomerate sind ziemlich gut verfestigt, die Gerölle nur teilweise gut gerollt. Wettersteinkalk, Hauptdolomit und Raibler Schichten, durchwegs Gesteine, die im Reintal anstehen, bilden den Geröllbestand. Eine ortsfremde Komponente konnte nicht beobachtet werden. Schichtung ist nur andeutungsweise vorhanden, da eine durchgehende Siebung in grob und fein fehlt. Lediglich herrschen in einzelnen Lagen mehr kiesig-sandige Bestandteile vor, in anderen wieder gröbere. Die feinsten, schlammigen Bestandteile sind durchwegs ausgeschwemmt. Diese Konglomerate entsprechen ganz den von Ampferer (1) beschriebenen Vorkommen aus der Umgebung von Reutte. Ampferer schließt dort aus ihrer Lage auf eine interglaziale Talverschüttung von mindestens 230 *m* Mächtigkeit. Durch die Vorkommen im Reintal erhöht sich dieser Betrag auf rund 300 *m*.

Interglaziale Schotter.

Bei Rehbach liegen an der Vils Schotter, für die Ampferer (1) Über- und Unterlagerung durch Grundmoränen feststellen konnte und die demnach als interglazial erwiesen sind. Diese Schotter führen Gerölle von Buntsandstein, die nur von dem Buntsandsteinvorkommen an der W-Seite des Iseler (südlich Oberjoch) stammen können. Diese Hänge liegen aber heute nicht mehr im Einzugsbereich der Vils, sie entwässern vielmehr heute zur Osterach.

Bei Kappel und Schattwald liegen zu beiden Seiten der Vils mehrfach Schotterterrassen. Wenn auch eine Über- und Unterlagerung durch Grundmoränen fehlt, so macht es ihre Lage doch wahrscheinlich, daß sie zu den Schottern bei Rehbach gehören.

Glaziale Ablagerungen.

Hocheiszeitliche Grundmoränen und Moränenschuttmassen in den Seitentälern.

Hocheiszeitliche Moränen treten in Form von meist gut durchgearbeiteten Grundmoränen auf. Sie wurden z. T. bereits in älteren Arbeiten eingehend beschrieben (Rothpletz 21, Ampferer 1, Klebelsberg 7, Reiser 17).

Bei Rehbach überlagert Grundmoräne geschichtete Schotter, in deren Liegenden abermals Grundmoräne auftritt (Ampferer 1), so daß hier ein eindeutig interglaziales Profil mit einer älteren (? Riß-) und einer jüngeren (Würm-) Eiszeit vorliegt.

Grundmoränenschutt mit gekritzten Geschieben liegt hauptsächlich an den Hängen der großen Talungen, doch treten oft auch tief in den Seitentälern Grundmoränenschuttmassen auf. Die Entscheidung, inwieweit diese noch hocheiszeitlich sind oder bereits Ablagerungen späterer Lokalgleitscher, ist nicht immer befriedigend zu treffen. Solche Schuttmassen liegen im Wilden Bachtal (an der W-Seite des Einstein), im Kühbachtal und im Reintal.

Im Kühbachtal bedecken gegenüber der Vilser Alm bedeutende Schuttmassen die linken Talhänge. Sie sind stark lehmig und führen demzufolge zu Quellaustritten. Schichtung ist mitunter angedeutet. Die Geschiebe sind kantengerundet, gekritzte selten, aber dann sehr deutlich. Wettersteinkalk, Hauptdolomit und Raibler Schichten setzen den Schutt zusammen. Oberflächlich bildet dieser Schutt eine schöne, talaus absteigende Terrasse. In der Isohypsenzeichnung der Karte kommt dieselbe viel zuwenig zum Ausdruck.

Außerhalb des Alpstrudel-Wasserfalles liegt am Weg Moränenschutt mit reichlich gekritzten Geschieben.

Erratika.

Klebelsberg (7) hat für den Falkensteinzug nachgewiesen, daß derselbe zur Gänze vom Eis überflossen worden ist. Er nahm hier eine hocheiszeitliche Eishöhe von 1400 bis 1500 *m* an. Hiermit stimmt ein Fund von der gegenüberliegenden Seite des Vilstales schön überein. An der O-Seite des Vilser Kegel fand ich in 1460 *m* ein größeres Erratikum roten Liaskalkes. An der N-Seite des Vilser Kegel sind in tieferen Lagen Erratika verschiedener ortsfremder Gesteine bis an 1380 *m* ziemlich häufig.

Auf die Verbreitung zentralalpiner Erratika im Gebiete östlich des Lech und ihr Fehlen westlich desselben wurde in älteren Arbeiten schon wiederholt hingewiesen. Unter diesen Erratika sind Amphibolite und Gangquarze am häufigsten.

Spätglaziale Bildungen.

Bei Pfronten treten sehr schön ausgebildete Schotterterrassen auf. Die Schotter sind deutlich geschichtet, feinere Sande und Schotter wechsellagern mit gröberem. Die Zusammensetzung ist durchaus kalkalpin (verschiedene Trias- und Juragesteine). Am Ausgang des Steinacher Achentales werden bis 20° gegen N und NO einfallende Schotter von waagrecht geschichteten überlagert. Diese Deltaschüttung wurde schon mehrfach beobachtet und beschrieben (Klebelsberg 7, Reiser 17) und als Einschüttung in einen

See gedeutet. Klebelsberg (7) nahm für diesen an, daß er bei einer Spiegelhöhe bei 870 *m* aus der Gegend von Pfronten bis in die Gegend von Reutte gereicht hat.

Im Grunde des unteren Vilstales sind an einigen Stellen zähe, blaugraue Tone erschlossen. Ein östlichster Anschluß liegt nächst dem Vilser Hof. Rothpletz (21) beschrieb einen Anschluß nächst des Länden-Hofes, Reiser (17) einen weiteren aus Pfronten (anlässlich eines Hausbaues erschlossen). Auch im Achental außerhalb Fall steht links der Straße gleicher Ton an. Er führt hier vereinzelt Geschiebe, die noch undeutliche Schrammen zeigen. Nach oben wird er von einer Lehmschichte überlagert, die reich an gekritzten Geschieben ist. Die Tone wurden als randfernere Absätze in einen See gedeutet, die Schotter als randnahe. Nach den Verhältnissen bei Fall zu schließen, erstreckte sich dieser See im unteren Vilstal noch zu einer Zeit, da der rückschmelzende Gletscher noch in den Tälern lag. Bei einem leichten Vorstoß wurden (bei Fall) die Grundmoränen über den Ton abgesetzt.

An der Mündung des Kühbachtals bei Vils liegt auf der rechten Talseite nächst den Steinbrüchen des Zementwerkes ein Anschluß in Schottern. Diese zeigen starke Kreuzschichtung und führen Zwischenlagen von Mehlsanden und Ton. Gleich daneben liegt gut bearbeitete Grundmoräne. Das gegenseitige Verhältnis zwischen Schottern und Moräne ist nicht erschlossen. Nach ihrer Lage dürften diese Schotter wohl gleiches Alter haben wie in der Schotterterrasse von Pfronten.

Bei Musan liegt am N-Fuß des Musauer Berges (Punkt 873) eine Schuttmasse. Sie bildet eine bald schmälere, bald breitere Schulter mit unruhiger Oberfläche. Große Blöcke von Hauptdolomit, die wohl vom Musauer Berg heruntergestürzte Bergsturzböcke sind, liegen auf ihr verstreut. Aufschlüsse, die die Schutzzusammensetzung zeigen würden, fehlen. Es dürfte hier wohl eine Schottermasse vorliegen. Moränenschutt, wofür vielleicht die unruhige Oberfläche sprechen würde, bedingt stets feuchte Bodenverhältnisse. Dieser Schuttabsatz ist aber vollkommen trocken, größtenteils von Buchenwald bestanden. Auch dieses Schuttvorkommen läßt sich ganz gut zusammen mit den Deltaschottern bei Vils zu den Schottern von Pfronten stellen.

Moränenablagerungen örtlicher Gletscher.

Kleine, örtliche Gletscher konnten sich in den Vilser Alpen, wie die Verbreitung der Moränenablagerungen zeigt, nur im östlichen, höher aufragenden Teil entwickeln.

Der westlichste Berg mit kleinen Eigengletschers war der Einstein (1867 *m*). An seine N-Seite reicht Moränenschutt auf der Einstein-Alm bis gegen 1200 *m* hinunter. Zur Ernährung eines so tief reichenden Gletschers bedarf es einer damaligen Schneegrenzlage bei 1600 *m*.

An der SO-Seite des Einstein ziehen Blockwälle bei 1500 *m* entlang. Schon Reiser (17) hat sie beobachtet und für sie offen gelassen, ob sie nicht vielleicht auch hocheiszeitliche Uferwälle vorstellen. Als Firnhalden-Stirnwälle des Einstein würden sie eine Schneegrenzhöhe etwas unter 1700 *m* erfordern.

Am S-Fuß des Einstein (1867 *m*) liegen Blockschuttmassen bei Berg und Innerschwend (bei Tannheim). Sie reichen bis auf die Talsole des Tannheimer Tales herab (1100 *m*). Unter Berücksichtigung des sonnigen, unge-

gliederten Nährgebietes ist für sie mit einer wenig über 1400 *m* gelegenen Schneegrenze zu rechnen.

Gleiche Lage hat eine große Moränenschuttmasse zwischen Schattwald (Punkt 1093) und Flegelmühle. Sie stammt aus dem Stuibental der S-Seite.

An der N-Seite des Aggenstein (1988 *m*) liegen mehrere Moränenwälle. Sie ziehen gegen den Plattenbach hinab. Bei 1400 *m* verlieren sich die tieferen. Höchste liegen bei 1600 *m*. Mit einer Schneegrenze bei 1700 *m* ist auch für die tiefreichenden das Auslangen zu finden.

Auf der Söben-Alm (Brentenjoch S) liegen mehrere Moränenwälle. Während die nördlichen wohl von Firnfeldern des Brentenjoches stammen, ist die Ableitung der südlich gelegenen nicht eindeutig. Nach ihrer Höhenlage (1500—1600 *m*) dürften auch sie auf eine Schneegrenze bei 1700 *m* zurückgehen. Entsprechend liegt auch auf der O-Seite des Vilser Jöchels (1723 *m*) bei 1640 *m* ein kleiner Stirnwall. Sein Einzugsgebiet ist in den Hängen gegen den Söbenspitz (1938 *m*) zu suchen. Die erforderte Schneegrenze liegt bei 1700 *m*.

An der S-Seite des Lumberger Grates liegen bei 1660 *m* deutliche Stirnbögen. Bei dem wenig über 1800 *m* aufragenden Hintergelände liegt auch hier die Schneegrenze bei 1700 *m*.

An der N-Seite des Jöchberges (1846 *m*) liegen kleine Stirnwälle bei 1740 *m*. Östlich des Schlagstein blickt südlich Punkt 1544 eine niedere Moränenschwelle aus jüngerem Schutt vor. Bei der geringen Höhe des Hintergeländes wird für diese Wälle eine Schneegrenze bei 1700 *m* erfordert.

Eine größere Moränenschuttmasse ohne deutliche Wallformen liegt auf der Hundsarsch-Alm. Sie reicht bis auf 1280 *m* hinab. Der ablagernde Gletscher lag in der Mulde zwischen Vilser Kegel und Hundsarschberg. Die Schneegrenze ist bei 1700 *m* anzunehmen.

Eine kleine Gruppe schön ausgebildeter Moränen liegt im Hintergrund des Reintales. Östlich des Punktes 1943 liegt an der S-Seite des Jöchberges ein kleiner Stirnwall bei 1620 *m*. Bei Punkt 1518 liegen drei Stirnwälle basteiartig übereinander. Unterhalb des Weges von der Otto Mayr-Hütte über das Schartl nach Grän und Tannheim liegen noch zwei linksseitige Uferwälle. Sie weisen auf ein Gletscherende bei 1400 *m*. Während für die Stirnbögen bei Berücksichtigung der günstigen Lage mit einer Schneegrenze bei 1850 *m* Auslangen zu finden ist, fordern die Uferwälle eine solche bei 1700 *m*.

Im Reintal liegt noch außerhalb der Musauer Alm (1267 *m*) Moränenschutt, der gegen den linken Berghang Wallformen zeigt. Sie leiten bis gegen 1200 *m* hinunter und sind die Ablagerung eines kleinen Talgletschers im Reintal. Die Schneegrenze ist etwas unter 1500 *m* zu suchen.

Nächst der Tannheimer Hütte liegt an der S-Seite des Gimpel (2176 *m*) bei 1740 *m* ein deutlicher Stirnwall. Seine Schneegrenze muß bei 1900 *m* gelegen haben.

Ein ganz entsprechender Wall liegt westlich des Gehrjoches in N-Auslage (1700 *m*). Er stammt von einem Gletscher an der N-Seite der Schneidspitze (2009 *m*) und erfordert ebenfalls eine Schneegrenze bei 1900 *m*.

Schließlich liegen noch in der Umgebung des Hahnenkamm mehrere Moränenwälle. Die tiefsten liegen zwischen 1600 und 1500 *m*. Da das Hintergelände von 1723 bis 1940 *m* (Hahnenkamm) aufragt, so sind die meisten Wälle mit einer Schneegrenze bei 1700 *m* zu erklären.

Ort des Vorkommens	Höhenlage der Wälle	Höhe des Hintergeländes	Geforderte Schneegrenze		
Berg } bei Tannheim.....	bei 1100 m	1867 m	1400 m	tiefste Gruppe	
Innergschwend }	bei 1100 m	1518 m	1400 m		
Schattwald-Flegelmühle	bei 1080 m	aus dem Staubental (S-Seite)		mittlere Gruppe	
Musauer Alm (1267 m)	1220 m	1900 bis 2100 m	1500 m		
Einstein-Alm	1200 m	1867 m	1600 m		
Einstein SW	1500 m	1867 m	1600 m		
Aggenstein N	1460 (-1600 m)	1988 m	1700 m		
Söbenalm	1500 bis 1650 m	—	1700 m		
Söbenjoch	1640 m	(1723 m)	1700 m		
Lumberger Grat S.....	1660 m	1816 m	1700 m		
Jochberg N	1740 m	1848 m	1750 m		
Schlagstein O	1550 m	1816 m	1700 m		
Hundsarsch-Alm.....	1280 m	1800 m	1600 bis 1700 m		
Jochberg S (hinteres Reintal).....	1620 m	1865 m	1750 m		
Uferwälle im hinteren Reintal	1400 m	1973 m	ober 1700 m		
Umgebung des Hahnenkamm	1600 m (-1500 m)	1723 bis 1940 m	1700 m		
Hinteres Reintal (Punkt 1518).....	1530 bis 1640 m	1973 m	1850 m		höchste Gruppe
Tannheimer Hütte.....	1740 m	2176 m	1900 m		
Gehrnjoch W	1700 m	2009 m	1900 m		

Wie aus der tabellarischen Zusammenstellung deutlich hervorgeht, reihen sich diese Moränenvorkommen leicht in drei Gruppen ein. Die tiefstgelegenen liegen bei Schattwald und Tannheim mit einer Schneegrenze bei 1400 m. Auch die Wälle bei der Musauer Alm dürften noch in diese Gruppe gehören.

Die große Mehrzahl der höhergelegenen Moränenwälle erfordert eine Schneegrenze um 1700 m. Nur am Einstein liegt sie noch etwas tiefer (1600 m).

Schließlich liegen noch im Hauptkamm Gimpel—Gehrnspitze Moränen, für die eine Schneegrenzlage zwischen 1850 und 1900 m zu suchen ist.

Nach den Verhältnissen in den Allgäuer Alpen ist die heutige Schneegrenze mit 2300 m anzunehmen. Sie liegt auch in den Vilser Alpen, deren höchste Erhebung, die Köllenspitze, 2240 m erreicht, sicher nicht tiefer. Es liegt demnach für die tiefste Gruppe die Schneegrenze 900 m unter der heutigen, für die mittlere Gruppe 600 m unter der heutigen und für die oberste Gruppe

400—450 m unter der heutigen. Diese Gliederung ordnet sich zwanglos den Verhältnissen anderer Gebiete ein. Die Wälle mit einer Schneegrenze 900 m unter der heutigen sind demnach zum Schlernstande zu zählen, die mit 600 m unter der heutigen zum Gschnitzstande (Gschnitz I), während die höchste Wallgruppe (Schneegrenzerniedrigung 400—450 m) bereits gegen Daun hinaufführt und wahrscheinlich einem höheren Gschnitzstande (Gschnitz II) zuzuordnen ist.

Bergstürze.

Bergsturzschild breitet sich überall am Fuß der Steilwände in Muschelkalk, Wettersteinkalk und Hauptdolomit aus. In größeren Massen liegt er stellenweise am N-Fuß der Kienberge. Am Tatzneriesköpfl (Zinken O) liegt wirres, grobes Blockwerk. Bergsturzschild ummantelt auch die Fußgehänge des Hauptdolomitmassivs des Einstein. Andere Vorkommen liegen an der O-Seite des Breitenberges oberhalb der Eisenbrechklamm und an der N-Seite des Roten Stein.

Die größte Bergsturzmasse liegt in der Roßschläg. Sie sperrt hier die ganze Talsohle des Lechtales. Die Entscheidung, von welcher Seite dieser Bergsturz niedergebrochen ist, ist nicht ganz eindeutig zu treffen. Auf der W-Seite liegt im Hohlkopf (Hahlakopf) stark zerstrümmerter Hauptdolomit auf Raibler Schichten. Hier ist zweifellos Schild niedergebrochen. Andererseits zieht an der W-Seite des Säuling ein großer Bergsturz herunter. Vorherrschendes Gestein im Bergsturz der Roßschläg ist Hauptdolomit. Da am Säuling mehr Wettersteinkalk beteiligt ist, erscheint es wahrscheinlicher, daß der große Bergsturz vom Hohlkopf zu beziehen ist. In den Bergsturzschild von Roßschläg hat sich der Lech gegen 20 m tief eingeschnitten. Der Bergsturz ist demnach älter als die Erosion der Flußterrassen des Lech.

Flußterrassen.

Der Lech und der Unterlauf der Vils werden von durchschnittlich 10 bis 20 m hohen Flußterrassen begleitet. Gelegentliche Aufschlüsse (bei Hinterbichl, Oberletzen und Vilser Hof) zeigen geschichtete Flußschotter und Kiese in Wechsellagerung mit Mehlsanden. Es handelt sich um ältere Ablagerungen des Lech, in die er sein heutiges, verwildertes, breites und von jungen Alluvionen erfülltes Bett eingeseigt hat.

Sumpf- und Moorbildungen.

Sumpf- und Moorbildungen sind in den Vilser Alpen recht häufig. In den Talungen reichen sie oft über große Strecken (Oberjoch-Rehbach, Tannheimer Tal zwischen Schattwald und Grän, Musau). Kleiner, aber auch noch häufig treten sie an Verflachungen auf Berggrücken auf. Die großen Moore haben auch wirtschaftliche Bedeutung. Bei Krummbach, Rehbach und Musau werden sie in Torfstichen verwertet.

Verzeichnis des wichtigsten Schrifttums.

1. Ampferer O., Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Reutte. Verh. der k. k. Geol. Reichsanstalt in Wien 1907.
2. Ampferer O. und Hammer W., Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jb. der k. k. Geol. Reichsanstalt, 61. Bd., 1911, Wien 1911.

3. Ampferer O., Zur Tektonik der Vilser Alpen. Verh. der Geol. Staatsanstalt, Wien 1921.
4. Ampferer O., Geologische Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie. Blatt Lechtal. Geol. Bundesanstalt in Wien 1922.
5. Ampferer O., Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Lechtal (5045). Geol. Bundesanstalt Wien 1924.
6. Boden K., Über Konglomerate und Breccien in den bayrischen Alpen. Z. der Deutschen Geol. Gesellschaft. Bd. 75, 1923, Berlin 1924.
7. Klebelsberg R. v., Glazialgeologische Notizen vom bayrischen Alpenrande. Z. f. Glk., 7. Bd., 1912/13, Berlin 1913.
8. Klebelsberg R. v., Geologie von Tirol. Gebrüder Borntraeger, Berlin 1935.
9. Kockel C. W. und Richter M., Über die Tektonik der Vilser und Hohenschwangauer Alpen. Verh. der Geol. Bundesanstalt 1924, Wien 1925.
10. Kockel C. W., Richter M. und Steinmann H. G., Geologie der bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. Wissenschaftl. Veröff. des D. und Ö. Alpenvereins 10, Innsbruck 1930.
11. Kockel C. W. und Richter M., Deckengrenzen in den Vilser Alpen. Jb. der Geol. Bundesanstalt, 81. Bd., 1931, Wien 1931.
12. Kockel C. W., Der Falkensteinzug im östlichen Allgäu — eine Deckenmulde. Geol. Rundschau, 26. Bd., Stuttgart 1935.
13. Kockel C. W., Schmidt-Thomé P. und Custodis A., Der Falkensteinzug im östlichen Allgäu. Neues Jb. f. Mineralogie usw., Beil.-Bd. 78, Abt. B, Stuttgart 1936.
14. Müller J., Die diluviale Vergletscherung und Übertiefung im Lech- und Iller-gebiet. Ein Beitrag zur Frage der Übertiefung. Jb. der Preuß. Geol. Landesanstalt 1917, Bd. 38, Teil 1, Heft 1, Berlin 1918.
15. Neumayr M., Die Umgebung von Reutte in Tirol (Lechtal). Verh. der k. k. Geol. Reichsanstalt Wien, 1872.
16. Reis O. M., Cenomaner Brockenmarmor vom „Weißen Haus“ in Tirol. Verh. der Geol. Bundesanstalt, Wien 1931.
17. Reiser K. A., Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. Geognost. Jh., 33. Jg. 1920, München 1923; 35. Jg. 1922, München 1923; 37. Jg. 1924, München 1925.
18. Richter M., Beobachtungen am N-Rand der oberostalpinen Decke im Allgäu. Verh. der Geol. Bundesanstalt in Wien 1923.
19. Richter M., Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen zwischen Iller und Lech. Gebrüder Borntraeger, Berlin 1924.
20. Richter M., Kreide und Flysch im östlichen Allgäu zwischen Wertach und Halblech. Jb. der Geol. Bundesanstalt, 64. Bd., 1924, Wien 1925.
21. Rothpletz A., Geologisch-paläontologische Monographie der Vilser Alpen mit besonderer Berücksichtigung der Brachiopodensystematik. Paläontographica, 33. Bd., Stuttgart 1886, 1887.
22. Schmidt-Thomé P., Geologie der Alpeurandzone zwischen Wertach und Pfronten im Allgäu. Inaugural-Diss. Wilhelm Postberg, Bottrop i. W. 1936.

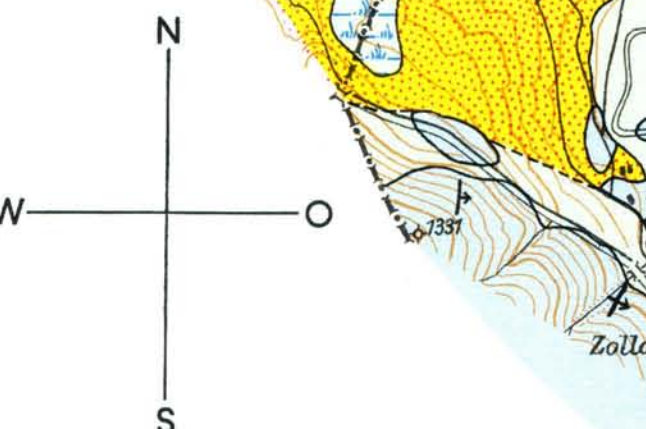
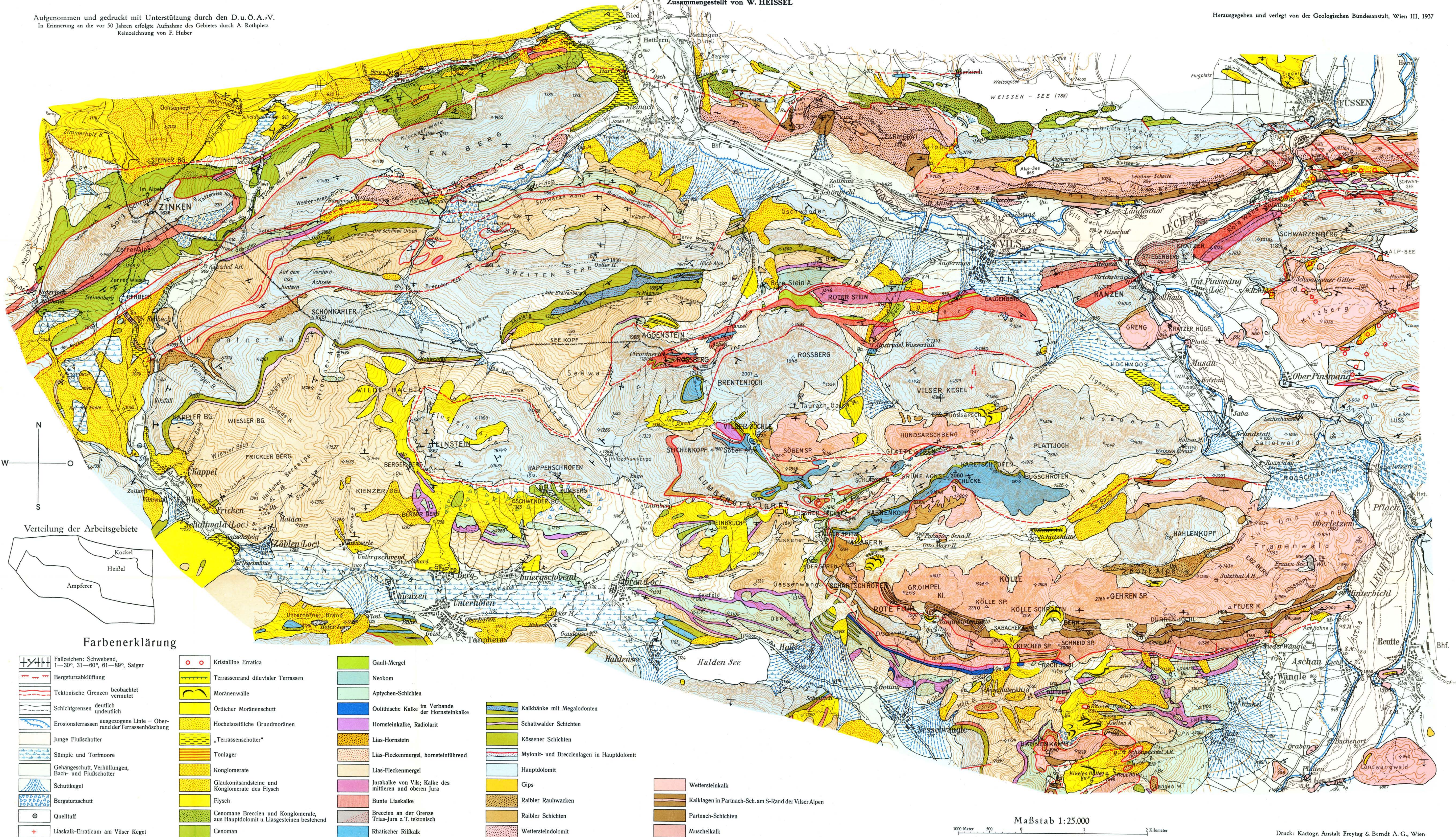
GEOLOGISCHE KARTE DER VILSER ALPEN

Nach den Aufnahmen von O. AMPFERER, W. HEISSEL und C. W. KOCKEL

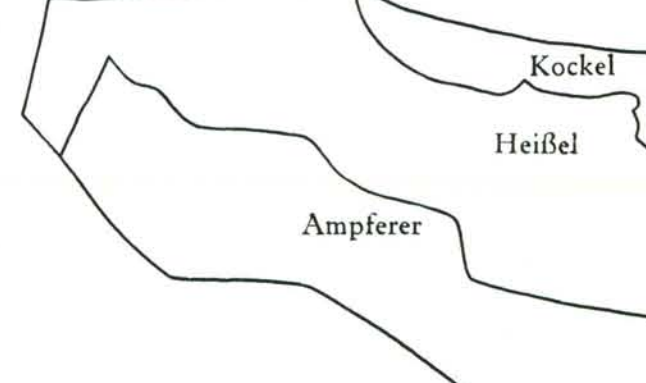
Zusammengestellt von W. HEISSEL

Herausgegeben und verlegt von der Geologischen Bundesanstalt, Wien III, 1937

Aufgenommen und gedruckt mit Unterstützung durch den D. u. Ö. A. - V.
In Erinnerung an die vor 30 Jahren erfolgte Aufnahme des Gebietes durch A. Rothpletz
Reinzeichnung von F. Huber



Verteilung der Arbeitsgebiete

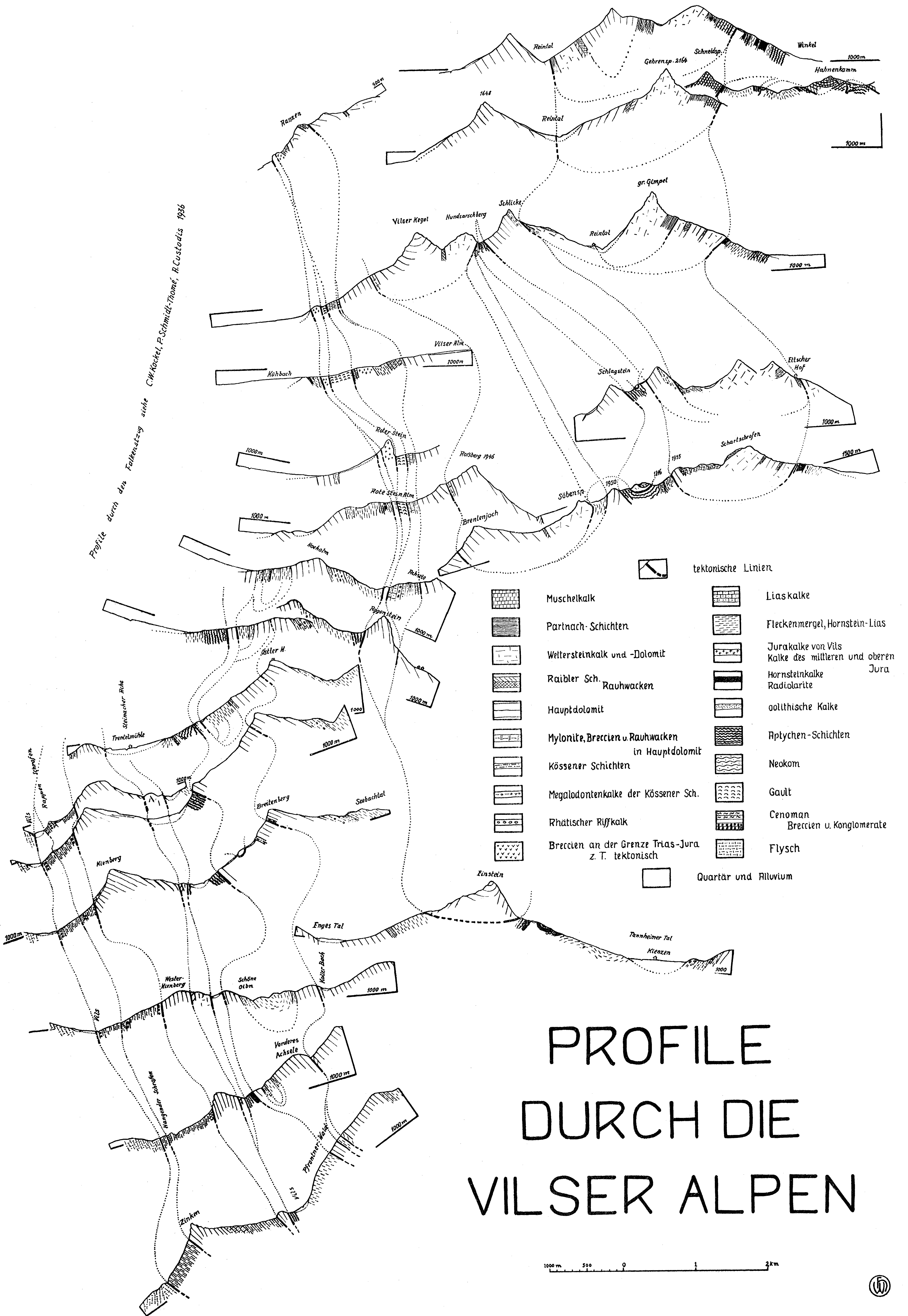


Farbenerklärung

- | | | | | |
|---|--|---|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> Fallzeichen: Schwebend, 1—30°, 31—60°, 61—89°, Saiger Bergsturzabklüftung Tektonische Grenzen beobachtet / vermutet Schichtgrenzen deutlich / undeutlich Erosionsterrassen ausgezogene Linie = Ober- / rand der Terrassenböschung Junge Flußschotter Sumpfe und Torfmoore Gehängeschutt, Verhüllungen, Bach- und Flußschotter Schuttkegel Bergsturzschutt Quelltuff Liaskalk-Erraticum am Vilsener Kegel | <ul style="list-style-type: none"> Kristalline Erratica Terrassenrand diluvialer Terrassen Moränenwälle Örtlicher Moränenschutt Hocheiszeitliche Grundmoränen „Terrassenschotter“ Tonlager Konglomerate Glaukonit sandsteine und Konglomerate des Flysch Flysch Cenomane Breccien und Konglomerate, aus Hauptdolomit u. Liassgesteinen bestehend Cenoman | <ul style="list-style-type: none"> Gault-Mergel Neocom Aptychen-Schichten Oolithische Kalke der Hornsteinkalke Hornsteinkalke, Radiolarit Lias-Hornstein Lias-Fleckenmergel, hornsteinführend Lias-Fleckenmergel Jurakalke von Vils; Kalke des mittleren und oberen Jura Bunte Liaskalke Breccien an der Grenze Trias-Jura z. T. tektonisch Rhätischer Rifflalk | <ul style="list-style-type: none"> Kalkbänke mit Megalodontes Schattwälder Schichten Kössener Schichten Mylonit- und Breccienlagen in Hauptdolomit Hauptdolomit Gips Raibler Rauwacken Raibler Schichten Wettersteindolomit | <ul style="list-style-type: none"> Wettersteinkalk Kalklagen in Partnach-Sch. am S-Rand der Vilsener Alpen Partnach-Schichten Muschelkalk |
|---|--|---|---|---|

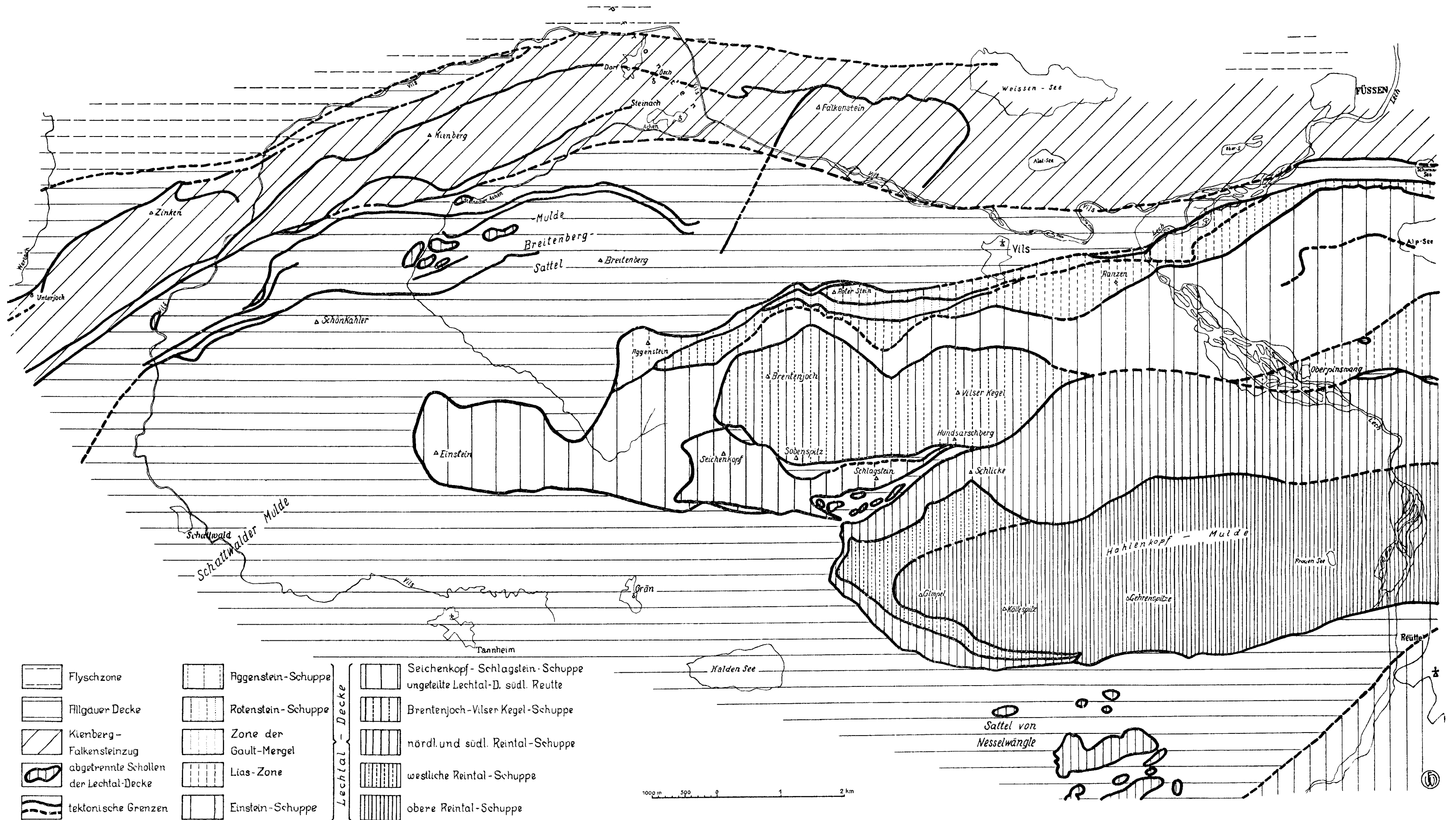
Maßstab 1:25.000

Druck: Kartogr. Anstalt Freytag & Berndt A. G., Wien



PROFILE DURCH DIE VILSER ALPEN

TEKTONISCHE ÜBERSICHT DER VILSER ALPEN.



- | | | | | | |
|--|---|--|--------------------------|--|-------------------------------------|
| | Flyschzone | | Aggenstein-Schuppe | | Seichenkopf - Schlagstein - Schuppe |
| | Fillgauer Decke | | Rotenstein-Schuppe | | ungeteilte Lechtal-D. südl. Reutte |
| | Kienberg-
Falkensteinzug | | Zone der
Gault-Mergel | | Brentenjoch-Vilsener Kegel-Schuppe |
| | abgetrennte Schollen
der Lechtal-Decke | | Lias-Zone | | nördl. und südl. Reintal-Schuppe |
| | tektonische Grenzen | | Einstein-Schuppe | | westliche Reintal-Schuppe |
| | | | | | obere Reintal-Schuppe |

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1937

Band/Volume: [87](#)

Autor(en)/Author(s): Heißel Werner

Artikel/Article: [Geologie der Vilsener Alpen 235-273](#)