

4.2. Die Permotrias des Krappfeldes

Von T. APPOLD

Mit 5 Abbildungen

1. Einleitung

Die Permotrias des Krappfeldgrabens (Abbildung 1) gehört zusammen mit den Vorkommen in den St. Pauler und Griffener Bergen, am Ulrichsberg und am Pfannock zu den Resten des postvariscischen Deckgebirges der Gurktaler Decke. Die interessante Position zwischen den Nördlichen Kalkalpen und den Triasvorkommen der Karawanken und des Drauzuges führte besonders in den letzten Jahren zu einer verstärkten Neubearbeitung dieses Vorkommens. Die "klassische" Triasgliederung des Krappfeldes von BITTNER (1889) blieb dabei Grundlage.

Neben einer kompletten Neuaufnahme des Gebietes (WOLTER et.al. 1982) wurden vor allem die Raibler Schichten (DULLO & LEIN 1980, 1982) und die terrestrisch-limnischen Ablagerungen des Jungpaläozoikums und der basalen Trias (SYLVESTER 1988, 1989a,b) neu bearbeitet. Eine Neuinterpretation der Tektonik in Verbindung mit der Überschiebung der Gurktaler Decke findet sich bei APPOLD & PESCH (1984).

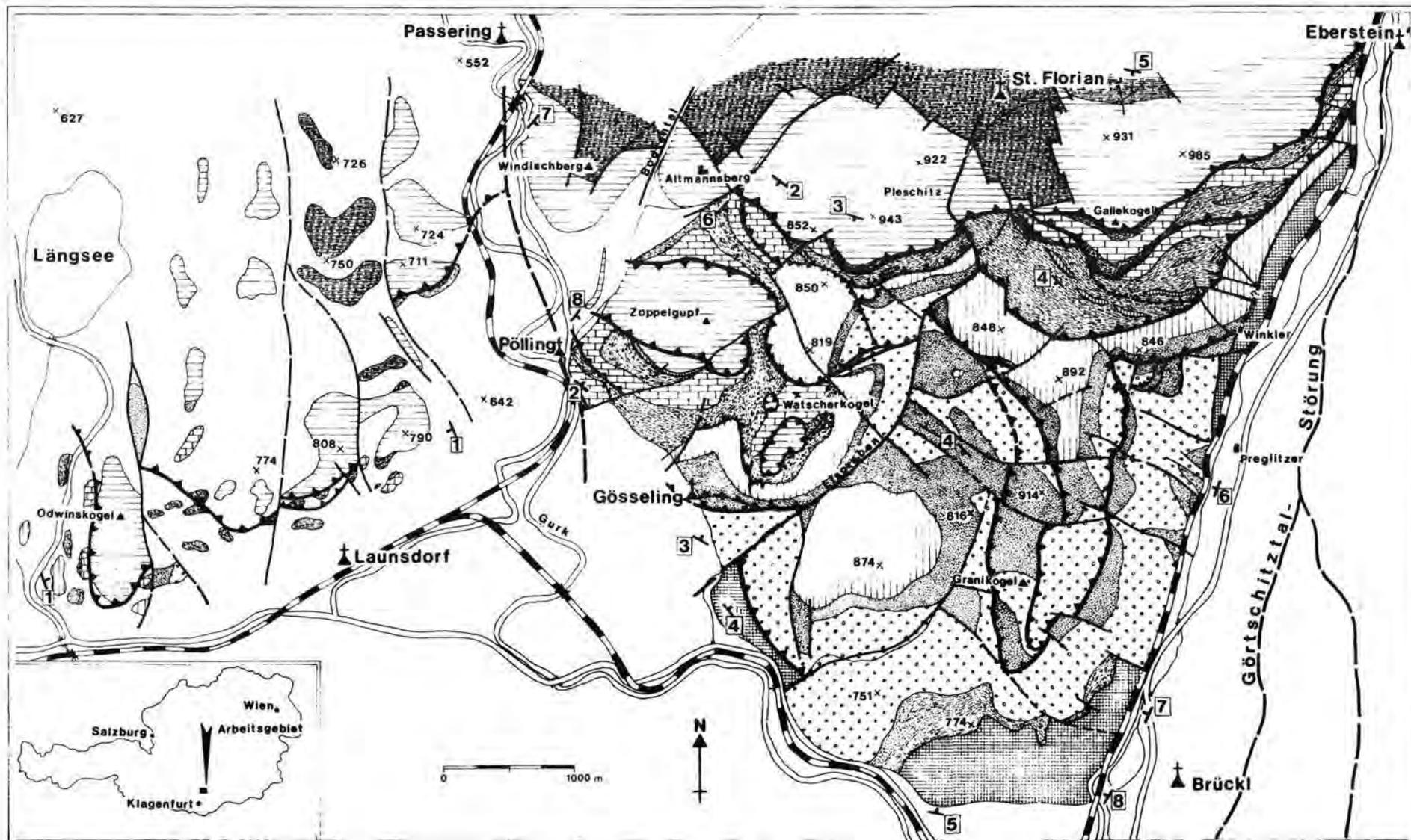
2. Stratigraphie (Abbildung 2)

Die stratigraphische Gliederung der unteren Permotrias des Krappfeldes ist in den letzten Jahren völlig umgestaltet worden. Statt der Dreiteilung in Unterrotliegendtonschiefer – Permoskythsandstein – Werfener Schichten wurde eine Reihe neuer Formationen eingeführt, wobei die Werfener-Formation in ihrem Umfang reduziert wurde. Über dem variscisch gefalteten, schwach metamorphen Altpaläozoikum der Stolzalpen Decke (Magdalensbergserie – KAHLER 1953) setzt das stratigraphische Profil im Grenzbereich Oberkarbon – Unterrotliegend ein (RIEHL-HERWIRSCH 1965).

2.1. Werchzirm-Formation (Unterrotliegend)

Das Unterrotliegend wird im Krappfeld durch die Werchzirm-Formation repräsentiert. Nach SYLVESTER (1989a, vgl. Abbildung 3) wird diese Einheit in die untere und obere Sedimentitgeröll-Abfolge sowie die Tuffit-Abfolge eingeteilt. Reste der untersten Einheit sind im Krappfeld nur an wenigen Stellen zugänglich. Der sedimentäre Kontakt zur Magdalensbergserie ist jedoch an mehreren Stellen belegt (freundliche Mitteilung F. THIEDIG). Als Ursache für den weitgehenden Ausfall der Rotliegendebasis wird vor allem eine tektonische Unterdrückung im Zuge der frühalpiden Deckentektonik angenommen (SYLVESTER 1989a; APPOLD & PESCH 1984).

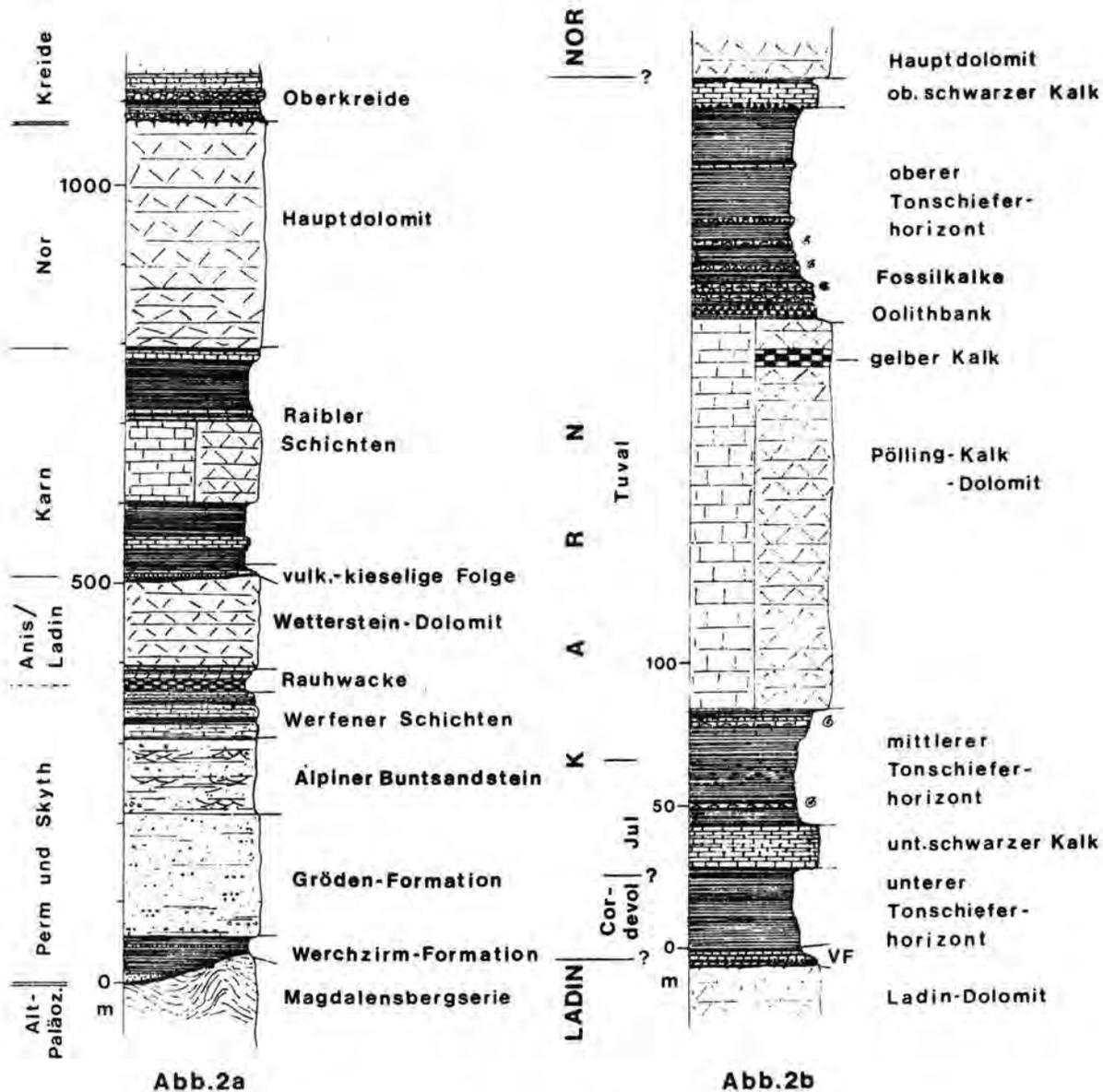
Das Normalprofil beginnt bei SYLVESTER (1989a,b) mit der oberen Sedimentitgeröll-Abfolge. Den Hauptteil dieser ca. 50 m mächtigen Einheit machen rotgefärbte



- | | | |
|------------------|-----------------------------|-------------------|
| Quartär | Anis/Ladin-Dolomit | Auf/Überschiebung |
| Oberkreide | Werfener Schichten | Störung |
| Hauptdolomit | Gröden-Fm./Alp. Buntsandst. | Schichtgrenze |
| Raibler Schiefer | Werchzirm-Fm. | Profil |
| Pölling-Niveau | Magdalensbergserie | |

zusammengestellt nach:
 WOLTER et al. 1983
 PESCH unveröff.
 APPOLD 1983
 WEISSENBACH 1978

Abbildung 1



**Idealprofil der permotriassischen
Sedimente im Krappfeld**

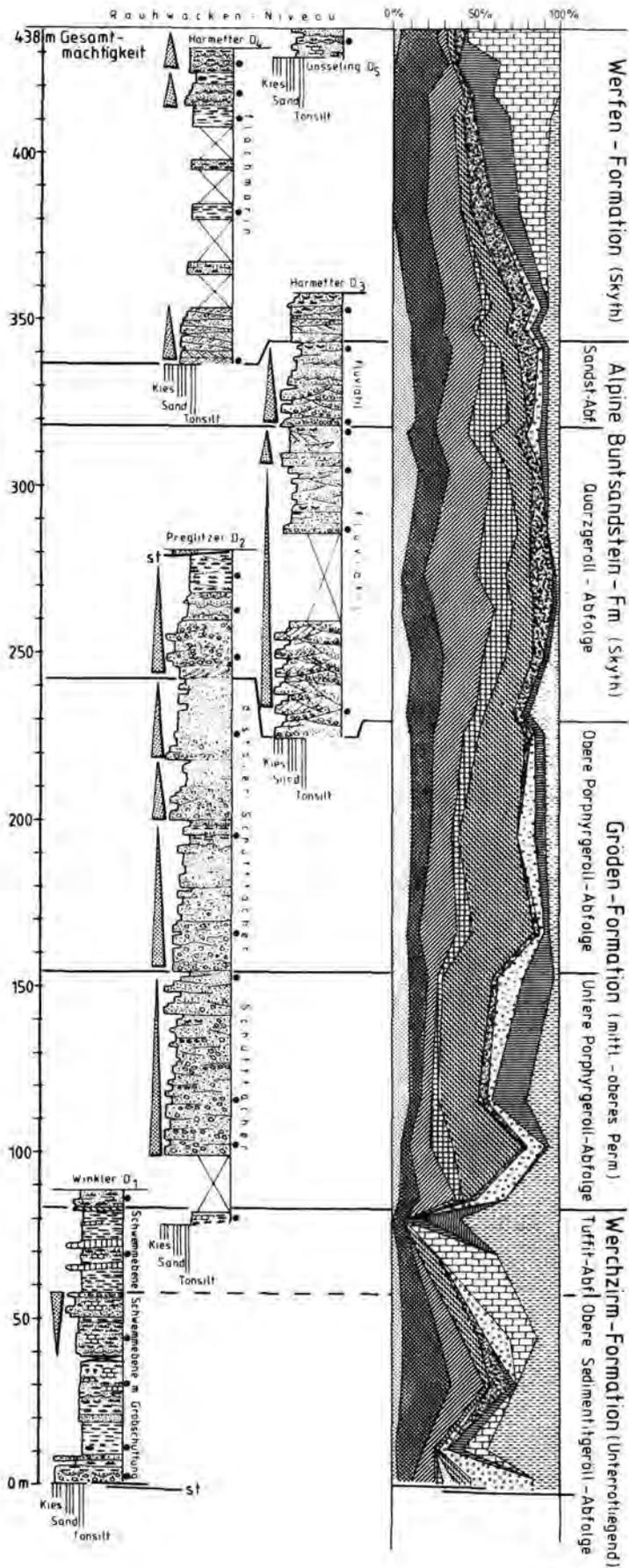
Tonsiltsteine aus, die basal und am Top durch mehrmetermächtige Konlomerat- und Grobsandsteinhorizonte begrenzt werden. Als Klaster treten neben Quarzgeröllen gerundete Lydite, Tonintraklasten, graue Sandsteine und z.T. Porphyre auf. Die ca. 20 m mächtige Tuffit-Abfolge als oberster Abschnitt der Werchzirm-Formation besteht überwiegend aus rotgefärbtem, z.T. karbonatführendem Tonstein. Zwei hellgrüne Tuffitlagen führen Silexite mit rotem Karneol. Während SYLVESTER (1989a,b) die tonigen Abschnitte als Schwemmebenensedimente interpretiert, nimmt er für die grobklastischen Sedimente distale Schuttstromablagerungen bzw. Rinnenfüllungen an.

2.2. Gröden-Formation (Oberrotliegend/Oberperm)

Die zweite Einheit ist die Gröden-Formation. Sie umfaßt nach SYLVESTER (1989a) zwei grobklastische Abfolgen, die Schüttungen von alluvialen Fächern enthalten. Charakteristisch ist der große Anteil an Porphy-Gröllen (Verhältnis Quarzklaster : Porphyklaster 1:2 bis 2:3). Die Mächtigkeit der Folge beträgt ca. 70

Krappfeld

Oberostalpinisches Becken



Klastenvergesellschaftung

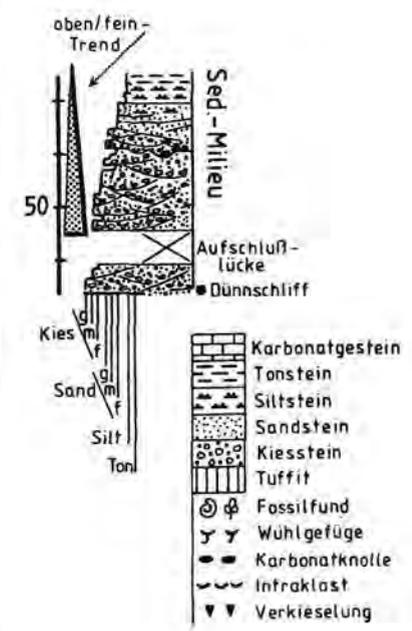
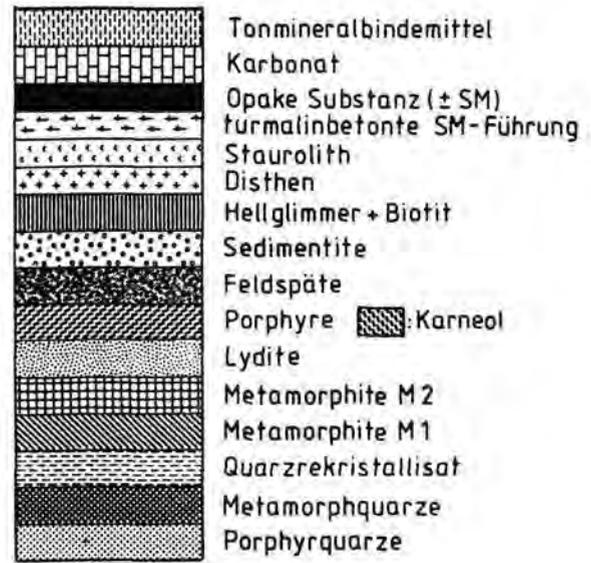


Abb. 3

m. Die untere Porphyngeröll–Abfolge wird überwiegend von sehr groben Sandsteinen aufgebaut. Sie enthält mehrfach Geröllhorizonte mit Korngrößen bis zu 20 cm. Die wenig gerundeten Komponenten setzen sich aus Porphyren (40 %), Metamorphiten (15 – 35 %) und Quarzgeröllen zusammen. Wichtig sind Aufarbeitungsprodukte des direkten Untergrundes (u.a. bis 3% roter Karneol).

Die obere Porphyngeröll–Abfolge besteht aus drei oben/fein Sequenzen, beginnend mit roten Sandsteinen mit Kies– und Gerölleinlagerungen. Darüber folgen graurote Sandsteine, die zuletzt in glimmerreiche Ton–Siltsteine übergehen. Bei der Zusammensetzung der Geröllgesellschaften steigt der Anteil der Metamorphite im Vergleich zur unteren Einheit deutlich an. Aufarbeitungsprodukte des direkten Untergrundes treten nicht mehr auf.

2.3. Alpiner Buntsandstein–Formation (Skyth)

Der Beginn der Alpenen Buntsandstein–Formation wird nach SYLVESTER (1989b) durch den Wechsel des Bindemittels der Sedimente von rotgefärbten Tonmineralen zu Quarzzementation markiert, die vermutlich auf unterschiedliche Verwitterungs– und Sedimentationsbedingungen zurückgeht. Die Alpine Buntsandstein–Formation setzt sich aus der knapp 90 m mächtigen Quarzgeröll Abfolge und der ca. 25 m mächtigen Sandstein–Abfolge zusammen.

Die Quarzgeröll–Abfolge hebt sich von den vorhergehenden Einheit durch die deutlich geänderte Zusammensetzung der Klastengesellschaft ab. Das Verhältnis Quarzklasten : Porphyngerölle liegt bei 4:1. Rundungsgrad und texturale Reife sind wesentlich höher. Der untere Abschnitt dieser Folge wird von einer Wechsellagerung von Geröllagen und eingeschalteten Sandsteinen gebildet. Dachziegellagerung und Schrägschichtung sind vor allem in den Geröllhorizonten verbreitet. Als Klasten treten neben Quarzen Porphyre und Lydite auf, während in diesem Teil der Folge Metamorphite nur untergeordnet vorkommen. Über der basalen Wechsellagerung folgen Siltsteinablagerungen. Sie zeigen des öfteren Strömungsrippeln und kleine Erosionsrinnen, vereinzelt Tonsiltstein–Fetzen. Schrägschichtung tritt nur im oberen Teil des Horizontes auf. Den Abschluß der unteren Abfolge bilden gröbere Rinnenfüllungen mit Schrägschichtung und Dachziegellagerung. Insgesamt gesehen ergibt sich eine Entwicklung von einem Bereich hoher Transportenergie (flächenhaft großer Fluß) zu einer sandigen Schwemmebene mit deutlich abnehmender Reliefenergie und z.T. Trockenfallen.

Die Sandstein–Abfolge des oberen Alpenen Buntsandsteins beginnt mit groben, lateral auskeilenden, sich verzahnenden Geröllbänken. Linsig eingelagert sind geröllagenführende Sandsteine und normalgradierte Sand–Tonsteine. Darüber folgt ein kiesführender Sandstein mit ausgeprägter oben/fein Tendenz. Feine Zwischenlagen aus Feinsandstein mit Tonschichten lassen einen ehemaligen Karbonatgehalt vermuten. Mit der Sandstein–Abfolge setzt ein deutlich regressiver Trend in der Entwicklung des Environments ein (Verlagerung des Sedimentationsraumes in einen proximaleren Bereich). Erst im oberen Teil finden sich wieder sandbetonte Schwemmebenen–Sedimente.

2.4. Werfen Formation (Skyth)

Der oberste Abschnitt der alpenen Buntsandstein–Formation umfaßt auch Teile der früheren Werfener Schichten. Die skythische Werfen–Formation sensu SYLVESTER ist auf die oberen, karbonatführenden Anteile beschränkt. Im Gegensatz zu den

unteren Einheiten ist die Werfen-Formation marin. Das Nebeneinander von marinen Fossilien (u.a. *Dinarites* sp.) und terrestrischen Pflanzenfossilien (*Pleuromaia* – vgl. WOLTER et. al. 1982) deutet aber auf einen Ablagerungsbereich nahe des Landes, möglicherweise mit episodischer Wasserbedeckung hin.

Die Werfen-Formation hat nach SYLVESTER (1989a) eine Mächtigkeit von knapp 100 m. An der Basis findet sich zunächst eine Reihe von dm-dicken, rot – grau gefärbten, gut geschichteten Sandsteinbänken (ca. 10 bis 17 m). Neben Schrägschichtung ist eine Normalgradierung zu beobachten. In die Sandsteine sind rot-grün gefärbte, glimmerreiche Tonsiltsteinlagen eingelagert. Darüber folgt eine Wechsellagerung aus 1–2 cm dicken Sandsteinen und geringmächtigen (<1cm) Tonsiltsteinen mit karbonatischem Bindemittel. Die Sandsteine sind rotgrau, z.T. weiß gefärbt und enthalten häufig Tonfetzen. Erhöhter Karbonatgehalt wird durch braun bis ocker gefärbte Partien angedeutet, in den höheren Abschnitten treten auch Karbonatknollen auf. Die Tonsiltsteinlagen sind überwiegend dunkelrot gefärbt und zeichnen sich durch Glimmerreichtum aus. Eingelagerte Sandlinsen führen bisweilen zu einem flaserigen Gefüge. Auffällig sind Wellenrippeln im cm-Bereich.

2.5. Rauhacke (Grenze Skyth/Anis)

Zum Hangenden gehen die Werfener Schichten kontinuierlich in Rauhacken über. Der Rauhacke-Horizont an der Wende Skyth/Anis markiert ein vorübergehend flachmarines, lagunäres Milieu. Die Rauhacken bestehen nach WOLTER et.al. (1982) aus gelben bis bräunlichen, zelligen Karbonaten, wobei Kalzit deutlich gegenüber Dolomit dominiert. Dust rims von Dolomitrhomboedern im Kalzit deuten allerdings einen primär höheren Dolomitanteil an. In die Karbonate eingelagert sind Bruchstücke von schwarzen Dolomiten und Tonschiefern der im Hangenden folgenden Einheiten, sowie basal Tonschiefer aus den Werfener Schichten. Neben dieser mehr brecciösen Ausbildung gibt es massigere, gelbe Kalklagen, die meist feinporös ausgebildet sind. Tonlagen und dunkle Dolomitbänke bilden den fließenden Übergang in die Gutensteiner Schichten. Die Bildung der brecciösen Textur der Rauhacken wird auf die Auslaugung von eingelagerten Evaporiten (Gips, Anhydrit ?) zurückgeführt. Daneben stellen die Rauhacken einen der Hauptbewegungshorizonte in der Permotrias dar, so daß für die charakteristische Ausbildung dieses Horizontes sowohl sedimentäre, als auch tektonische Ursachen angenommen werden können. Wegen der starken Druchbewegung kann die Mächtigkeit nur schwer abgeschätzt werden und schwankt zwischen 0 und 45 m.

2.6. Gutensteiner Schichten (Anis)

Die Gutensteiner Schichten bilden den Übergang zu den Plattformablagerungen des Wettersteindolomites. Sie bestehen aus einer Wechselfolge von Tonschiefern/Mergeln, Kalken und Dolomiten, die charakteristisch schwarz gefärbt und gelb/weiß geadert sind (WOLTER et.al. 1982). Die Mächtigkeit schwankt zwischen 10 und 15 m. Kalke und Feinklastisches Material treten vor allem im unteren Teil auf. Die Kalke zeigen häufig eine Feinlamination, die auf Algenstrukturen zurückgeht. In die dünnen Ton/Mergel-Zwischenlagen sind einzelne Sandlinsen und Oolithe eingeschaltet. In diesen Bereichen tritt bisweilen auch eine Verkieselung auf. Die Dolomite sind zunächst ebenfalls laminiert, werden nach oben hin aber strukturloser und dickbankiger. Der Übergang zum Wettersteindolomit ist fließend.

2.7. Wettersteindolomit (Anis/Ladin)

Mit dem ca. 120 m mächtigen Wettersteindolomit (Anis/Ladin-Dolomit) setzt die Karbonat-Plattformentwicklung ein. Nach WOLTER et.al. (1982) können die Dolomite in zwei Einheiten unterteilt werden. Der untere Teil der Folge wird von ca. 80 m dunkelgrauem bis schwarzem, stark bituminösem Dolomit aufgebaut. Meist sehr grobspätig wirkt der Dolomit "unrein" und sandig. Abgesehen von basal auftretenden Feinlaminationen ist der Dolomit strukturlos, weist aber weiterhin eine Bankung im dm- bis m-Bereich auf. Im oberen Teil dieser Einheit tritt ein ca. 2-3 m mächtiger Horizont auf, der gehäuft Grabspuren enthält. Nach seiner Ähnlichkeit mit dem Wurstl-Kalk des Drauzuges (vgl. BECHSTÄDT 1978) wird er als "Wurstl"-Dolomit bezeichnet. Vermutlich markiert der Wurstl-Dolomit eine länger andauernde Sedimentationsunterbrechung mit periodischem Trockenfallen (hardground-Bildung), in der Endobionten das Sediment durchwühlen konnten. Die oberen 40 m des Wettersteindolomites sind massig und strukturlos ausgebildet. Die Farbe der Dolomite geht von mittel- in hellgrau über, meist sind die Gesteine deutlich feinkörniger als im unteren Teil.

2.8. Vulkanisch-kieselige Folge (Oberladin - Langobard?)

Der Übergangsbereich von der Wettersteinkarbonat-Fazies zur Beckenentwicklung der Raibler Schichten (Karn) weist einen starken vulkanischen Einfluß auf, der durch die starke tektonische Aktivität beim Zusammenbruch der Karbonat-Plattform verursacht wird. Er wird deshalb als Vulkanisch-kieselige Folge ausgliedert (WOLTER et.al. 1982). Die Abfolge beginnt innerhalb des Wettersteindolomites mit dem Auftreten von Hornsteinknollen und Kieselschnüren sowie einzelner Kiesellagen, die eine deutliche Bankung des Gesteines hervorrufen. Nach oben hin schalten sich zunehmend Tufflagen ein, die sowohl in ihrer Mächtigkeit (wenige cm bis 0,5 m), als auch in ihrem Chemismus schwanken. Untersuchungen von FRITSCH (1963) deuten auf eine trachytische bis andesitische Zusammensetzung hin, während KLUSSMANN (1976) einen K-betonten rhyolithischen bis dazitischen Chemismus angibt. Die Tuffe haben ein deutlich porphyrisches Gefüge Kalifeldspat-, Plagioklas- und Quarzeinsprenglingen. Kugelige Aggregate deutet FRITSCH (1963) als ehemalige Glastropfen oder Gasblasen. Das Alter der Hornsteindolomite wird von WASCHER (1969) nach einem Fund von Daonella lom-meli MOIJS. mit Ladin (Langobard) angegeben.

Die Dolomite werden von geringmächtigen (ca. 3 m) Hornsteinplattenkalken überlagert. Diese bestehen aus einer Wechsellagerung von hellgrauen Kalkbänken (10-30 cm) und dünnen ockergelben Mergellagen. Die Kalke besitzen z.T. eine Normalgradierung und führen in den Groblagen Fossilien (u.a. Crinoiden) sowie detritischen Quarz. Kieselsäure liegt in den Kalken in Form von einzelnen kugeligen Aggregaten vor, in den Mergeln ist sie fein verteilt.

Den obersten Abschnitt der Folge bilden verkieselte Tonschiefer und Mergel. Sie gehören bereits in die Beckensedimentation der Raibler Schichten. Die Mergel sind meist feingebändert und haben stark schwankende Karbonatgehalte. Selten auftretende Kalkbänke sind porös, ockergelb gefärbt und erinnern an Rauhwacken. Der Kieselsäuregehalt schwankt stark und reicht von nahezu unverkieselten Mergeln bis zu schwarzen Lyditen. In einzelnen Schlifften wurden Glaströpfen gefunden, die auf eine vulkanische Herkunft der Kieselsäure hinweisen. Stark rekristallisierte, kugelige Aggregate sind wahrscheinlich Radiolarienreste.

2.9. Raibler Schichten (Karn)

Die Raibler Schichten der Krappfeldtrias (Abbildung 2) zeigen den für diesen Horizont typischen Wechsel von Plattformkalken und Beckensedimenten. Die Tonschiefer nehmen dabei einen relativ breiten Raum ein. Es sind – grob gesehen – zwei Horizonte entwickelt, wobei der untere durch einen geringmächtiges Kalkband zweigeteilt ist. Ansatzweise kann also auch in der Krappfeldtrias die Dreiteilung der Raibler Schichten aus den nördlichen Kalkalpen nachvollzogen werden. Die Gesamtmächtigkeit der Raibler Schichten schwankt zwischen 200 und 300 m, wobei sowohl die starke tektonische Durchbewegung (besonders der Tonschiefer), als auch primäre Mächtigkeitsunterschiede eine Rolle spielen.

Der ca. 30 m mächtige untere Tonschieferhorizont besteht überwiegend aus eintönigen, schwarzen Tonschiefern mit typisch griffeligem Zerfall. Dünne Sandbänder im mm-Bereich sind selten. Lediglich basal auftretende gebänderte Mergel (vgl. ähnliche Mergel in der Vulkanisch-kieseligen Folge) bei Eberstein mit ausgeprägten slumping structures deuten noch eine gewisse Bodenunruhe an. In den darüberliegenden Tonschiefern ist lediglich eine Geodenlage bemerkenswert. Die dm-großen Geoden werden durch einen Gehalt an leicht dolomitischem Kalk hervorgerufen und weisen einen geringen Gehalt an manganhaltigem Siderit auf (WOLTER et.al. 1982). septarianartige Spaltenfüllungen enthalten Dolomit, Kalzit und Zinkblende (PESCH – unveröffentlichtes Manuskript).

Der untere schwarze Kalk trennt den unteren vom mittleren Tonschieferhorizont. Mit 10 m relativ geringmächtig, handelt es sich um eine Tiefwasserbildung, so daß der Vergleich mit den N-Alpinen Karbonaten nur sehr bedingt möglich ist. Der schwarze Kalk verwittert typisch mit grau-weißer Rinde, ist dicht, feinkörnig und meist gut im dm-Bereich gebankt. Mikrofossilien sind selten und unbestimmbar. Nach Conodontenbestimmungen ist der Kalk ins Jul zu stellen (freundliche Mitteilung R.LEIN, Wien). Neben einem geringen klastischen Einfluß (Quarz- und Feldspatkörner) tritt im unteren schwarzen Kalk eine leichte Verkiesslung auf.

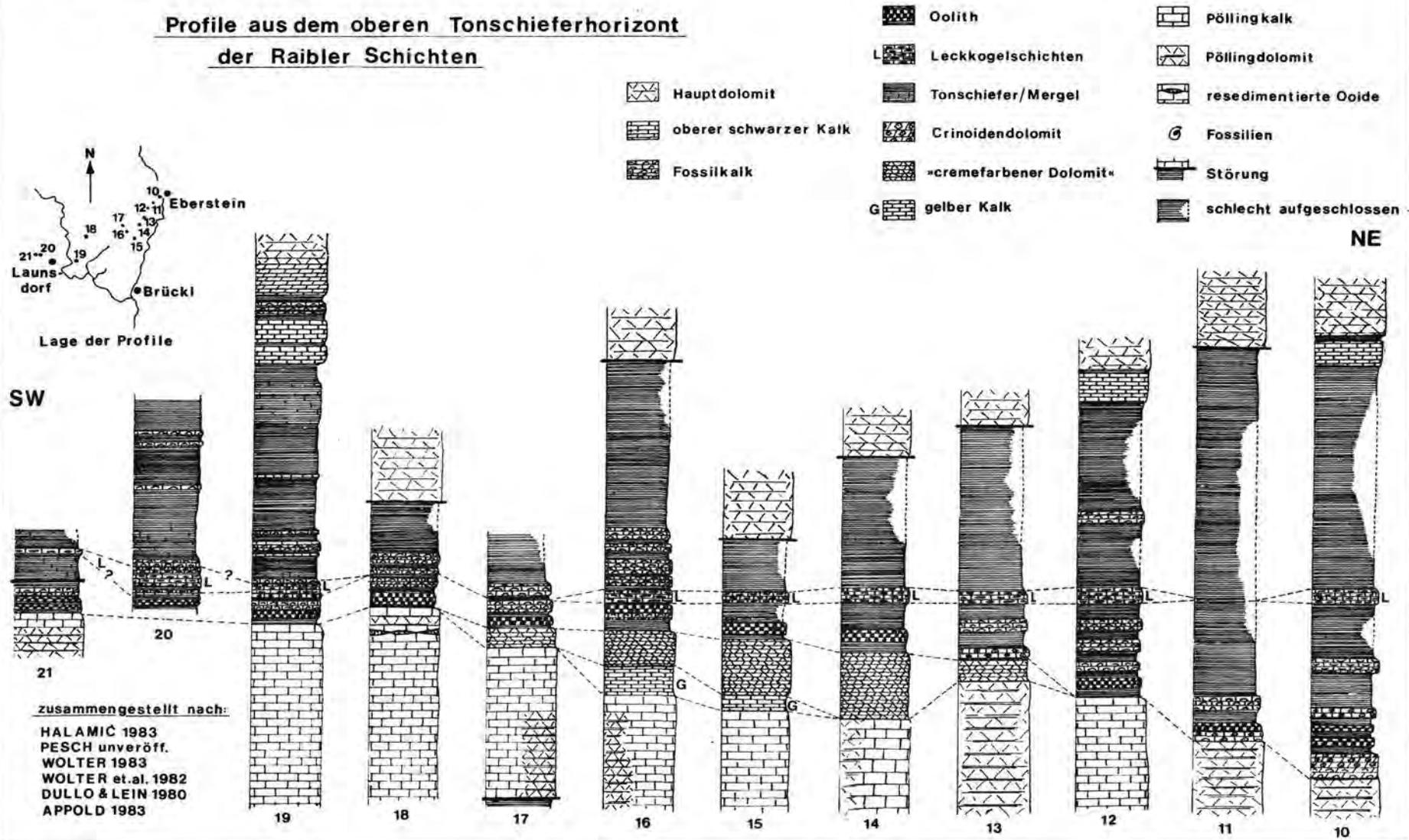
Im mittleren Tonschieferhorizont (30–40 m mächtig) setzt sich die Beckenfazies des unteren Tonschiefers fort. Dunkle, sterile Tonschiefer werden nur an wenigen Stellen von Leitbänken unterbrochen. Ungefähr 4 m über der Basis befindet sich eine markante Fossilage mit stark zerdrückten Schalenresten von Bivalven, Brachiopoden, Gastropoden und Ammoniten, u.a. *Halobia rugosa* (GÜMBEL), *Trachyceras austriacum* MOJS. und *Neoprotrachyceras baconium* MOJS. (WOLTER et.al. 1982, Bestimmung L.KRYSTYN, Wien).

In der Mitte des Tonschieferhorizontes befindet sich eine 3–4 m mächtige Knollenlage. Die Knollen haben einen Durchmesser bis etwa 10 cm und sind schalig aufgebaut. Geringe Fe/Mn-Anreicherungen deuten auf eine Bildung der Knollen als Geoden hin. Im obersten Teil der Folge ist ein deutlicher Übergang zu den im Hangenden folgenden Plattformsedimenten zu beobachten. Zunehmend werden Mergel und dünne Karbonatbänke eingeschaltet, die neben inkrustiertem Fossil-detritus (u.a. Algen, Echinodermen und Schwämme) auch klastischen Quarz führen. Gradierte Schichtung ist häufig anzutreffen. An wenigen Stellen finden sich außerdem geringmächtige Oolithlinsen und Sandbänke (vgl. KRAUS 1969).

Mit dem Pölling-Kalk/Dolomit (Tuval – freundliche Mitteilung R.Lein) setzt die Plattformsedimentation in den Raibler Schichten ein. Er entspricht weitgehend dem Tisovec'-Kalk, der im Ostalpenraum weite Verbreitung hat (DULLO & LEIN 1982). Der Pöllingkalk ist meist hellgrau gefärbt und fällt durch seine Feinkörnigkeit und

Abbildung 4

Profile aus dem oberen Tonschieferhorizont
der Raibler Schichten



Massigkeit auf. Die Mächtigkeit der Karbonate liegt im NE bei 70–80 m, im SW bei über 140 m. Die Entwicklung der Kalke führt von Plattformrandgesteinen (Kleinriffe, framestones u.a. mit Hydrozoen–Kolonien) hin zu Plattformablagerungen (pelletreiche grainstones mit Aggregatkörnern, Biogenen und Algenlumps; intragrainstones mit Aggregatkörnern, Rindenkörnern, Bioklasten und Onkoiden). Im obersten Teil des Horizontes treten wiederum Plattformrandgesteine auf, wobei Riffkalke mit herausgelösten (?)Korallen und Tubiphytes–Rinden, Foraminiferen (agathammina) und Ostracoden vorherrschen (Bestimmungen W. DULLO). In einzelnen Proben treten Intraklasten auf, die Ooide aus dem Randbereich des sich bereits einsenkenden Becken enthalten.

Teile der Plattformkarbonate sind dolomitisiert (Pöllingdolomit). Die Dolomite sind meist porös ausgebildet und weißgrau gefärbt. Charakteristisch sind mm–große, oft mit Dolomitkristallen gefüllte Hohlräume, die auf eine spätdiagenetische Dolomitierung hindeuten. Im Schriff sind selten reliktsch Sedimentstrukturen oder Fossilreste erkennbar. Eine cremefarbene, stark poröse, völlig umkristallisierte Variante tritt nur im Übergangsbereich zwischen Karbonat– und Tonschieferfazies auf. Diese Bildung markiert nach WOLTER et.al. (1982) einen Auftauchbereich und verzahnt sich mit dünnen, rauhwackeartigen, gelben Kalken.

Im Hangenden des Pöllingkalkes setzt wieder die Tonschieferfazies ein. Die Einsenkung des Beckens schreitet dabei von NE nach SW voran, wie die Profile in Abbildung 4 zeigen. Der Auftauchbereich im mittleren Teil bildet dabei eine Schwelle, die von Zeit zu Zeit überspült wird (Ooid–führende Intraklasten im Pöllingkalk – s.o.). Im Übergangsbereich zwischen Karbonatplattform und Tonschieferfazies treten diverse Flachwasserkarbonate auf, in die zunehmend Mergel und Tonschiefer eingeschaltet werden.

Die Entwicklung beginnt mit einer ca. 3 m mächtigen Oolithdoppelbank. Es handelt sich um einen ooidal packstone mit mehrschaligen, deutlich radialstrahligen Ooiden. Als Kerne treten vor allem Biogene (Foraminiferen, Schalenbruch) auf, die aber vielfach mikritisiert sind. Die Größe der Ooide nimmt kontinuierlich von weniger als 1 mm auf 3–4 mm Durchmesser zu. Mit zunehmender Größe werden die Ooide mehr und mehr durch Algen und Foraminiferen (*Tolypammina gregaria* WENDT – Bestimmung W. DULLO) inkrustiert, so daß die obersten Teile als reine Onkoide vorliegen.

Über den Oolithen folgt eine ca. 3–4 m mächtige Wechsellagerung von Fossilkalken und Mergeln. Die Mergellagen haben eine Dicke von 10–20 cm. Sie sind bräunlich–grau gefärbt und verwittern typisch ockergelb mit scherbigem bis stengeligen Bruch. Die Fossilagen sind mit 20–30 cm etwas mächtiger. Basal dominieren Onkolithe, die jetzt aber wesentlich mehr Biogene führen. Lagenweise treten gehäuft Foraminiferen auf. Im oberen Teil finden sich vor allem Schillkalke mit Brachiopoden, Gastropoden, Cidarisstacheln und diversen Muscheln sowie umgelagerten Ooiden und Onkoiden. Crinoidenkalke führen massenhaft *Isocrinus hercuniae* BATHER (Bestimmung L. KRISTYN) und *Isocrinus tyrolensis* LAUBE (WASCHER 1969). Die Kalke sind als rudstones, die feineren Lagen als pack– bis grainstones ausgebildet. Das Bindemittel ist sparitisch.

Einen charakteristischen Leithorizont im gesamten Arbeitsgebiet stellen die im Hangenden folgenden Leckkogelschichten dar. Sie bestehen nach DULLO & LEIN (1982) aus Schwamm–buildups u.a. mit *Amblysiphonella carinthiaca* DULLO & LEIN, *Cryptocoelia zitteli* STEINMANN, *Stylothalamia bavarica* Ott und *precorynella* cf. *clavosa* LAUBE, die daneben Hydrozoen, Tabulazoen und Bryozoen führen. Die

Matrix ist überwiegend mikritisch und enthält pellets und Peloide. Die Schwämme wurden einerseits in Lebensstellung eingebettet, andererseits als Bruchstücke umgelagert und z.T. durch Algen inkrustiert. Das Fehlen von Dasycladaceen weist auf eine zunehmende Wassertiefe hin (DULLO & LEIN 1982).

Oberhalb der Leckkogelschichten dominieren feinklastische Gesteine, die zunächst einen deutlichen Mergelanteil aufweisen, später in reine Tonschiefer übergehen. Die Farbe wechselt von ockrig-braun zu olivgrün bis dunkelgrau. Einzelne Kalkbänke (floatstones – rudstones) bestehen neben mikritischen Intraklasten aus Fossildetritus der oben beschriebenen Horizonte, jetzt jedoch ganz oder teilweise von Algen und Foraminiferen umkrustet. Bemerkenswert sind daneben Phosphorit-Knollen (mm – cm groß), die von verschiedenen Organismen (unter anderem Foraminiferen) angebohrt sind. Kalzitschnüre und -flecken durchziehen die Knollen.

Im Übergang zur Hauptdolomit-Plattform treten nochmals Flachwasserkalke auf (oberer schwarzer Kalk). Es handelt sich um knapp 10 m mächtige dünnplattige, dunkle Kalke, die von dünnen Mergellagen unterbrochen werden. Im Schliiff erkennt man stark rekristallisierte mud- bis wackestones mit einzelnen Biogenen und Rindenkörnern. Basal auftretende Oolithlinsen bestehen aus Stillwasserooiden. Eine leichte Dolomitisierung deutet die Nähe des Hauptdolomites an.

2.10. Hauptdolomit (Nor)

Den Abschluß der Permotrias des Krappfeldes bildet der Hauptdolomit. Die Basis dieser mächtigen Plattformablagerungen wird von hellen, dichten Dolomiten gebildet, die andeutungsweise Reste stark rekristallisierter Fossilien, Algenstrukturen, pellets und Ooide enthalten (WOLTER et.al. 1982). Selten wird eine Feinlamination und Schichtung im mm- bis cm-Bereich sichtbar.

Den Hauptteil der Karbonate machen jedoch dunkel- bis mittelgraue, feinkörnige Dolomite ohne erkennbare Struktur aus. Eine Bankung im m-Bereich ist nur in guten Aufschlüssen erkennbar. Bemerkenswert sind außer zwei geringmächtigen grobkörnigen Stinkdolomiteinschaltungen lediglich Loforitbänke im höheren Teil der Folge, die neben LF-A- und LF-B-Gefügen Brachiopoden und Gastropoden führen (HALAMIC' 1983). Im obersten Teil treten wiederum helle Dolomite auf, die im Schliiff vereinzelt Reliktgefüge zeigen (grapestones mit Rinden- und Aggregatkörnern in sparitischer Matrix). Den Abschluß bildet ein wenige m mächtiger Aufarbeitungshorizont (vgl. NEUMANN in diesem Band).

Mit ca. 300 m ist nur noch ein Teil der ursprünglichen Mächtigkeit des Hauptdolomites erhalten. Oberkreidegerölle mit Foraminiferenkalken aus dem Grenzbereich Nor – Rhät (NEUMANN 1987) sprechen für einen größeren Umfang des Hauptdolomites. Die heute ca. 300 m mächtige Karbonatplatte entspricht in Umfang und Ausbildung dem unteren Hauptdolomit der Nördlichen Kalkalpen.

3. Tektonik

Die Permotrias des Krappfeldes wird einerseits durch eine mehrphasige altalpidische Falten tektonik geprägt, andererseits von einer in der Oberkreide einsetzenden Bruchtektonik betroffen. Die Gesteine der Krappfeld-Permotrias wurden von mindestens zwei, höchstwahrscheinlich jedoch von drei Deformationen geprägt.

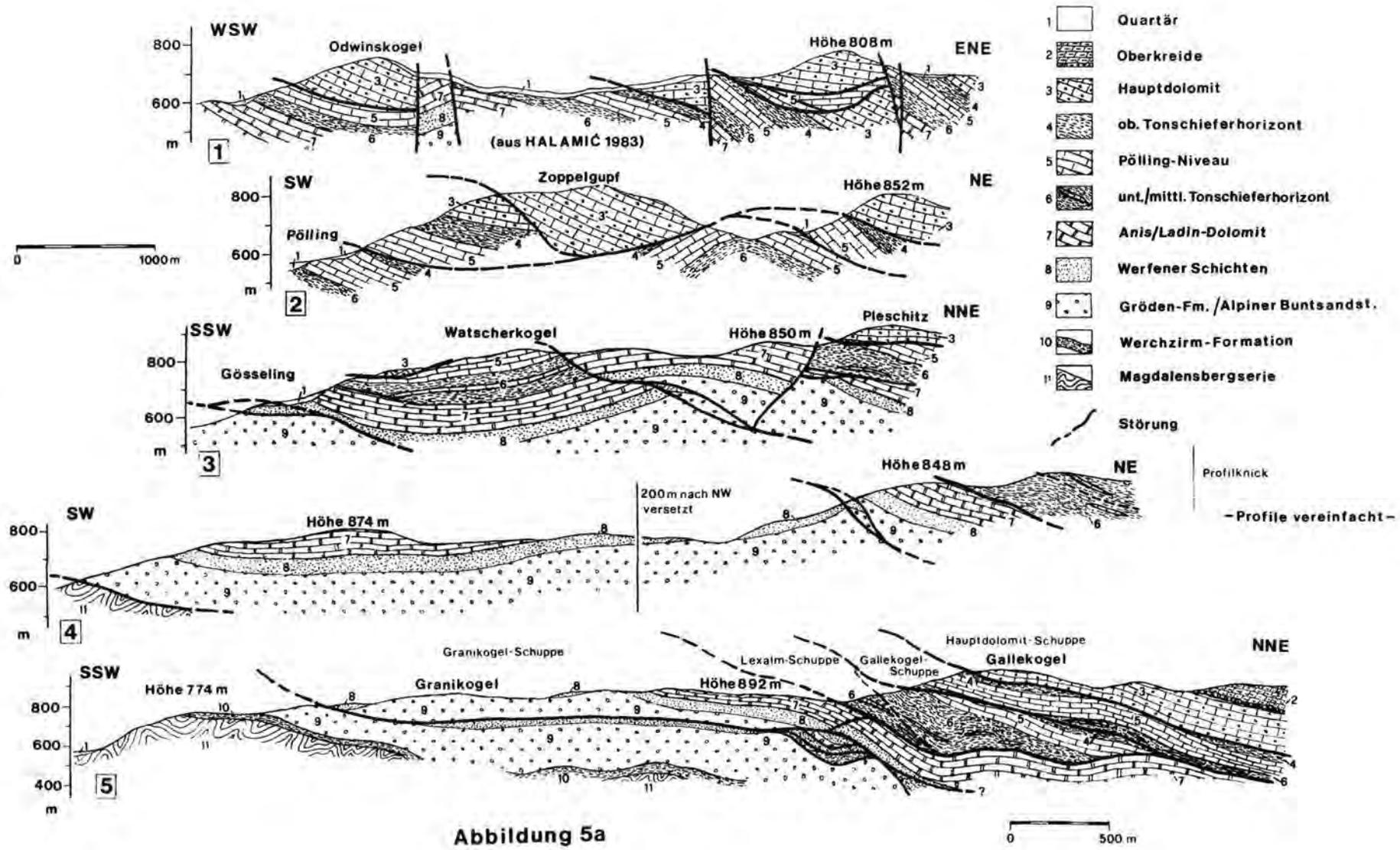
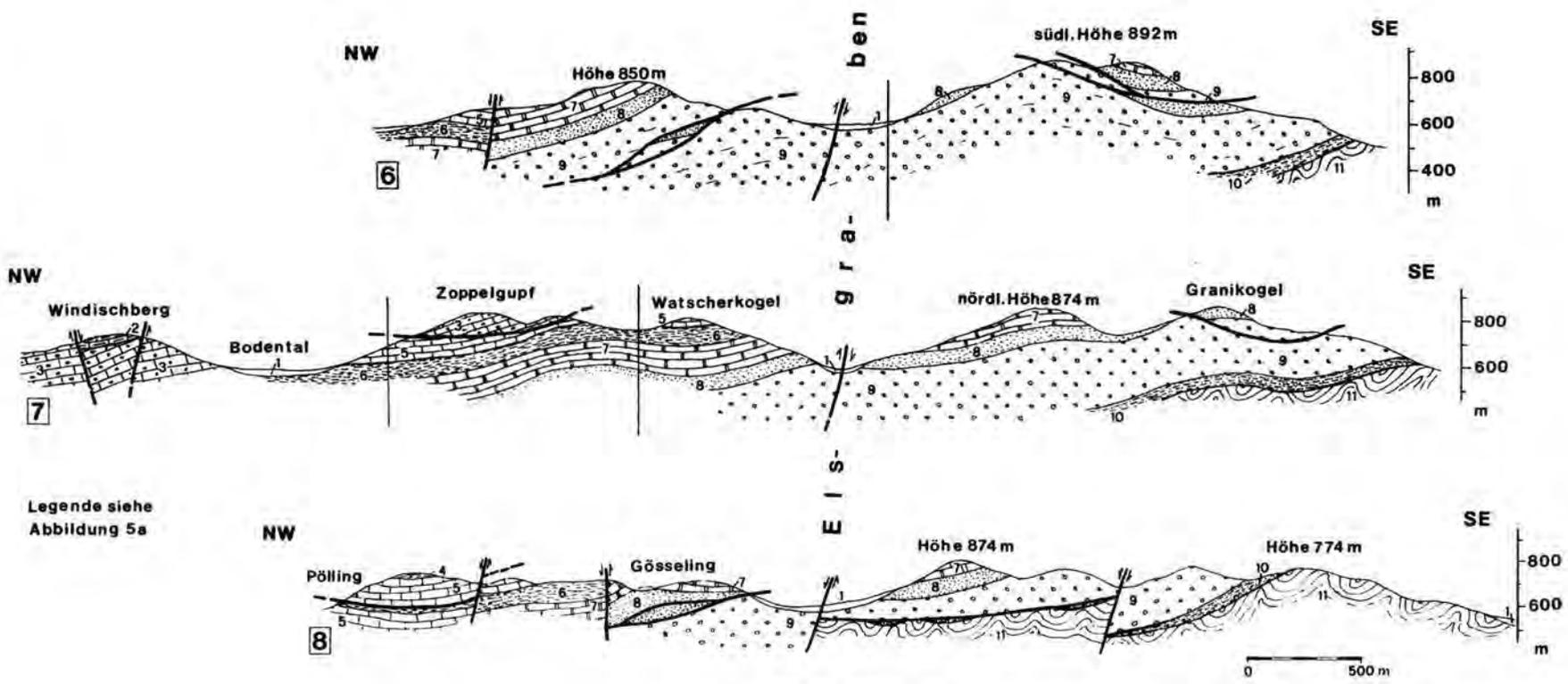


Abbildung 5a



Legende siehe
Abbildung 5a

Abbildung 5b

3.1. Falten und Überschiebungen

Die B1-Deformation ist in der Krappfeldtrias die Hauptphase. Charakteristisch für sie ist die Anlage von flachen, weitgespannten Synklinalen und schmalen Antiklinalbereichen mit NW-SE streichenden Faltenachsen, verknüpft mit einer südwestgerichteten flat and ramp-Tektonik (Abbildung 5). Als markante Bewegungshorizonte sind vor allem die tonschieferreichen Folgen ausgebildet (Werchzirmschichten – Werfener Schichten/Rauhacke – Tonschiefer der Raibler Schichten). Dagegen verhalten sich die Sandstein- und Karbonateinheiten ausgesprochen rigide und werden von den Überschiebungen im Bereich der Sattelstrukturen durchschlagen (Rampen). An einzelnen Stellen treten nordostgerichtete Aufschiebungen auf, die als backthrusts interpretiert werden können. Im Bereich der Rampen ist eine komplizierte Kleintektonik zu beobachten, die neben Verschüppungen auch Duplexartige Strukturen enthält. Eine Deutung dieser Phänomene ist allerdings wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht sicher möglich. Der Hauptdolomit ist in große Großschollen zerlegt und "schwimmt" regelrecht in den mächtigen Tonschiefern der Raibler Schichten. Bei Launsdorf sind Hauptdolomit und Pöllingkalk wie Eisschollen ineinander verkeilt, der Tonschiefer z.T. bis auf wenige cm ausgedünnt.

Im Aufschlußbereich sind Reste der B1-Deformation relativ selten. Nur vereinzelt findet man B1-Kleinfalten in den Tonschiefern. Sie sind überwiegend südwestvergent und an manchen Stellen mit kleinen Aufschiebungen verknüpft. Schieferungen sind sehr selten und meist von den intensiveren s2-Flächen überprägt. In den Dolomiten ist anstelle von Faltung intensive Kataklyse zu beobachten, die stellenweise zur völligen Auflösung des Gesteinsverbandes führt. In den Kalken dominiert vor allem Drucklösung. Styolithen werden sowohl parallel als auch senkrecht zu den Schichtflächen angelegt.

Die B2-Faltung ist vor allem im Aufschlußbereich wirksam. Intensiv werden die Gesteine durch die B2-Deformation gefaltet bzw. geschiefert. B2-Falten haben N-S bis NE-SW streichende Achsen und zeigen keine erkennbare Vergenz; Kleinfalten sind meist monoklin und zu größeren Falten scheinvergent. Die Schieferung ist vor allem in den tonigen Partien sehr ausgeprägt. In den Raibler Schichten kommt der typisch griffelige Zerfall durch Überschneidung mehrerer Scherflächenscharen zustande. Auch in den Konglomeraten der Gröden Formation findet sich selten eine weitständige, unregelmäßige Schieferung (WOLTER et.al. 1982).

Im Großbau sind die B2-Falten wenig auffällig. In E-W Profilen erkennt man eine regelmäßige Abfolge von Syn- und Antiklinalen, die dem Gebiet eine Art "Wellblech-Struktur" verleihen (APPOLD & PESCH 1984). Die Überschneidung von B1- und B2-Falten führt zu dom- bzw. trogartigen Strukturen.

Eine dritte Deformation B3 ist in der Permotrias nur indirekt nachweisbar, da sie zu B1 parallel streichende Faltenachsen aufweist. B3-Falten treten als einzige Faltengeneration in der Oberkreide auf (vgl. NEUMANN in diesem Band), N-S streichende Faltenachsen wurden dort bislang nicht gefunden. Eine dieser Deformation zugeordnete Schieferung, die die s2-Flächen überprägt, ist selten in den Raibler Schichten zu beobachten (von GOSEN & THIEDIG 1980).

3.1. Bruchtektonik

In der Oberkreide setzt synsedimentär eine Zerböckung des Gebietes ein, die zum Einbruch des Krappfeld-Grabens und der Heraushebung der Saualpe führt (THIEDIG 1975). In der Permotrias sind die bedeutendsten Störungslinien ungefähr N-S gerichtet, und damit weitgehend parallel zu den Grabenrandstörungen

(Görtschitztal/Zollfeldstörung) Ihre Sprunghöhe überschreitet allerdings 200 m nicht. Zwischen diesen Störungen sind die Permtrias-Schollen zur Grabenmitte hin verkippt.

Senkrecht zu den Hauptstörungen tritt ein Bündel von kleinen, E-W streichenden Verwerfungen auf. Ihr Versatzbetrag ist – ausgenommen die Krappfeld-Nordrandstörung – mit wenigen 10er-Metern allerdings gering.

4. Literatur

- APPOLD, Th. & PESCH, P. (1984): Die Tektonik der postvariskischen Transgressionsserie im Krappfeld (Kärnten/Österreich).– *Carinthia II* 174/94, 319–337 Klagenfurt.
- BECHSTÄDT, Th. (1978): Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins.– *Jb.Geol.B.–A.* 121,H.1, 1–121, Wien.
- BITTNER, A. (1889): Die Trias von Eberstein und Pölling in Kärnten.–*Jb.Geol.R.–A.* 39, H. 3/4, 483–488, Wien.
- DULLO, W.–Chr. & LEIN, R. (1980): Das Karn von Launsdorf in Kärnten: Die Schwammfauna der Leckkogelschichten.– *Verh.Geol.B.–A.* 1980, 25–61 Wien.
- FRITSCH, W. (1963): Ein Porphyrittuff aus der Trias des Krappfeldes.– *Carinthia II*, 153/74, 69–71, Klagenfurt.
- GOSEN, W.v. & THIEDIG, F. (1980): Erster Nachweis alpidischer Schieferung in postvariszischer Transgressionsserie und Oberkreide des Krappfeldes und der Griffener–St.Pauler Berge (Kärnten/Österreich).– *Verh.Geol.B.–A.* 1979,3, 313–335, Wien.
- HALAMIC, J. (1983): Geologische Neukartierung des Gebietes zwischen Pölling und St.Georgen am Längsee, Kärnten/Österreich.– Unpubl.Dipl.Arb.Fachber.Geowiss.Univ.Hamburg, 150 S., Hamburg.
- KAHLER, F. (1953): Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens.– *Carinthia II*, Sdh. 16, 78 S., Klagenfurt.
- KLUSSMANN, D. (1976): Geologische Neukartierung der östlichen St.Pauler Berge zwischen Ruine Rabenstein und Lubitschkogel.– Unpubl.Dipl.Arb.Fachber. Geowiss.Univ.Hamburg, Hamburg.
- KRAUS, O. (1969): Die Raibler Schichten des Drauzuges (südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen.– *Jb.Geol.B.–A.* 112, H.1, 81–152, Wien.
- RIEHL–HERWIRSCH, G. (1965): Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg.– *Mitt.Ges.Geol.Berbaustud.*, 14/15, 1963/1964, 229–266, Wien.
- SYLVESTER, H. (1988): Vergleichende sedimentologisch–sedimentpetrographische Untersuchungen an den siliziklastischen Perm/Skyth–Vorkommen des Ostalpins (Kärnten/Steiermark, Österreich).– Unpubl.Diss.Fachber.Geowiss. Univ.Hamburg 122 S., Hamburg.
- (1989a): Kärntner Perm–Gespräche 1987: Vorbericht über sedimentologisch–sedimentpetrographische Untersuchungen in den Perm/Skyth Siliziklastika der ostalpinen Decken (Kärnten/Österreich).– *Carinthia II* 179/99 im Druck
- (1989b): Vergleich von Perm/Skyth–Profilen des Ober-, Mittel- und Unterostalpins.– *Jb.Geol.B.–A.* im Druck.
- THIEDIG, F. (1975): Submarine Brekzien als Folge von Felsstürzen in der Turbidit-Fazies der Oberkreide des Krappfeldes südwestlich Eberstein in Kärnten (Österreich).– *Mitt.Geol.Paläont.Inst.Univ.Hamburg* 44, 495–516, Hamburg.

WASCHER, W. (1969): Zur Geologie der Trias des Krappfeldes und ihrer Basis (Trias von Eberstein und Pölling).– Unpubl.Diss.Phil.Fak.Wien, 205 S., Wien.
WOLTER, L., THIEDIG, F., PESCH, P., HALAMIC, J. & APPOLD, T. (1982): Geologie Tektonik des Krappfeld-Mesozoikums (Ebersteiner Trias) in Kärnten/Österreich.– Mitt.Geol.Paläont.Inst.Univ.Hamburg 53, 207–248 Hamburg.

Raum für Notizen