

Vorkommen sind nach Neuaufnahmen die Devon-schichten bei Aich, Mölbling und westlich von Meiselding.

Wir halten es derzeit für verfrüht, allein auf Grund der Unterschiede in der Metamorphose die Gurktaler Decke in zwei Teildecken aufzugliedern. In den Gurktaler Alpen und im Murau-Neumarkter Raum könnten z. B. die Eisenhutschiefer durchaus den schwächer metamorphen

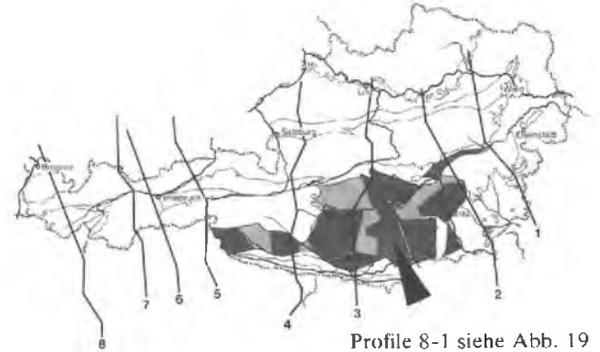
Teilbereich einer von einer Metamorphose un-einheitlich betroffenen Großeinheit darstellen.

Literatur: AMEROM H. J. W. et al. 1976; BECK-MANNAGETTA P. 1955–1958, 1959b, 1960; EBNER F. et al. 1977; HAJEK H. 1963, 1965; HÖLL R. 1970; JONGMANS W. J. 1938; LIEGLER K. 1970; METZ K. 1958, 1965, 1966; PETERS K. 1855; SCHWINNER R. 1927, 1931, 1932, 1936, 1938; STOWASSER H. 1956; STUR D. 1871; TENČOV Y. 1978a, b; THURNER A. 1958, 1959, 1961, 1970; TOLLMANN A. 1959, 1963a 1971a, 1977b; TOULA F. 1893; ZIRKL E. J. 1961.

3.9.11. Krappfeld, Saualpe und Seetaler Alpen, St. Pauler Berge

VON PETER BECK-MANNAGETTA

Mit den Abbildungen 101 bis 103



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.9.11.1. Die Saualpe und die nach Norden anschließenden Seetaler Alpen

Der Gebirgsstock der Saualpe ist ein etwa Nord-Süd verlaufender Rücken im Osten Kärntens, der im Westen wie im Osten von Nord-Süd erstreckten Tälern und Ebenen begrenzt wird. Der breite, in der Kammregion runde und wenig gegliederte Rücken, dessen Hänge und Flächen häufig mit Schutt bedeckt sind, erhebt sich in die Almregion bis 2081 m Höhe. Die pultförmige Gestalt des Gebirgsstockes mit steilerem Abfall nach Westen ist durch die junge Görtschitztaler Störung verursacht. Nach Süden ist er flexurartig gegen das Klagenfurter Becken abgebogen. Im Norden geht der Bergzug, durch Sättel getrennt, über die Pressner Alpe in die Seetaler Alpen über, die durch das Murtal nach Norden von den Niederen Tauern abgegliedert werden. Wegen seiner größeren Höhe (Zirbitzkogel, 2397 m) trägt der begrünte Kamm an der Ostseite Kare. Im Süden fällt die Saualpe rasch ab und taucht unter die Ebene des östlichen Klagenfurter Beckens.

Dieser mächtige Gebirgszug zwischen Mur und Drautal besteht aus einem hochkristallinen Kern, der im Westen und Süden von immer weniger stark metamorphen Serien ummantelt wird,

wobei bedeutende junge Störungen ihn im Westen und Osten begleiten.

Während die oberkarbonen und jüngeren Gesteine sich mit einer deutlichen Diskordanz vom Untergrund absetzen, besteht zwischen dem Altpaläozoikum und liegendem, höher metamorphem Kristallin keine derartige Trennfläche. Bis in phyllitische Glimmerschiefer hinab reichen in Begleitung von Grünschiefern und Metakeratophyren fossilführende Bänderkalke, die eine orthostratigraphische Abfolge zeigen. Wiederholungen dieser Schichtfolgen zeigen einen voralpidischen, vermutlich variszischen Schuppen- und Deckenbau, der mangels weiterer stratigraphischer Auflösbarkeit im tieferen Bereich der Glimmerschieferzone mit Amphibolitfazies und im Hochkristallin mit Paragneisen und Eklogiten (ostalpine Eklogitfazies, F. ANGEL, 1940) nicht mehr zu beweisen ist.

In den im Westen benachbarten Gurktaler Alpen (siehe 3.9.6., 3.9.10.) ist jedoch ein Deckenbau vorhanden, wobei die ordovizische Metadiabas-Serie auf silurisch-devonische Kalke auf weite Strecken überschoben wurde. Dieser Deckenbau wiederholt sich auch in der Phyllitgruppe der Saualpe, wobei man den Eindruck erhält, daß im Liegenden eines Deckengebäudes Verschuppungen geringerer Förderweite vorliegen.

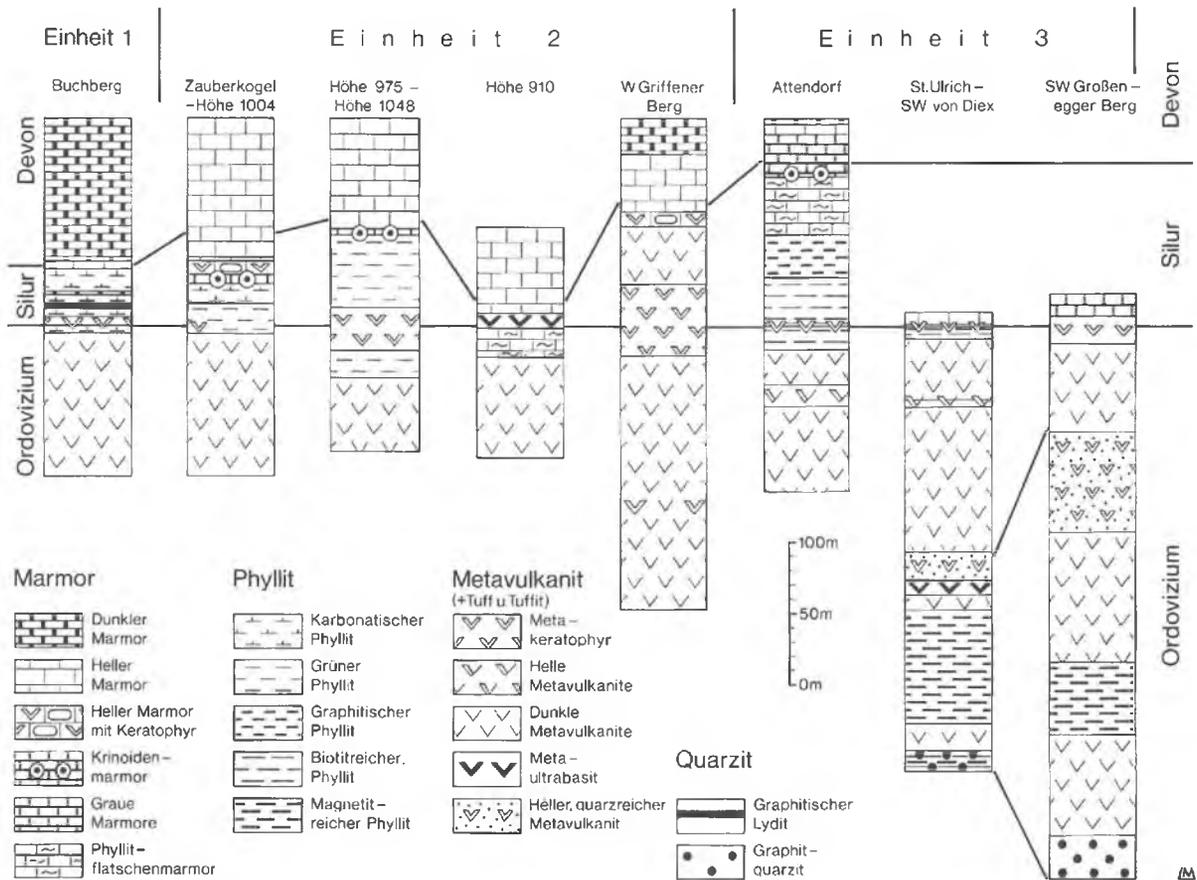


Abb. 101. Prostratigraphische Gliederung der Phyllitgruppe am Südrand der Saualpe (nach G. KLEINSCHMIDT et al., 1975)

Auch im Hochkristallin des Kernes der Saualpe fallen die Marmorzüge (Stelzing) unter die eklogitführenden Gneis-Glimmerschiefer ein.

Die tiefsten Schichtglieder der Saualpe kommen im sogenannten „Fenster“ der Klienung im Osten heraus, wobei die tiefsten Lagen der Klienungsserie als Schiefergneise ausgebildet sind, die lagenweise in Granatglimmerschiefer übergehen können. Die Granate dieser Gneise sind durch ein einheitliches Interngefüge aus opaken Einschlüssen gekennzeichnet, denen kein einschlußfreier Außensaum folgt, der auf eine weitere Kristallisationsphase hinweisen würde. Wesentlich erscheinen die Übergänge von Granatgneis zu Granatamphibolit, sodaß Gesteine mit wechselndem Granat-, Biotit- und Hornblendegehalt entstehen, für die auffällig große Granate charakteristisch sind (Abb. 105, 106).

Im Hangenden treten immer häufiger pegmatoide Einlagerungen innerhalb der Glimmerschiefer auf, die noch höher von quarzitischen Bändergneisen und mächtigen Marmorzügen und

-linsen, die von kleinen Eklogit-Amphibolitlinsen begleitet sind, abgelöst werden: die „Preimser Serie“. Dieser eigenartige Übergang von der Klienungsserie in die Preimser Serie, die der Eklogitgruppe der zentralen Saualpe angehört, hat verschiedene Deutungen erfahren: Nach N. WEISSENBACH (seit 1965) nimmt man eine syntektonische Kristallisation bei der Überschiebung der Eklogitgruppe auf die Klienungsserie an, da zwar die Überlagerung zu erkennen ist, aber keine postkristalline Trennungsfuge. Gewisse Glimmerschiefer werden daher als „Blastomylonite“ gedeutet. Das Aufblühen der pegmatoide Lagen in den Granatglimmerschiefern führt ohne Anzeichen einer stärkeren tektonischen Beanspruchung zum eklogitischen Stockwerk im Hangenden, weshalb P. BECK-MANNAGETTA (1949) beim benachbarten analogen Aufbruch von Wolfsberg in der Koralpe in der Vorstellung einer „wurzellosen“ venitischen Metamorphose kam, bei der pegmatoide Lösungen durch eine Art retrograden Siedens infolge Druckentlastung

des gesamten heißen Glimmerschieferkomplexes entstanden sein könnten.

Die Preimser Serie ummantelt die Klieningserie und zeigt Hornblendesprossung in ihren eklogitischen Gesteinen, die als retrograde Bildung („Tiefendiaphthorese“ nach A. KIESLINGER, 1928) während ihrer Überschiebung auf die Klieningserie gedeutet wird.

Im Hangenden dieser bunten Schieferfolge setzt die eigentliche mächtige Eklogitserie der Saualpe ein, die in einen oberen und unteren Teil gegliedert wird. Drei Horizonte von Disthenflasergneis mit mächtigen Eklogitstöcken werden festgestellt, die mit Schiefergneisen wechsellagern. Disthen- und Staurolithführung charakterisieren den Metamorphosegrad; basischer Plagioklas (Bytownit) und Diopsid treten in den Kalksilikatschiefern auf, und ehemalige basische Magmatite liegen als echte Eklogite vor.

Manchmal sind in den Disthenflasergneisen Strukturen (Lineationen) erkennbar, die von den durchwegs WNW-ESE-verlaufenden Lineationen (Fältelungs- und Faltungachsen) gegen die Nord-Südrichtung abweichen. Sie dürften Relikte einer älteren tektonischen Prägung sein.

Dieser hochmetamorphe Kern der Saualpe, der den Hauptteil des Gebirges aufbaut, wird randlich ohne scharfe Grenze von der Glimmerschieferserie ummantelt, die in eine obere, mittlere und untere Glimmerschiefergruppe zerfällt. In dieser bunten Schieferfolge lösen sich die verschiedenen Glieder der Serie seitlich ab bzw. verzahnen. In der unteren Gruppe stellt die „Plankogelserie“ eine petrographische Einheit dar, deren Schichtglieder teilweise auch in die südliche Koralpe verfolgt werden können. Die darin enthaltenen „grobknotigen Granatglimmerschiefer“ werden von G. KLEINSCHMIDT et al. (1976) als metamorpher (kambroordovizischer?) Verwitterungshorizont gedeutet. Damit will man eine unregelmäßige, sedimentäre Diskordanz konstruieren, welche die Grenze eines alten Grundgebirges mit kaledonisch-variszischer Polymetamorphose zu einer altpaläozoischen Auflage mit variszischer Metamorphose markiert. Weiters kommt eine typische Vergesellschaftung von Manganquarzen mit Serpentin vor, die sonst aus dem Altpaläozoikum der Alpen kaum bekannt ist (außer in der Koralpe) und auch weiters innerhalb der entsprechenden Serien der Saualpe nicht wieder vorkommt. In der unteren und der tieferen mittleren Glimmerschiefergruppe sind noch Biotitgneise (Paragneise) häufig verbreitet, die im oberen Teil der mittleren Glimmerschiefergruppe mit mächtigen Amphibolitkörpern wechsellagern. Hieher gehören die bis 600 m mächtigen, mit Eisenspat vererzten Hüttenberger Marmore.

Die Basisfläche der oberen Glimmerschiefergruppe zum liegenden Chloritoidglimmerschiefer mit Pseudomorphosen von Chloritoid nach Staurolith wird in Zusammenhang mit einer Einschuppung eines Teiles der Phyllitgruppe als tektonische Trennfuge zwischen Mittel- und Oberostalpin in der südlichen Saualpe mißgedeutet. Das Vorkommen von Disthenflaser-Glimmerschiefern und Staurolith-Granatglimmerschiefern im weiteren Hangenden, wobei diese mineralreichen Glimmerschiefer bereits einen mehr phyllitisch-feinschuppigen Charakter annehmen, zeigt die metamorphosemäßige Homogenität der gesamten Glimmerschiefergruppe an; außerdem das darin mikroskopisch nachgewiesene, lokal begrenzte Auftreten von Sillimannit. Der Verfasser hält die Tektonik und die Hauptmetamorphose hier für variszisch. Altpaläozoisch erfolgte ein letzter Metamorphose-Nachschub, jedoch keinerlei intensive Tektonisierung!

Die hangende Phyllitgruppe ist durch ein Paket phyllitischer Glimmerschiefer unsicherer Stellung mit den liegenden Granatglimmerschiefern des Hochkristallins verbunden. Nach den Fossilfunden von G. KLEINSCHMIDT (1966), J. NEUGEBAUER (1971) und F. WURM (1968) in Bändermarmoren, die auf Silur-Devonalter schließen lassen, ist die gesamte Phyllitgruppe als Altpaläozoikum zu betrachten. Mächtige Quarzphyllite und Grünschiefer erinnern an ähnliche Komplexe mit basischen Gesteinen in den oberen Glimmerschiefern bzw. an die Eklogitserie.

In das Ordoviz werden Graphitquarzite und Graphitschiefer eingestuft, denen innerhalb biotitführender, manganreicher Phyllite basische Vulkanite nachfolgen.

Gegen das Hangende werden die basischen Vulkanite von Metakeratophyren und Porphyrmaterialschiefern abgelöst, die an einigen Stellen als Gerölle im Marmor (Bänderkalk) beobachtet wurden. Ebenso kommen in den unreinen Marmorlagen Phyllitflatschen mit Quarzgeröllen vor. Dieser wichtige, geringmächtige, klastische Horizont läßt sich in die umgebenden Phyllite nicht weiter verfolgen und scheint eine lokale Bildung in der südlichen Saualpe zu sein. Der Gehalt an feinschuppigem, jung gesproßtem Biotit, auch in kalkigen Lagen, erinnert an die „Mikrobiotitphyllite“ nordwestlich St. Veit. Dieser Teil der Schichtfolge wird in das Silur gestellt. In den Bänderkalken wurden an vielen Stellen Crinoiden gefunden, die die Einstufung ins Devon erlauben. Mächtige weiße („Alabaster“) und dunkle Bänderkalke mit schwacher Marmorisierung werden dem Devon zugeordnet, wohin auch die gelben, teilweise rauhackenartigen Dolomite zu stellen sind. Diese im Detail wech-

selnde Schichtfolge baut das Altpaläozoikum der südlichen Saualpe auf.

Im höheren Tonschieferstockwerk der „Anchi“-Zone im Westen der Saualpe sind fossilführendes Ordovizium aus dem Magdalensberg (S. SEELMEIER, 1940) und Kalkbänder und -linsen des Unter- bis Ober-Devon östlich von Kl. St. Paul (E. STREHL, 1962) bekannt geworden (3.9.12.). In einer mehr kalkigen, geringer mächtigen Fazies tritt das Devon der Althofener Schichten (H. P. SCHÖNLAUB, 1971) im Hangenden der Metadiabas (= Magdalensberg)serie auf. Unterkarbon fehlt und über der variszischen Diskordanz liegt dem Altpaläozoikum klastisches Oberkarbon bzw. Unteres Rotliegendes (H. AMEROM et al., 1976) mit Pflanzenresten in nicht metamorpher Fazies auf (W. FRANK & G. RIEHL-HERWIRSCH, 1972). Damit kann man an die Verhältnisse in den Gurktaler Alpen anschließen (3.9.10.). Ob dort im Liegenden stets ein Kristallin ähnlich dem der Saualpe verbreitet ist, erscheint fraglich.

Nach A. PILGER & N. WEISSENBACH (1975) sind in der Saualpe vier Kristallisationszyklen zu unterscheiden, die sich in verschiedener Weise durchdringen: Bei diesen abtrennbaren Zyklen ist Zyklus I z. B. in den gerichteten Einschlüssen innerhalb der pigmentierten Staurolithe der Glimmerschiefer erhalten geblieben. Die Kristallisation II steht in Zusammenhang mit den Pegmatiten und bildete Staurolith, Bytownit, Andalusit und Hornblende. Bei Kristallisation III erfolgt ein bedeutendes Granatwachstum, wobei die Kerne manganreich sind. Anstelle von Staurolith wächst Disthen, der auch die Paramorphosen von Disthen nach Andalusit bildet. Zu diesem Zyklus (III) soll auch die Bildung von Staurolith II, Chloritoid und Disthen gehören. Weiter bildete sich Omphazit; diese Kristallisation entstand synkinematisch während des Druckanstieges. Diesem synkinematischen Vorgang folgt ein postkinematischer Kristallisationszyklus IV unter Bildung von Andalusit (II?) und Skapolith mit einer Rekristallisation prädeformierter Mineralien. Jüngere Deformationen können zu retrograden Umbildungen führen, die im hangenden phyllitischen Anteil des Saualpenkristallins von epizonalen Bildungen einer aufsteigenden Metamorphose nicht zu unterscheiden sind (Epidot, Chlorit).

Alle diese Kristallisationszyklen wären in die variszische Epoche einzuordnen, wenn man annimmt, daß als Beweis dafür ausreicht, daß die metamorphen, altpaläozoischen Schichten von nicht metamorphen, jungpaläozoischen Schichten (Oberkarbon – Unterperm) diskordant überlagert werden. Dabei wurde als höchstes noch

sichtbar metamorphes stratigraphisches Niveau Oberdevon von E. STREHL (1962) nachgewiesen.

Nördlich der Saualpe schließen sich die Preßner Alpe und dann die Seetaler Alpen an, die sich im Gesteinsaufbau nicht wesentlich von der Saualpe unterscheiden.

Von Westen, östlich Mühlen, ziehen grobkörnige (Staurolith-) Granatglimmerschiefer in den Sattel zwischen Bischofberg und Preßner Alpe. Die Preßner Alpe selbst nehmen mehr feinkörnige Biotitgneise und Amphibolite ein, zu denen sich Gesteine gesellen, die F. HERITSCH & F. CZERMAK (1923) in der Stubalpe als „Kränzchengneise“ bezeichnet haben (rekristallisierte Mörtelkränze aus Plagioklas sind gefüllt und werden durchspießt von ? Klinozoisit). Es wäre vorstellbar, daß im Gebiet der Preßner Alpe ein Aufbruch von Stubalpengesteinen (Gleinalmkristallin ähnlich der Kliening) besteht, da die Gesteine ähnlich sind.

Zum Rücken des Zirbitzkogels hin nehmen die pegmatoid durchtränkten Gneise wieder zu; gegen die Wenzelalpe zu treten auch Eklogit-Amphibolite auf. Die Marmorzüge mit Pegmatiten im Osten ziehen im Norden in einer großen zerstückelten Schleife von Süden in den Raum nördlich der Mur, wo sie sich mit den Marmoren der Brettsteinserie verbinden lassen. Am Rande dieser Marmorserie treten, ummantelt und verzahnt mit Granatglimmerschiefer vom Wölzer Typus, die Granitgneise westlich Judenburg auf. Trotz der analogen tektonischen Position bestehen keine Ähnlichkeiten mit dem Wolfsberger Granitgneis (3.9.12.). Die tektonische Fläche zwischen dem Saualpenkristallin und jenem Grantglimmerschiefer könnte östlich des Perchauer Sattels gegen Ostnordosten verlaufen, ohne das Murtal im Norden zu berühren (A. THURNER, 1936). Im Norden anschließend sind Granatglimmerschiefer ohne pegmatoide Durchtränkung verbreitet, die sich mit den Wölzer Glimmerschiefern nördlich der Mur verbinden lassen (3.9.7.).

Zu den jüngeren, nicht mehr metamorph überprägten, tektonischen Erscheinungen gehört die sogenannte „Abtreppe“ im Südtail der Saualpe, mit der sie in das östliche Klagenfurter Becken stufenförmig absinkt. Diese Rampe gegen Süden wurde durch den Draugletscher und seine Umfließungsrinnen im Norden noch zusätzlich morphologisch betont. Diese grobe Verbiegung hat das Mesozoikum, welches das Krappfeld mit den St. Pauler Bergen verbindet, mitbetroffen.

Im Jungtertiär entstanden weitgehende Zerrechungen, die Verwerfer mit Sprunghöhen von einigen tausend Metern erbrachten. Das Görttschitztaler Störungsbündel und seine östliche

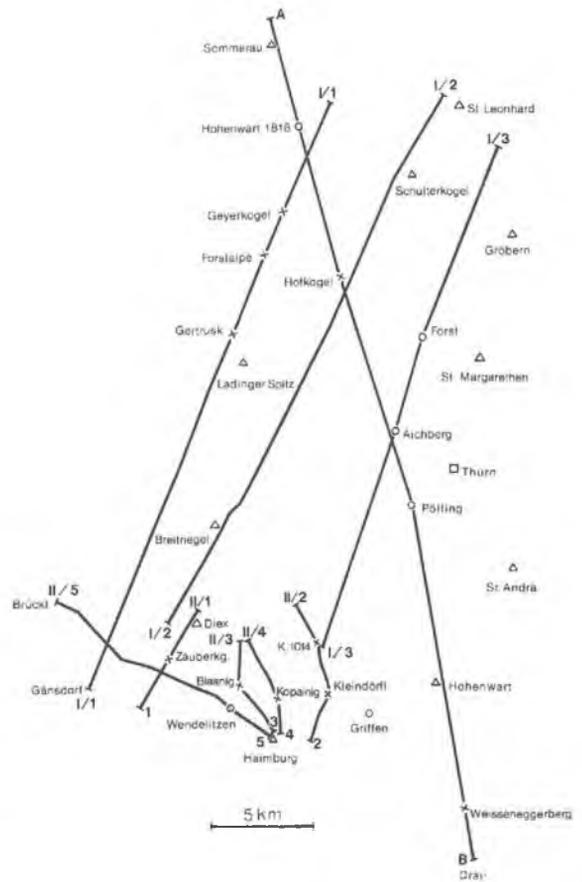
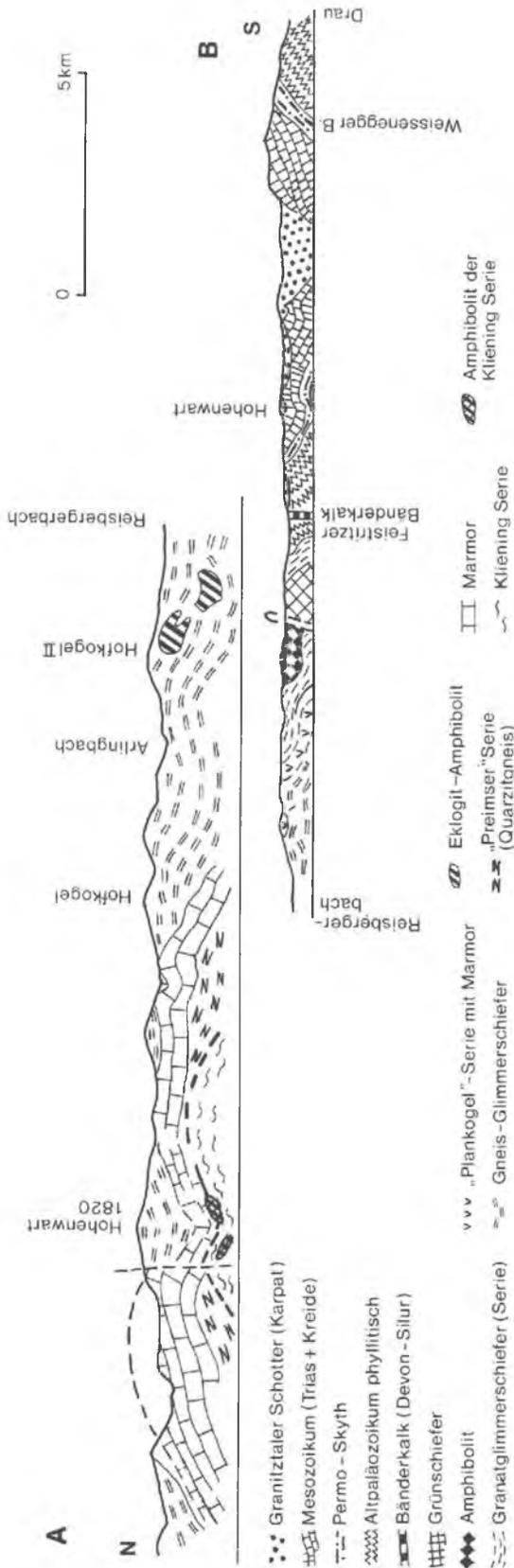


Abb. 102. A-B NNW-SSE Profil von der Pressner Alpe über die Saualpe und die St. Pauler Berge bis an die Drau südöstlich Ruden (in Beziehung gesetzt zum Verteiler der Profile in der Geologie der Saualpe von A. PILGER et al., 1975)

Abzweigung gegen Südosten, die sich als Griffener Verwurf (H. HÖFER, 1894) bis tief in die Nordkarawanken verfolgen lässt, ist in der Landschaft deutlich erkennbar.

3.9.11.2. Postvariszische Sedimente (bis zum Mitteleozän) im Krappfeld und den St. Pauler Bergen mit ihren südöstlichen Fortsetzungen

Erosionsrelikte postvariszischer Gesteine liegen im Krappfeld und bei St. Paul als nicht metamorphe, sedimentäre Körper dem Altpaläozoikum diskordant auf. Sie bilden ein anmutiges Hügelland zwischen höheren Kristallinbergen. Längs der Lavantaler-Störungszone finden sich im Drautal noch weitere Kleinvorkommen wie Rabenstein etc., welche zu den Vorkommen im Remschnigg, Possruck und Bachern (Pohorje) an der steirisch-slowenischen Grenze vermitteln.

Vorkommen bei Hochosterwitz und am markanten Ulrichsberg, nördlich Klagenfurt, gehören ebenfalls dazu.

Die Basisbrekzien der Trias sowie die tieferen, permokarbonischen Horizonte (aufgrund der Pflanzenreste für Stefan gehalten) enthalten eckige Bruchstücke des aufbereiteten Untergrundes (Phyllit, Diabas, selten Bänderkalke). Die unregelmäßig verteilten und wenige Meter mächtigen Blockschichten, ähnlich einem verfestigten Gehängeschutt, gehen rasch in glimmerreiche Sandsteine und tonige Schichten über, aus denen kleine Floren stammen (G. RIEHL-HERWIRSCH, 1965). Den hangenden Schichten sind gelegentlich biotitreiche saure Tuffe und Tuffite eingeschaltet, die dem Niveau des Bozener Quarzporphyres entsprechen dürften. Über diese tiefere Serie des Jungpaläozoikums, die mehr lokal entwickelt ist, greifen einheitlich Sandsteine und Quarzkonglomerate mit gut abgerollten Komponenten über, die Perm und unteres Skyth vertreten. Diese Griffener Schichten dürften fluviatiler Entstehung sein und besitzen ein feines Bindemittel, das vor allem an Störungen in Serizit umgesetzt wurde. Im Geröllbestand sind Lydite häufig, Quarzporphyre können teilweise Faustgröße erlangen. Wichtig ist das stellenweise Auftreten von Muskowitquarziten und -gneisen als Gerölle unbekannter Herkunft, die auf ein kristallines Abtragungsgebiet hinweisen. Die unregelmäßige, grobkörnige Schüttung der Geröllhorizonte wiederholt sich mehrfach. Die intensiv roten, festen Sandsteine wurden früher in Steinbrüchen abgebaut.

Ohne Unterbrechung werden die Sandsteine der Griffener Schichten gegen das Hangende zu feinkörniger und liefern an verschiedenen Stellen kleine, marine Faunen mit Ammoniten der Campiler Schichten (H. ZAPFE, 1958). Die tonig-sandige Ausbildung gleicht den Werfener Schiefen der Nordalpen. Wie dort treten auch noch in höheren Stockwerken gipsführende Schichten auf, die beim Bau des Langenberg隧nells vom Drau- ins Lavanttal angetroffen wurden.

Über Zellendolomite und Rauhwacken leitet die Sedimentation zur karbonatischen Ausbildung der hochmarinen Mitteltrias über. Dünne, dunkle, dichte Dolomitlagen und Kalke gehen über plattige Dolomite in eintönig grauen Wettersteindolomit über, der von ca. 40 m (?) in der Ebersteiner Trias bis fast 300 m Mächtigkeit in den St. Pauler Bergen anschwellen kann. Gegen das Hangende sind nur in den St. Pauler Bergen Übergänge der Wettersteindolomite in die ladinischen hellen Wetterstein-Riffkalke mit einer dickschaligen Brandungsfauna festzustellen. Im Liegenden der karnischen Raibler Schichten ließ

sich eine Daonellen-Fauna im Hornsteinplattenkalk nachweisen (Oberstes Ladin). In der Ebersteiner Trias erscheint an den Grenzen zum hangenden oberladinischen, plattigen Dolomit bzw. zu den Raibler Schichten eine geringmächtige grüne Tufflage porphyritischer Zusammensetzung, wie auch kürzlich in den St. Pauler Bergen festgestellt wurde. In der Krappfeldtrias sind im Karn neben schwarzen, griffeligen Raibler Tonschiefern sandige Carditaschichten, Oolithe etc. ausgebildet, die eine umfangreiche „Cassianer“ Fauna geliefert haben.

In den St. Pauler und Griffener Bergen sind neben monotonen, schwarzen Raibler Schiefen blaugraue, dunkle, dichte Kalke und helldunkelgraue, dichte Cidariskalke entwickelt, die einige Zehnermeter Mächtigkeit erreichen können. Als höhere Obertrias folgt der gebankte norische Hauptdolomit, wobei diesen in der Umgebung südlich St. Paul teils dünn-, vorwiegend jedoch dickbankige, lichtgraue, dichte Kalke vertreten können.

Die Ähnlichkeit der Trias läßt die Schichtfolgen unschwer den analogen Schichten der Nördlichen Kalkalpen anschließen. Aber noch größer ist die auch lagemäßig gegebene Beziehung zu den Nordkarawanken, wobei eine Verbindung über Edling (südwestlich Völkermarkt) – St. Michael (westlich Bleiburg) südwärts zu suchen wäre. Jura- und Unterkreideschichten fehlen jedoch dem Krappfeld- und St. Pauler Mesozoikum gänzlich, während in den Nordkarawanken das Mesozoikum bis in die hohe Unterkreide reicht.

Fehlt aber dem Karawankenzug die Oberkreide, so ist sie im Krappfeld und in den St. Pauler Bergen reichlich vertreten. Mit Basisbrekzien aus aufbereitetem Mesozoikum fängt meistens die „Gosau“ an. Ist am Weinberg (Ostsüdost St. Paul) feinsandiger brauner Ton mit einer Coniac-Foraminiferenfauna (mit Ostracoden und Fischresten: Otolithen) gefunden worden, so beginnt im Krappfeld die Oberkreide mit aus Wildbachschüttungen hervorgegangenen Konglomeraten, überlagert von Mergeln des (Oberanton bis) Campan mit *Bolivinoidea decorata decorata* (JONES) und *Globotruncana elevata* (BROTZEN). Der rasche fazielle Wechsel der Schichten von Hippuriten-Riffkalen bis -brekzien bis zu turbiditischen, tonigen Sandsteinen ist in den Steinbrüchen der Zementfabrik von Wiettersdorf und Umgebung gut zu beobachten. Bezeichnend für die tiefe Absenkung und die damit verbundene Bodenunruhe ist das Vorkommen einer „Knödelbrekie“, die von F. THIEDIG (1975) eingehend beschrieben wurde.

Die Faunen der Hippuritenbrekzien weisen auf eine Beziehung zur Oberkreide im mediter-

Krappfeld St. Pauler Berge

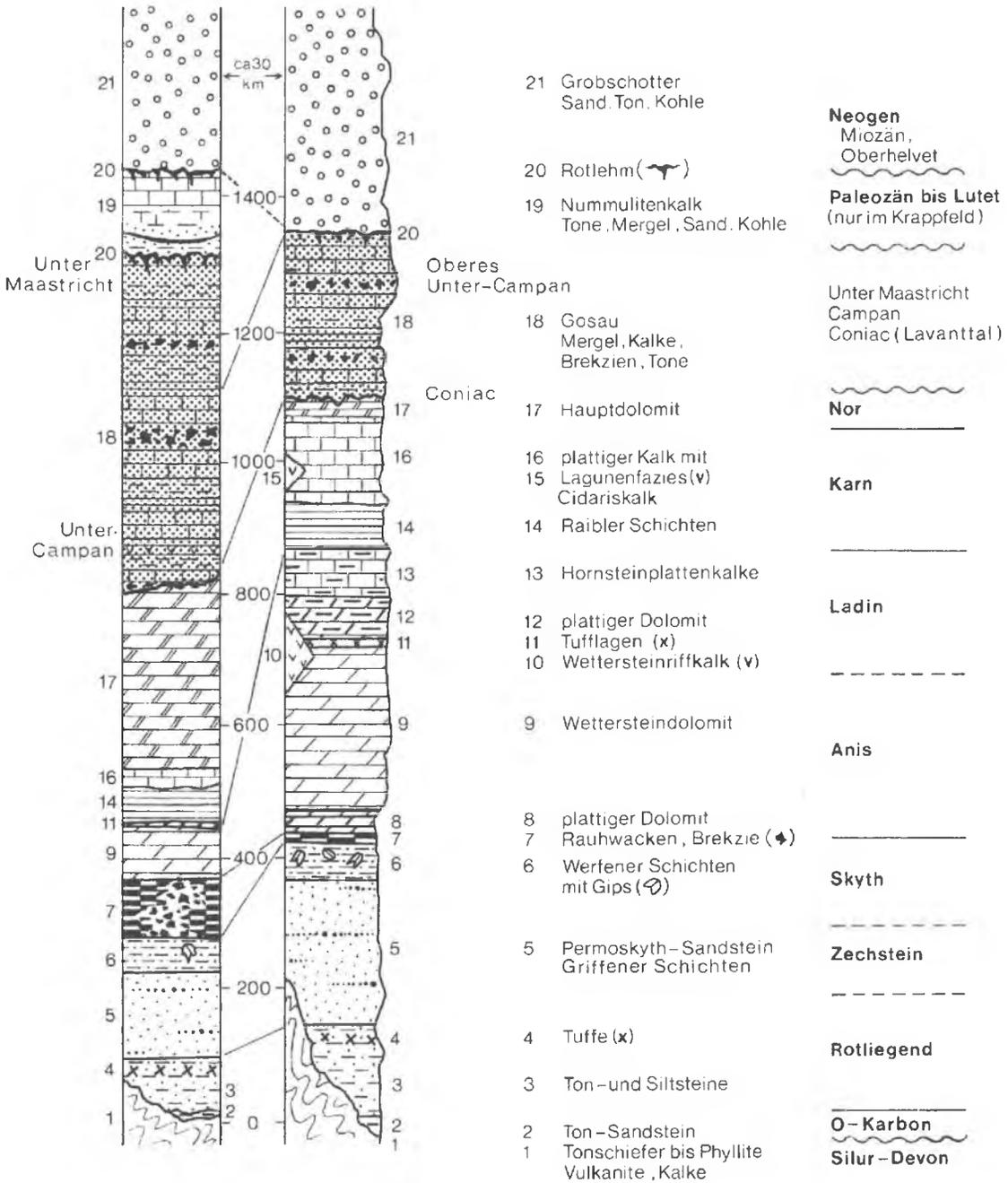


Abb. 103. Säulenprofile der postvariszischen Sedimente im Krappfeld, in den St. Pauler und Griffener Bergen. Zusammengestellt nach W. WASCHER (1960), G. RIFHL-HERWIRSCH & W. WASCHER (1972) sowie F. THIEDIG et al. (1974); geändert P. BECK-MANNAGETTA (1978)

ranen Raum hin, da Großforaminiferen wie *Cuneolinen* bestimmt wurden, neben dem Vorkommen von Rudisten wie *Duranien* und *Joufia* (? *silva regis* D. LUPU) bei Wietersdorf im Lavanttal. Darüber liegen im Krappfeld Foraminiferen-Mergel des Oberen Obercampan mit *Globotruncana calcarata* (CUSHMAN) und solche des Untermaastricht mit *Bolivinoidea draco draco* (MARSSON), während die Schichtfolge im Lavanttal im oberen Untercampan endet. In den geröllführenden Horizonten liegen neben Komponenten aus Mesozoikum solche paläozoischer Tonschiefer vor; Elemente des Hochkristallins fehlen, sodaß eine Abtragung von Teilen des kristallinen Rückens der Sau- bzw. Koralpe zur Kreidezeit nicht nachgewiesen werden kann.

Diskordant wird das tiefe Maastricht im Krappfeld von gering mächtigen, roten Tonen mit weißen Quarzschottern überlagert, die als vermutlich terrestrisches Paleozän eingeordnet werden können. Den fossilreichen untereoänen Mergeln und Tonen sind geringmächtige Glanzkohlenflöze eingelagert, die bei Sittenberg und nördlich Guttaring abgebaut wurden. Über der mergelig-sandigen Serie folgen massige Nummulitenkalke, die westlich Klein St. Paul als Zuschlag für die Zementindustrie abgebaut und in das Unter- bis Mitteleozän eingestuft werden. In der Guttaringer (Sonnberg-)Mulde können auch die Mergel noch in das Mittel-Eozän hinaufreichen. Eozängerolle im Tertiär und Quartär des Klagenfurter Beckens belegen eine früher ausgebreitete Verbreitung dieses Eozäns.

Die Mächtigkeit der Deckschichten dürfte insgesamt kaum 1500 m übersteigen, wobei 800–1100 m allein auf die Trias fallen können; somit verbleibt für die Gosau (mit Eozän) etwa ein Drittel der Gesamtmächtigkeit (Abb. 103).

Die Trias und ihre kretazisch-eozäne Auflage haben, abgesehen von einer leichten Einmuldung um eine E-W-Achse, nur mehr eine Bruchtektonik mit blockartigen Verstellungen in einem rechtwinkligen Störungssystem (NNW-SSE und ENE-WSW) erlitten, die auch in den Abbauen der eozänen Kohlenflöze gut zu verfolgen war. Vor allem finden wir diese Störungen am Rande der Gosau; vielfach ist aber trotzdem noch der transgressive Verband ihrer Basisbrekzien zu erkennen. Der Höhepunkt dieser Bruchtektonik dürfte im Jungtertiär liegen.

An der Basis der miozänen Blockschotter treten stellenweise lateritische Rotlehme auf, die auch auf den Verebnungen im Kristallin stellenweise zu finden sind. Die Blockschotter westlich der Saualpe finden ihr Analogon im Südosten, wo sie unter die marinen Mühldorfer Schichten der Oberen Lagenidenzone (M. E. SCHMID, 1974) des Baden tauchen. Nach F. THIEDIG (1970) wären die Gurktaler Schotter letzteren Bildungen zeitlich anzuschließen. P. BECK-MANNAGETTA (1961) möchte diese eher als jüngere pliozäne Bildungen abtrennen.

Literatur: ANGEL F. 1940; BECKER L. 1976; BECK-MANNAGETTA P. 1949, 1958, 1960; CLAR E. 1973, 1976; CLAR E. in FRITSCH W. 1960, 1963; FLÜGEL H. W. & SCHÖNLAUB H. P. 1972; FRITSCH W. 1962a; GROSCHOFF R. 1970; HABERFELLNER E. 1937; HINTE J. E. van 1963; KAHLER F. 1955a, c; KIESLINGER A. 1928a; KLEINSCHMIDT G. 1966, 1970, 1979; KLEINSCHMIDT G. et al. 1975, 1976; KLEINSCHMIDT G. & NEUGEBAUER J. 1971, 1974, 1975; LODEMANN W. 1966, 1967, 1973; MEIXNER H. 1957; MOTTANA H. et al. 1968; NEUGEBAUER J. 1970; OBERHAUSER R. 1963, 1968, 1978; PILGER A. 1975; PILGER A. & WEISSENBACH N. 1970, 1975; RICHTER W. 1973; RIEHL-HERWIRSCH G. 1970; SCHMID M. E. 1974; SEELMEIER H. 1940; SMULIKOWSKI K. 1965; SOLYOM O. 1942; STREHL E. 1962; THURNER A. 1936, 1970; TOLLMANN A. 1977b; THIEDIG F. 1970, 1975; WEISSENBACH N. 1963, 1970, 1975; WURM F. 1968.