

Zur Geologie der Kalkvoralpen im östlichen Oberösterreich

Von HANS EGGER*)

Mit 3 Abbildungen

*Oberösterreich
Ennstal
Weyerer Bögen
Fazies
Tektonik*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 69

Inhalt

Zusammenfassung	245
Abstract	245
1. Einleitung	245
2. Die regionalgeologischen Verhältnisse	247
2.1. Die Schneebergmulde	247
2.2. Die Raminger Antiklinalzone	249
2.3. Die Hirschwaldsteinschuppe und ihre Beziehungen zur Losensteiner Mulde	250
3. Schlußfolgerungen und Ausblick	252
Dank	253
Literatur	253

Zusammenfassung

Mit Hilfe von tektonischen, faziellen und mikropaläontologischen Argumenten wird gezeigt, daß im Arbeitsgebiet eine durchlaufende Grenze zwischen Hoch- und Tiefbajuvarikum nicht existiert. Der tiefbajuvarische Faziesraum ist nur sehr schmal entwickelt und scheint im Mittelabschnitt der Kalkalpen über weite Strecken schon primär nicht ausgebildet gewesen zu sein, da dort das Nordrandelement (Randcenoman) unmittelbar unter dem Hochbajuvarikum liegt.

Die Windischgarstener Störung und jener Bruch, an welchem später die Weyerer Bögen eindrehten, werden als Diagonal-Scherflächenpaar gedeutet. Dies scheint verhältnismäßig frühzeitig während der Bewegungen der Kalkalpen entstanden zu sein, und bewahrte so den von ihm begrenzten keilförmigen Kalkalpenabschnitt vor stärkerer Deformation.

Abstract

Because of tectonic, lithologic and micropaleontologic arguments no evidence could be realized for the existence of a big thrustplane within the Bajuvarikum of the studied area. The realm of sedimentation of the facies of the Tiefbajuvarikum was narrow and seems not to be developed in the middle part of the Northern Calcareous Alps. There the Nordrandelement (Randcenoman) is overthrust by the Hochbajuvarikum.

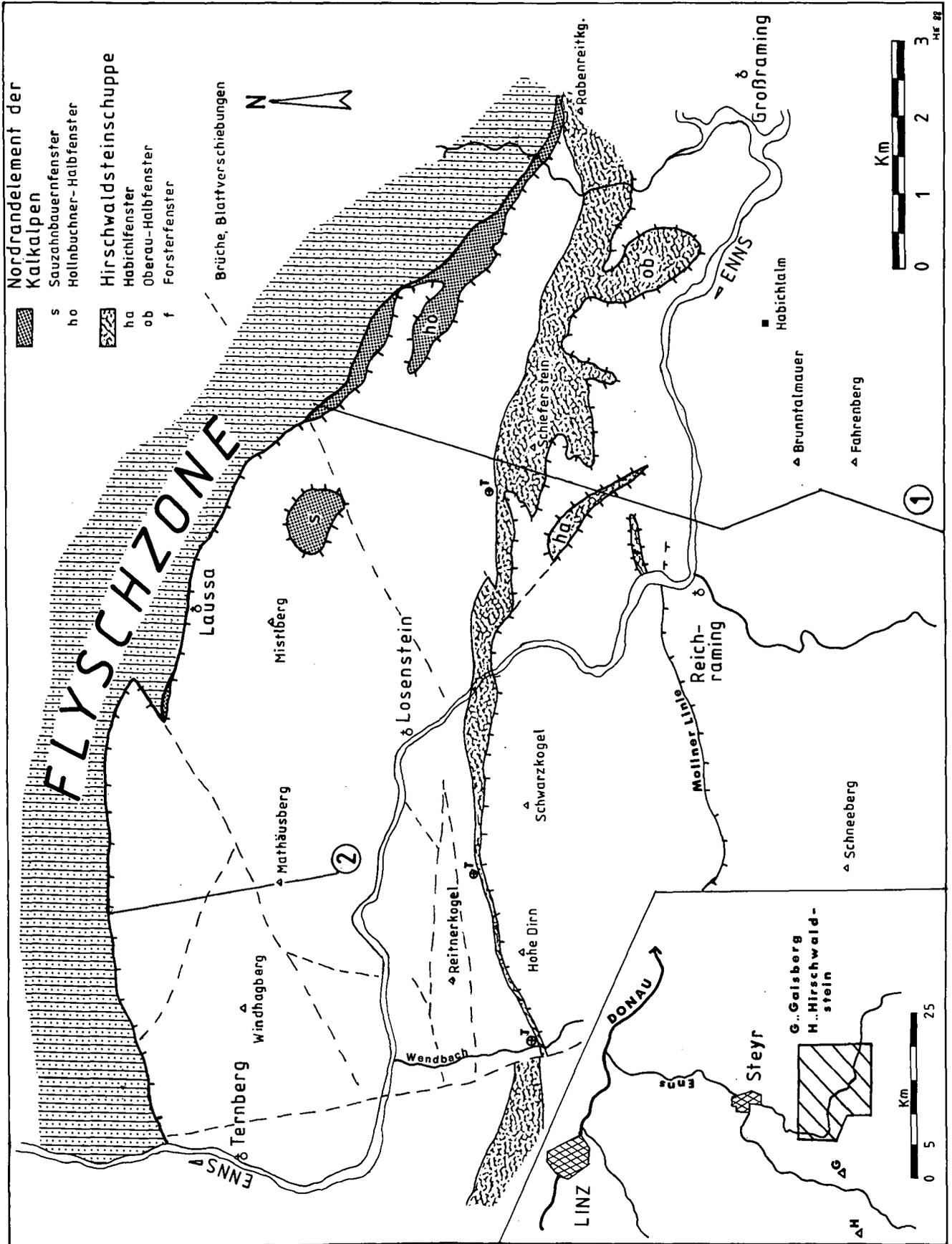
The area of interest was bordered by two big faults (Windischgarstener Störung and another one, which led to the development of the Weyerer Bögen). These faults were thought to be the complementary conjugate sets of a shear-fracture. This shear-fracture influenced later straining and prevented a more intensive deformation of the area north of the faults.

1. Einleitung

Das Bajuvarikum unmittelbar westlich der Weyerer Bögen wird seit TRAUTH (1922, 121 und 152) in die hochbajuvarische Reichraminger Decke und in die tiefbajuvarische Ternberger Decke aufgegliedert. Als Nordgrenze des Hochbajuvarikums sah TRAUTH die von GEYER (1909, 136) entdeckte Mollner Linie an. Bereits SPENGLER (1951, 349) vermutete diese Deckengrenze weiter im Norden und zwar sollen die etwas südlich der Losensteiner Kreideablagerungen gelegenen Triasgesteine des Gaisberges, des Hohen Dirn, des Schwarzkogels und des Schiefersteingebiets (s. Abb. 1) diese Grenze markieren. Aufgrund der Erkenntnis von BAUER (1953, 129), welcher die seit KOBEL (1923, 163, Fig. 77) angenommene Deckschollennatur der Gaisbergmasse widerlegen konnte, sah SPENGLER (1959, 199) keinen Grund mehr für die Annahme einer großen Überschiebung; der Gaisberg wird als steil aus der Tiefe aufsteigende Schuppe interpretiert. TOLLMANN (1964, 99; 1985, 197) hingegen vermutet eine Deckengrenze weiterhin im Bereich der Dirn- und Gaisbergantiklinale und in der streichenden Fortsetzung dieser Struktur. BRAUNSTINGL (1985, 114f) und EGGER (1985, 119) rechnen auch eine zwischen Mittelkreide- und Triasgesteinen gelegene Schuppenzone (s. Hirschwaldsteinschuppe in Abb. 1), welche im wesentlichen aus Jura- und Neokomablagerungen aufgebaut wird, noch zum Hochbajuvarikum. Damit würde das Hochbajuvarikum im Norden unmittelbar an die Mittelkreideablagerungen, also an die jüngsten Anteile der Ternberger Decke, grenzen. Die Fortführung der Untersuchungen erbrachte nun neue Ergebnisse, welche in der vorliegenden Arbeit vorgestellt werden.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HANS EGGER, Lindenweg 1, A-5061 Elsbethen.

Abb. 1.
 Topographische und
 tektonische Über-
 sichtsskizze mit der
 Lage der Profile 1
 (setzt sich noch wei-
 ter gegen SE fort)
 und 2.



2. Die regionalgeologischen Verhältnisse

2.1. Die Schneebergmulde

Das südlichste Bauelement der Nördlichen Kalkalpen im Arbeitsgebiet wird vom Ostteil der Schneebergmulde gebildet, welche im Gebiet des südöstlich von Reichraming gelegene Fahrenberges (s. Abb. 1) untersucht wurde. Wie aus dem Profil und dem dazugehörigen Gefügediagramm (Abb. 2) ersichtlich ist, handelt es sich dabei um eine nordvergente Mulde, deren Schenkel mit jeweils etwa 50° in eine südliche Richtung einfallen. Aufgrund des Abtauchens der Muldenachse gegen Osten sind die beiden Schenkel nicht parallel, sondern der Nordschenkel fällt gegen Südsüdosten ein, während der Südschenkel ein gegen Südwesten gerichtetes Einfallen zeigt. Vergleichsexkursionen bis zur Sengsengebirgsantiklinale ergaben, daß auch die südlich der Schneebergmulde gelegenen Muldenstrukturen durchwegs als Isoklinalfalten ausgebildet sind und oft auch noch eine starke Internschuppung aufweisen.

Der Hauptdolomit der Schenkel der Schneebergmulde wird rund 870 m mächtig; sein norisches Alter ist durch den Fund von *Neomegalodon cf. complanatus* (GÜMBEL) (freundl. Mitt. G. TICHY, Salzburg) belegt. Diese Fossilien, die nicht in Lebensstellung sondern als zusammengeschwemmte Exemplare vorliegen, wurden an der Forststraße nördlich des Forsterecks (etwa 350 m Luftlinie südlich vom Wengergraben) aufgesammelt. Die Bankmächtigkeiten des Hauptdolomites sind sehr unterschiedlich und liegen zwischen 0,1 m und 4 m. Die dm-gebankten Partien können mehrere Meter, vereinzelt sogar mehrere Zehnermeter mächtig werden und scheinen bevorzugt in den höheren Anteilen dieses Schichtgliedes aufzutreten. Dort wurden auch einige bis metermächtige, dünnbankige (cm), dunkelgrau-bituminösen Einschaltungen in den ansonsten braunen oder hellgrauen Gesteinen bemerkt. Keupereinflüsse, wie sie aus dem südlich anschließenden Gebiet in Form von einzelnen Sandsteinlagen bekanntgemacht wurden (EGGER, 1988), konnten hier nicht beobachtet werden.

Über dem Hauptdolomit folgt Plattenkalk, welcher vor allem im Südschenkel der Mulde in mergelreiche Kössener Schichten übergehen kann. Diese werden ihrerseits von ooidführenden, braunen, gut gebankten Rhätkalken überlagert, z. T. auch vollständig von diesem Gestein vertreten. Ein Schriff aus dem Gebiet der Habichlalm erwies sich als Grainstone mit Ooiden, welche meist nur eine oder zwei Lagen mit Radialstrukturen aufweisen. Der Kern dieser Einfachooide wird häufig von Peloiden gebildet, am Außensaum treten gelegentlich mikritische Rinden auf. Das Zement ist sehr feinkörnig und greift randlich öfters auf die Komponenten über; manchmal läßt es auch noch mikritische Partien erkennen, sodaß hier vermutlich ein Pseudosparit vorliegt.

Ab dem Jura treten fazielle Unterschiede im Streichen der Schichtglieder verstärkt auf. Im Bereich des Nordschenkels der Schneebergmulde herrscht Hierlatzkalk vor, dessen Mächtigkeit wenige Zehnermeter nicht überschreitet. Dieses ansonsten als roter Echinodermenspatkalk vorliegende Gestein zeigt im Gebiet der Habichlalm eine Basisbrekzie, welche aufgearbeitete Rhätkalkkomponenten vom oben beschriebenen Typ aufweist. Gegen Westen zu geht der Hierlatzkalk z. T. in Allgäuschichten über. Letztere erreichen ihre größte

Mächtigkeit mit etwa 150 m aber im Südschenkel der Mulde, wo Hierlatzkalk und hier überlagernder roter Knollenkalk gemeinsam nur 10 m mächtig werden. In diesem Gebiet sind in die Allgäuschichten mehrfach halbmetermächtige bräunliche Bänke von allodapischem Kalk eingeschaltet. Die mächtigste Resediment-einschaltung wird aber von einer rund 10 m mächtigen Lage mit matrixgestütztem chaotischem Gefüge gebildet. Als Komponenten treten Kalke mit Stromatolithlagen (Plattenkalk), korallenführender Rhätkalk, Hierlatzkalk und bunte Kalke mit Limonitkrusten auf. Die Komponenten zeigen häufig Durchmesser bis zu 0,5 m, vereinzelt aber auch bis zu einigen Metern. Auffällig ist eine oft zu beobachtende Zurundung der kleineren Blöcke, was auf die Herkunft aus einer Brandungszone schließen läßt.

Die verhältnismäßig raschen Übergänge zwischen dem auf Seichtschwellen abgelagerten Hierlatzkalk und den Allgäuschichten verdient nähere Betrachtung, da für letztere in anderen Gebieten eine Bildung im tiefneritischen (JACOBSHAGEN, 1965, 80) oder gar im bathyalen (BERNOULLI & JENKYN, 1970, 516) Bereich vermutet wurde. Die Fazies der Allgäuschichten ist gekennzeichnet durch die durchwegs zu beobachtende intensive Durchwühlung und das völlige Fehlen einer Epifauna. Nach WILSON (1975, 354) verlangt die Ausbildung einer solchen Fazies (Fazieszone 1) Wassertiefen von mindestens 30 m. Auch BYERS (1977, 7f) macht anhand von Rezentbeispielen darauf aufmerksam, daß bei einer eingeschränkten Wasserzirkulation in kleinen Becken diese Faziesausbildung schon in wenigen Metern Wassertiefe beobachtet werden kann. Die Allgäuschichten im hochjuvavischen Faziesraum wurden allem Anschein nach in flachen Einmündungen zwischen den Hierlatzkalkschwellen abgelagert, sodaß auch für ihre Bildung Wassertiefen von wenigen Zehnermetern ausreichend gewesen sein dürften.

Im hangendsten Abschnitt des Allgäuschichtenprofils verlieren die charakteristischen, meist etwa 0,1 m mächtigen grauen Mergellagen zwischen den Hartbänken rasch an Bedeutung. In diesem Bereich treten auch die ersten Hornsteinknollen auf. So vollzieht sich schnell der Übergang in die hangenden Chiemgauer Schichten. Hierbei handelt es sich um meist dünnbankige (dm), stark kieselige Gesteine, welche z. B. den Gipfelkamm der Brunntalmauer und den Fahrenberggipfel aufbauen. Der Kieselsäuregehalt, welcher für die verhältnismäßig hohe Erosionsbeständigkeit verantwortlich ist, verteilt sich sowohl auf Hornsteinknollen und -bänder als auch auf eine Verkieselung der Matrix und der Komponenten. Häufig tritt Echinodermenspreu auf, daneben gibt es aber auch Einschaltungen von dicht gepackten, grauen und roten Echinodermenspatkalken, welche vermutlich Absätze aus gravitativ induzierten Resedimentströmen sind. Während im Nordschenkel der Schneebergmulde meist nur einzelne, bis 0,5 m mächtige Bänder von Echinodermenspatkalk vorliegen, konnten im Südschenkel ganze Bankpakete dieser Gesteine beobachtet werden. Daraus resultiert vermutlich eine größere Gesamtmächtigkeit der Chiemgauer Schichten im Süden der Muldenzone; eine solche könnte aber auch durch eine isoklinale Kleinfaltung vorgetäuscht werden, welche in einigen Aufschlüssen deutlich zu erkennen war.

Die Chiemgauer Schichten werden von roten, wenige Zehnermeter mächtigen Ruhpoldinger Schichten (Radiolarit) überlagert, welche über einige hellrote Kiesel-

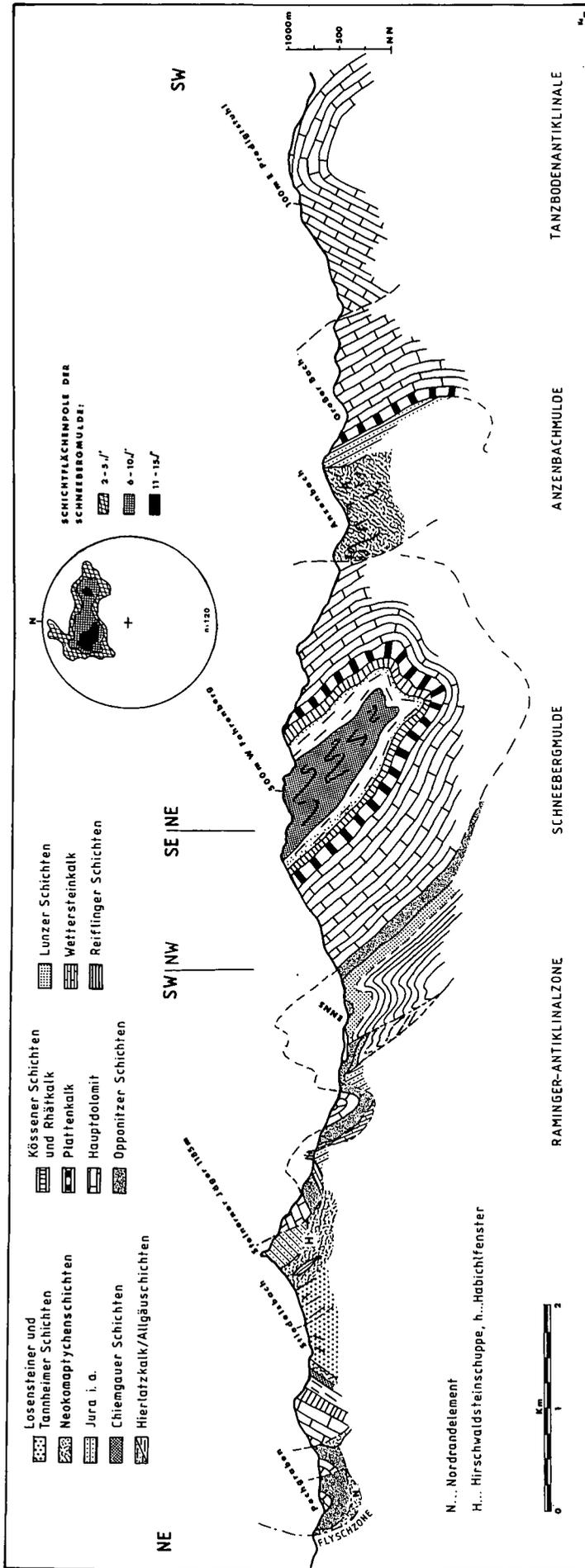


Abb. 2.
 Profil 1.
 Deutlich ist die breite, schräg durchsicherte Antiklinalzone im Bereich des Ennstales zu erkennen. Auch gegen Westen schneidet die Basalläche die Schichtfolge schräg an, taucht nach unten und verläuft im Bereich des Dirnzuges in den Reiflinger Schichten. Die Achsen der gezeigten Falten fallen durchwegs in eine östliche Richtung ein.

kalkbänke in die hangende Aptychenkalkfazies überleiten. Die dort auftretenden hellgrauen, fast weißen Hartbänke zeigen nicht selten graue Hornsteinknollen. Im Vergleich zu altersgleichen Ablagerungen der Hirschwaldsteinschuppe (s. Kap. 2.3.) sind diese Gesteine kalkreicher, und außerdem treten dunkle Bioturbationsflecken nur untergeordnet auf.

2.2. Die Raminger Antiklinalzone

Im Norden schließt an die Schneebergmulde eine ebenfalls gegen Osten abtauchende breite Antiklinalzone an, deren Scheitelzone zwischen Reichraming und Großraming in etwa vom Verlauf des Ennstales nachgezeichnet wird. Das ist klar ersichtlich in der Umgebung des Kraftwerkes Großraming: Nördlich der Enns steht gegen Nordosten einfallender Hauptdolomit an; auch das Kraftwerk ist in diesem Gestein gegründet (CLAR & HORNINGER, 1964, 136), das aber hier, wie auch am orographisch linken Ufer des Ennsflusses, bereits gegen Süden einfällt.

Aufgrund des Aushebens der Antiklinalachse gegen Westen wird die Antiklinalzone in diese Richtung zunehmend breiter und spaltet in mehrere Teilantiklinalen auf. Auch treten in diese Richtung zunehmend ältere Schichtglieder auf, wie z. B. die kohlehäckselführenden Lunzer Schichten und die Opponitzer Schichten im Ortsgebiet von Reichraming und weiter östlich davon beim Gehöft Uferer. In der streichenden Fortsetzung der südlichen Teilantiklinalen setzt nördlich von Reichraming die Mollner Linie ein, womit die Vermutung erhärtet wurde, daß diese Struktur als durchgescherte Antiklinalen interpretiert werden kann. Einen weiteren Beweis dafür lieferte BRAUNSTINGL (1985, 116f), der zwischen den Orten Molln und Breitenau noch Reste eines inversen Nordschenkels dieser Antiklinalen entdecken konnte. Die Mollner Linie fügt sich damit gut in den Bauplan dieses Kalkalpenabschnittes ein, welcher von nordvergenten, meist intern verschuppten Isoklinalen beherrscht wird (s. Kap. 2.1.). Nördlich der Mollner Linie befinden sich zwei weitere Teilantiklinalen (Hambergerantiklinalen und Dirnantiklinalen) der Raminger Antiklinalzone.

Unmittelbar östlich der Enns treten als älteste Gesteine Gutensteiner Schichten auf, die ihren besten Aufschluß im Grossauer Steinbruch zwischen Reichraming und Losenstein haben. Dort sind sehr unterschiedliche Bankmächtigkeiten zu erkennen, welche zwischen 0,1 m und 1 m liegen. Die mächtigeren und meist auch etwa helleren Bänke sind vor allem im hangenden Teil zu finden (Annaberger Kalk). Einheitlich aber ist das dichte Netz von Kalzitadern und die ebeflächige bis wellige Schichtung.

Durch das Verschwinden der Kalzitadern und das Auftreten von Hornsteinen findet der Übergang zu den Reiflinger Schichten statt, die zudem noch durch gelbliche Tonüberzüge der Schichtflächen ausgezeichnet sind. Der beste Aufschluß der Reiflinger Schichten befindet sich etwa 300 m südöstlich vom Steinbruch Grossauer, etwas nördlich von der untersten Kehre eines Güterweges.

Im hangendsten Abschnitt der Reiflinger Schichten westlich der Enns treten im Kern der Dirnantiklinalen (nördlich des Gipfelkammes) hellbraune, gut gebankte, eben bis schwach wellig geschichtete Kalke auf. Die Bankmächtigkeiten schwenken zwischen 0,3 m und

1 m, wobei die mächtigeren Bänke interne Absonderungsflächen zeigen, welche allerdings im Streichen nicht anhalten. Mehrfach wurden graue, meist dezimetergroße Hornsteinknollen beobachtet. Obwohl im Gelände kein auswitternder Detritus erkannt werden konnte, können diese Gesteine wohl dennoch als Äquivalente der Raminger Kalke aufgefaßt werden. Eine weitere in diesem Profilabschnitt auftretende Fazies wird von wenigen Metern mächtigen, dunkelgrauen, mergelreichen Abfolgen gebildet, in welche einzelne, knollig geschichtete dunkelgraue Kalkbänke eingeschaltet sind. BRAUNSTINGL (1986, 86f) beschreibt diese Fazies auch vom Gaisberg und rechnet sie zu den Partnachschiehten.

Conodontenproben, welche in dankenswerter Weise von Herrn Dr. G. MANDL (Geologische Bundesanstalt, Wien) untersucht wurden, ergaben sowohl für den Raminger Kalk als auch für die Knollenkalke Cordevolalter:

Gondolella polygnathiformis BUDUROV & STEFANOV,

Gondolella inclinata KOVACS,

Gondolella tadpole HAYASHI.

Die Reiflinger und Raminger Fazies wird vom massigen bis dickbankigen Wettersteinkalk überlagert, dessen Mächtigkeit annähernd 300 m erreicht. Dieses Gestein weist unterscheidliche Faziesausbildungen auf. Neben hellen, leicht bräunlichen Kalken mit schon im Handstück deutlich erkennbaren Algenrasen, treten auch hellgraue bis weiße Kalke auf. Diese zeigen im Schliff ein Zement, das aus braunem Faserzement und nur untergeordnet auftretenden Blockzement aufgebaut wird. An Komponenten treten entweder vor allem Aggregatkörner auf, oder aber es überwiegen die Onkoide. Foraminiferen, kleine Bruchstücke von Dasycladaceen und Peloide wurden nur selten beobachtet. Nach WOLFF (1973, 260 und 265) ist sowohl die Aggregatkornfazies als auch die Onkoidfazies des Wettersteinkalkes dem riffnahen Achterriffbereich zuzuordnen; dafür spricht auch, daß im Arbeitsgebiet gelegentlich kleine Riffknospen auftreten. ROSENBERG (1965, 6ff) konnte in frischen Aufschlüssen während des Straßenbaues zum Gehöft Unter-Habichl (= Prenn auf ÖK 69) auch Schwammriffe innerhalb des Wettersteinkalkes beobachten. Mit Hilfe der Kalkschwämme konnte der hangendste Teil dieses Schichtgliedes ins oberste Cordevol eingestuft werden. Diese Altersangabe und die erwähnten Conodontenfunde im Liegenden des Wettersteinkalkes beweisen, daß dieses Schichtglied hier auf das Cordevol beschränkt ist.

Mit Brauneisenerzrinde ausgekleidete Korrosionsschläuche im hangenden Teil des Wettersteinkalkes sind Zeugen einer intrakarnischen Verkarstung. Im Anschluß daran wurden geringmächtige Lunzer Schichten in Form von Sandsteinen und sandigen Schiefern sedimentiert, welche ihrerseits von Opponitzer Schichten überlagert werden. Diese liegen als dünnbankige, eben geschichtete Kalke vor, in welche mehrfach bis mächtige, schiefrige Partien („Opponitzer Zementmergel“) eingeschaltet sind. Rauhwacken wurden nur in wenigen Rollstücken beobachtet. Wie z. B. im Wald nordöstlich vom Gehöft Prenn zu sehen ist, sind die Opponitzer Schichten stratigraphisch mit Hauptdolomit verbunden, welcher von hier weg gegen Osten die Raminger Antiklinalzone aufbaut.

Die Raminger Antiklinalen ist mit einem diskordanten Basalzuschnitt auf die im Norden anschließende Hirschwaldsteinschuppe (s. Kap. 2.3.) aufgeschoben,

sodaß hier lange Zeit (z. B. TOLLMANN, 1985, 197) die Nordgrenze des Hochbajuvarikums vermutet wurde. Die Überschiebung ist hier in der Tat eindrucksvoll ausgebildet: der Nordrand der Überschiebungseinheit ist stark zerlappt, und mehrere Halfenster streichen weit in den überschiebenden Hauptdolomit hinein (s. Abb. 1). Der Sender Habichl steht auf rotem Jurakalk, welcher gegen Südosten zeigt und auch noch den kleinen Rücken südlich vom Gehöft Prens aufbaut. Dieser Rotkalk kommt in einem Fenster (Habichlfenster) an die Oberfläche und liegt nicht, wie ROSENBERG (1959, Abb. 1) annahm, transgressiv auf den Triasgesteinen. Das Habichlfenster, das kleinere Forsterfenster und das Oberau-Halfenster (s. Abb. 1) belegen eine Mindestschubweite von rund 1,5 km. Durch den diskordanten Basalzuschnitt der höheren Einheit bilden abwechselnd Wettersteinkalk, Opponitzer Schichten oder Hauptdolomit die Basis dieser Überschiebungseinheit in den Fensterrahmen.

Westlich der Enns wird der hier nordfallende Wettersteinkalk im Norden gelegentlich von Opponitzer Schichten, immer aber von Hauptdolomit begleitet. Dieser schmale Hauptdolomitstreifen grenzt seinerseits im Norden manchmal an Jurakalk (z. B. am Schönstein SW von Losenstein), meist aber an ein schmales Band von Neokomptychenschichten, sodaß auch hier eine größere Überschiebung im Bereich des Möglichen lag.

Westlich des Wendbaches ändern sich die Verhältnisse aber grundlegend, wie BRAUNSTINGL (1986, Beil. 1) aufbauend auf den Arbeiten von GAITANAKIS (1974, 1977) zeigen konnte: Der Wettersteinkalk des Hohen Dirn wird an einem Querbruch (Wendbachstörung) abgeschnitten, an welchem allem Anschein nach die Westscholle abgesenkt wurde. Dadurch grenzt der Wettersteinkalk im Westen an Hauptdolomit und Oberrhätkalk einer verschuppten Synklinale, welche in ihrem Kern Jura- und Neokomgesteine zeigt (Sonnseitenschuppe bei GAITANAKIS [1977, 198]; Schobersteinschuppe bei BRAUNSTINGL [1986, 97ff]). Das zuvor erwähnte Neokom nördlich des Dirnzuges findet seine breite Fortsetzung nördlich des Gaisberges in der Hochbucherschuppe (GAITANAKIS, 1977, 197) bzw. Klausriegler Schuppe (BRAUNSTINGL, 1985, 114).

Klausriegler Schuppe und Schobersteinschuppe bilden die beiden Teiläste einer Mulde, welche sich aufgrund des ostgerichteten Achsentauchens östlich der Gaisbergantiklinale vereinigen, gleich darauf aber von der Wendbachstörung abgeschnitten werden. Wegen der engen räumlichen, strukturellen und faziellen Beziehungen zwischen Klausriegler Schuppe und Schobersteinschuppe kann eine Deckengrenze zwischen diesen beiden Einheiten nicht angenommen werden. Daher legte BRAUNSTINGL (1985, 115) die Grenze zwischen Hoch- und Tiefbajuvarikum an den Nordrand der Klausriegler Schuppe. Wie bereits zuvor erwähnt wurde, setzt sich diese Schuppe als zunächst schmaler Streifen nördlich der Dirnantiklinale fort und verbreitert sich gegen Osten rasch zu der Schiefersteinschuppenzone (EGGER, 1985, 119).

Aufgrund der bisherigen Ergebnisse kommt klar heraus, daß die Schiefersteinschuppenzone mit der Klausriegler bzw. Hochbucherschuppe verbunden ist. Weiters ergibt sich ein Zusammenhang dieser Einheiten mit dem westlich des Steyrtales gelegenen, von BAUER (1953, 126) bekanntgemachten, Hirschwaldsteinzug. Um die Namensinflation zu beenden, wird dem Begriff

„Hirschwaldsteinschuppe“ für alle diese Teileinheiten nunmehr Priorität eingeräumt.

2.3. Die Hirschwaldsteinschuppe und ihre Beziehungen zur Losensteiner Mulde

Wie bereits oben ausgeführt wurde, ist die Hirschwaldsteinschuppe westlich des Wendbaches nicht durchgehend von der südlich anschließenden Schobersteinschuppe zu trennen. Der tektonische Bau der Hirschwaldsteinschuppe ist durch eine intensive Schuppung charakterisiert, welche gekennzeichnet ist durch zahlreiche Obertrias-Juraspäne unterschiedlichster Größe, die meist allseitig von Neokomptychenschichten umgeben werden.

Das älteste Gestein der Hirschwaldsteinschuppe östlich der Enns ist der Hauptdolomit, der südöstlich von Losenstein in einem Aufschluß am Weg zwischen Hack und Pfennigstein auftritt. Der Hauptdolomit wird dort unmittelbar von Hierlatzkalk überlagert. In den übrigen Vorkommen, in welchen die stratigraphische Unterlagerung des Hierlatzkalkes erhalten ist, handelt es sich stets um korallen- und ooidführende Oberrhätkalke.

Hierlatzkalk in Form von rotem Krinoidenspatkalk und dickbankigem mikritischem Kalk (beide Fazies vertreten sich lateral) ist das vorherrschende Gestein des Unterjura der Hirschwaldsteinschuppe. Nach JENKYN (1971, 480f) sind derartige linsenförmige Krinoidenkörper im Unterjura der Tethys auf eine Anreicherung durch Strömungen in höchstens wenige Zehnermeter tiefem Wasser zurückzuführen. Sie belegen eine Schwellenfazies bzw. schwelennahe Fazies und die resedimentären Einschaltungen in den Allgäuschichten des Fahrenberges (s. Kap. 2.1.) sind möglicherweise von dieser Schwelle zu beziehen; Hierlatzkalk über Hauptdolomit bzw. Plattenkalk steht allerdings auch südlich des Fahrenberges an der Kalblingmauer und am Stefflkogel an (s. Abb. 2).

Allgäuschichten treten in der Hirschwaldsteinschuppe nur einmal in geringmächtiger Ausbildung nordwestlich des Pfennigsteines auf. Scheibelbergschichten und rote Knollenkalke (Adneter Schichten) sind ebenfalls sehr selten zu beobachten und gehen anscheinend immer rasch in Hierlatzkalke über. Die raschen Faziesübergänge sprechen für eng benachbarte Faziesräume. Ein Ablagerungsmodell für altersgleiche und faziell vergleichbare Abfolgen gibt SEYFRIED (1980, 160ff): danach vermitteln rote Knollenkalke zwischen den Ablagerungen der Schwellen und jenen der beckenwärts anschließenden Abhänge, während gebankte Hornsteinknollenkalke vom Typ der Scheibelbergschichten als ehemalige Abhangesedimente gedeutet werden.

Die tieferen Juraschichtglieder sind wegen gelegentlicher Fossilfunde, vor allem aber wegen der Triasunterlagerung noch gut einstuftbar. Da der Jura aber fast zur Gänze in Rotkalkfazies vorliegt, Leitfossilien weitgehend fehlen und zudem eine intensive tektonische Zerlegung stattfand, bereitet die Abgrenzung von den höheren Schichtgliedern meist große Schwierigkeiten; so können z. B. Hierlatzkalk und Vilsenkalk nicht voneinander getrennt werden.

Ein charakteristisches, stratigraphisch aber nicht sicher einstuftbares Gestein der Hirschwaldsteinschuppe, welches den Kamm des Schiefersteines aufbaut und im Habichlfenster auftritt, ist ein hellroter, mikritischer,

dickbankiger bis massiger Kalk (s. a. ROSENBERG, 1959, 111). Im Schriff erweist sich dieser als Mudstone mit Schwammnadeln, Schwebkrinoidenfragmenten, seltenen nicht näher bestimmbareren Foraminiferen und Intra-klasten. Gelegentlich sind Echinodermereste auch in dünnen Lagen schlierig angereichert, was auf submarine Resedimentationsvorgänge schließen läßt. Das auffälligste Merkmal, welches vor allem die Gesteine des Habichtfensters zeigen, sind aber zahlreiche quer durch das Gestein durchziehende Kalzitadern, welche schon mit freiem Auge ein deutliches Faserzement erkennen lassen. Diese Kalzitadern bilden gemeinsam ein enges Netz und erweitern sich immer wieder bis zu mehrere Zentimeter langen Hohlräumen von Stromatactistyp, welche ebenfalls das auffällige Faserzement zeigen. Dieses Stromatactisgefüge im Verband mit den Kalzitadern ist sicher anorganischen Ursprungs und ist wohl das Resultat von Bewegungen des noch wenig verfestigten Sediments (vgl. SCHWARZACHER, 1961); einen Überblick über weitere Entstehungsmöglichkeiten von Stromatactishohlräumen gab zuletzt WALLACE (1987, 695).

MATHUR (1974, 1975) beschreibt aus den Chiemgauer Alpen in Bayern von der Stirn des Hochbajuvarikums (Lechtaldecke) aus der Hochlerch-Stilleck-Mulde ebenfalls derartige Rotkalk mit Stromatactisgefüge. Auch dort kommen innerhalb der vorherrschenden Mudstones Krinoidenkalkeinschaltungen in Form von Linsen und Lagen vor, welche der genannte Autor als Resedimente deutet. Aufgrund des Fehlens von brauchbaren stratigraphischen und lithologischen Gliederungsmöglichkeiten bezeichnet MATHUR (1974, 288) diese Gesteine als „Massiger Roter Kalk“ des Lias und Dogger. Mikrofaziell ordnet MATHUR (1975, 234) diese Ablagerungen einer Karbonat-Schlammhügel-Fazies zu, welche in einer Hangposition entstanden sein soll. Eine Exkursion ins Gebiet des Hochgern (Chiemgauer Alpen) bestätigte die Vergleichbarkeit dieser Gesteine mit jenen des Schiefersteines, weiters ist auch der tektonische Bau beider Gebiete vergleichbar.

Aufgrund der geringen räumlichen Verbreitung der Schlammhügelfazies konnten westlich der Enns im Arbeitsgebiet derartige Gesteine nicht aufgefunden werden; auch knapp östlich des Schiefersteingipfels herrscht im Halbfenster von Oberau eine andere Fazies vor: über gebanktem Hierlatzkalk folgen Chiemgauer Schichten mit einer Mächtigkeit von etwa 70 m. Charakteristisch ist hier eine reiche Echinodermenführung. Es handelt sich meist um graue, dm-gebankte, gelegentlich aber auch dickerbankige Kalke mit bis zu 5 cm großen, grauen Hornsteinknollen. U. d. M. erweist sich dieses Gestein als Packstone bis Wackestone mit Bio- und Lithoklasten. Als häufigste Komponenten treten verkieselte Echinodermereste auf. Die Lithoklasten (Mudstones mit Radiolarien) sind aufgrund ihrer Größe (bis 0,5 cm) und ihrer auffälligen Anwitterungsfarbe schon im Handstück gut erkennbar. Nach dem WILSON-Modell können die echinodermenreichen Hornsteinknollenkalke der Fazieszone 3 (Schelfhang) zugeordnet werden.

Insgesamt erweist sich die Fazies des Lias und Dogger der Hirschwaldsteinschuppe als Schwellen- bis Abhangfazies, wie sie in Anklängen auch noch in der weiter südlich gelegenen Schneebergmulde (s. Kap. 2.1.) auftritt; auf die Hierlatzkalkbrekzie der Habichtalm, in welcher ältere Gesteine aufgearbeitet sind, wurde bereits hingewiesen. Die Lage des Hanges wurde vermut-

lich durch Störungen bestimmt, welche im Zuge der weiteren Einengungstektonik in Schuppenbahnen umgewandelt wurden. Dadurch könnte die intensive Schuppung der Hirschwaldsteinschuppe erklärt werden.

Den besten Einblick in die oberjurassische Schichtfolge der Hirschwaldsteinschuppe vermittelt das leicht überkippte Profil des Pfennigsteines (2 km WNW Schiefersteingipfel), welches im Streichen von hier aus noch etwa 500 m nach Osten verfolgt werden konnte. Als ältestes Gestein tritt dort ein 4–5 m mächtiger, heller, massiger Kalk auf, welcher zahlreiche mit Kalzit verheilte Klüfte zeigt. Im Schriff erweist sich dieses Gestein als Grainstone mit Peloiden. Die Schnittbilder dieser Komponenten sind meist kreisrund und lassen gelegentlich noch konzentrische Strukturen erkennen; somit handelt es sich vermutlich um mikritisierte Ooide.

Dieses Gestein kann mit den von TRAUTH (1922, 250) erstmals beschriebenen oberen Reitmauerkalken verglichen werden, welche nach TOLLMANN (1976, 374) eine helle Varietät des Rotensteinkalkes des Oxford sind. Auch im Arbeitsgebiet scheinen diese Ablagerungen faziell die Ruhpoldinger Schichten zu vertreten, welche in der Hirschwaldsteinschuppe nirgends beobachtet werden konnten. In neuerer Zeit wurde dieses Gestein an der Typokalität neu untersucht (FENNINGER & HOLZER, 1972, 80 und 101f) und als pelintra-mikritischer Kalk mit geringer Echinodermaten- und Radiolarienführung beschrieben, in welchen gelegentlich Pel-Oosparitbänke eingeschaltet sind. Von der Lechtaldeckenstirn beschreibt HAGN (1981, 246f) aus der Umgebung von Ruhpoling (Haßberg) Schwellenkalke des Oberdogger (?) bis Mittelmalm. Dort liegt ein Peloidkalk mit mikritischer Grundmasse vor; die Peloiden stellen auch dort möglicherweise mikritisierte Ooide dar.

Am Pfennigstein folgt über dem Peloidkalk stratigraphisch 10–12 m mächtiger roter Knollenkalk. Ein Schriff aus dem Mittelabschnitt der Rotkalkabfolge zeigt massenhaft auftretend *Calpionella alpina* LORENZ, womit Tithon nachgewiesen ist. Vermutlich setzt der Knollenkalk (Haselbergkalk) bereits im Kimmeridge ein und reicht bis in das Berrias hinauf, da nach KRISTAN-TOLLMANN (1962, 639) und HOLZER (1968, 53) die Grenze zwischen Jura und Neokom in der etwas weiter östlich gelegenen Lokalität Wolkenmauer bereits im hangenden Teil der roten Knollenkalke liegt.

Schrambachschichten sind das verbreitetste Schichtglied der Hirschwaldsteinschuppe; eine Mächtigkeitsabschätzung ist aber wegen der tektonischen Beanspruchung nicht möglich. Interessanterweise fehlen Tannheimer und Losensteiner Schichten trotz dieser intensiven Verschuppung in der Hirschwaldsteinschuppe vollständig, obwohl sie unmittelbar nördlich davon in weiter Verbreitung anstehen. Dieser Umstand, die „hochbajuvarische“ Fazies der aufgezeigten Schichtfolge und der regionale Vergleich mit der Lechtaldeckenstirn in Bayern waren weitere Argumente für die Zuordnung der Hirschwaldsteinschuppe zum Hochbajuvarikum (EGGER, 1986, 54ff), und sprachen damit für die Annahme, daß die Deckengrenze zwischen Tief- und Hochbajuvarikum an den Nordrand der Hirschwaldsteinschuppe zu legen ist.

Zweifel an der Existenz einer großen Deckengrenze an der oben bezeichneten Position wurden aber durch die weitere Kartierung und die damit verbundenen Faziesbeobachtungen geweckt. Dies umso mehr, als nach TOLLMANN (1964, 112) die Abgrenzung zwischen

Ternberger Decke und Reichraminger Decke vorwiegend faziell begründet ist. Nördlich der Hirschwaldsteinschuppe stehen Tannheimer- und Losensteiner Schichten in weiter Verbreitung an. Inmitten dieser weichen Kreidesteine treten mehrfach ältere Karbonatgesteinsserien auf. Das ausgedehnteste dieser Vorkommen ist der Bereich der sogenannten „Grillenbergantiklinale“ westlich von Losenstein, die sich aufgrund der neuen Gefügedaten tatsächlich als eine gegen Westen aushebende Muldenstruktur entpuppte. Diese ist mit den Kreidesteinen stratigraphisch verbunden; es handelt sich dabei um den vorkretazischen Untergrund der Losensteiner Mulde, welche hier an mehreren großen, annähernd E-W-streichenden Störungen versetzt ist. Bereits LÖGTERS (1937, 405), der den Begriff „Losensteiner Mulde“ prägte, machte auf den komplizierten Bau dieser Muldenzone aufmerksam, welche nach seiner Meinung eine intensive interne Faltung aufweist.

Faziell ist von Bedeutung, daß der Hauptdolomit am Reitnerkogel (3,5 km WSW von Losenstein) von Hierlatzkalk überlagert wird, während Kössener und Allgäuschichten vollständig fehlen. Über dem roten Echinodermenspatkalk (Hierlatzkalk und Vilsenkalk) folgen beige, undeutlich gebankte bis massige Kalke mit gelegentlich auftretenden weißen Echinodermenspatkalk-einschaltungen. Diese Gesteinsabfolge baut den Gipfel des Reitnerkogels auf. Im Schriff zeigen sich Wackestones bis Packstones mit Schwammnadeln, Echinodermen und Radiolarien. Diese Gesteine stellen wiederum Äquivalente des Reitmauerkalkes dar. Am Bahnhoffelsen von Losenstein, welcher gemeinsam mit dem Losensteiner Schloßberg das östlichste Vorkommen der „Grillenbergantiklinale“ bildet, konnte PAVLIK (1984, 38f) Grainstones mit mikritisierten Ooiden nachweisen, die er als fazielle Vertreter der Ruhpoldinger Schichten deutet (s. a. Kap. 2.2.).

Die Schichtfolge des vorkretazischen Untergrundes der Losensteiner Mulde kann gut mit jener der Hirschwaldsteinschuppe verglichen werden, die, wie zuvor ausgeführt wurde (s. Kap. 2.2.), zum Hochbajuvarikum zu rechnen ist. Es war daher notwendig, die Grenze zwischen den Schrambachschichten der Hirschwaldsteinschuppe und den Tannheimer Schichten der Losensteiner Mulde detailliert zu untersuchen.

Am besten aufgeschlossen wurde dieser Kontak im Gebiet des Hintsteingrabens angetroffen (neuer Weg rund 500 m südwestlich vom Gehöft Feldbauer): In den Schrambachschichten treten Kalzitadern und zahlreiche kleine Störungsflächen als Zeugen einer stärkeren tektonischen Beanspruchung auf. Im Schriff zeigen sich massenhaft Nannoconiden; am häufigsten wurde *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER beobachtet, daneben tritt aber auch schon *Nannoconus bucheri* BRÖNNIMANN auf, womit das Barreme nachgewiesen ist. Diese Einstufung konnte mit Hilfe von mehreren Foraminiferenfaunen bestätigt werden (frdl. Mitt. K. F. WEIDICH), welche neben dem Barreme aber auch das Unterapt und sogar das Mittelapt in den Schrambachschichten belegen. Die Faunen der unmittelbar daran angrenzenden Tannheimer Schichten erwiesen sich als typisch für das Oberapt und für den Grenzbereich Apt/Alb (die mikropaläontologischen Ergebnisse werden in einer eigenen Arbeit vorgestellt werden: K. F. WEIDICH, in Vorbereitung). Obwohl es an den erwähnten kleinen Störungen zu unbedeutenden Versätzen kommt, kann dennoch der stratigraphische Verband zwischen Schrambachschichten und Tannheimer Schichten kaum bezweifelt

werden. Die Tannheimer Schichten zeigen in ihrem basalen Anteil charakteristische rote Mergel-einschaltungen, welche im Losensteiner Gebiet nur in diesem Profilabschnitt aufzutreten scheinen. Knapp östlich des Wendbaches tritt ebenfalls diese Faziesausbildung auf (s. Abb. 1) und enthielt etwa 10 Profilmeter vom Top der Schrambachschichten entfernt eine Fauna des tiefern Albs. Östlich der Enns wurden nördlich des Schiefersteinkammes (s. Abb. 1) ebenfalls die Tannheimer Schichten mit roten Einschaltungen in unmittelbarer Nähe der Schrambachschichten angetroffen und enthielten dort Foraminiferen des Oberapt. Es ist damit an mehreren Stellen der Nachweis gelungen, daß, wie auch am Typprofil der Losensteiner Schichten (KOLLMANN, 1968, 128f), die Tannheimer Schichten im Südtail der Kreideablagerungen mit dem Oberapt einsetzen. Lithologisch unterscheiden sie sich aber von dem von KOLLMANN (s. o.) bearbeiteten Vorkommen durch die roten Mergel-einschaltungen, welche bis in das untere Alb hinaufreichen.

Durch den Nachweis eines stratigraphischen Verbandes von Schrambachschichten und Tannheimer Schichten ist die zuvor an diesem Gesteinskontakt vermutete Deckengrenze (BRAUNSTINGL, 1985, 115; EGGER, 1985, 119) klar widerlegt. Da aber auch keine brauchbare Deckengrenze weiter südlich existiert (s. Kapitel 2.2.), kann eine strikte Trennung in eine tiefbajuvarische und in eine hochbajuvarische Decke hier nicht weiter vertreten werden. Vielmehr wird vorgeschlagen, analog zu den Verhältnissen im Ostteil der Kalkalpen (Frankenfels-Lunzer-System, s. WESSELY, 1974, 280), in Hinkunft von einem Ternberger-Reichraminger-System zu sprechen.

3. Schlußfolgerungen und Ausblick

Wie bereits BAUER (1953, 129) erkannte, kann in den oberösterreichischen Kalkvoralpen eine scharfe Trennung von Tief- und Hochbajuvarikum nicht durchgeführt werden, sondern es liegen nur faziell unterschiedliche Zonen vor. Dieser Meinung hat sich SPENGLER (1959, 201) angeschlossen und mit dem Hinweis untermauert, daß das zuvor vermutete Tiefbajuvarikum im Westen über der Flyschzone in der Luft ausstreicht, statt unter die südlich anschließenden Kalkalpen einzustreichen. Die Ergebnisse der jetzt durchgeführten Untersuchungen bestätigten den Zusammenhang des Ternberger-Reichraminger-Systems, der durch keine durchlaufende große Deckengrenze gestört wird. Weiters muß darauf hingewiesen werden, daß damit der von FUCHS (1985, 577) für die Nördlichen Kalkalpen aufgestellten Gliederung (Tiefbajuvarikum – Mittelostalpin; Hochbajuvarikum – Oberostalpin) auf keinen Fall zugestimmt werden kann.

Der tiefbajuvarische Faziesraum ist im Arbeitsgebiet nur schmal entwickelt und über Faziesübergänge, welche vor allem für den Jura gut belegbar sind, mit dem hochbajuvarischen Faziesraum verbunden. Westlich des Arbeitsgebietes, etwa bis Salzburg, fehlen auf einer Strecke von rund 100 km Hinweise auf das Tiefbajuvarikum fast vollständig. Das Nordrandelement („Randcenoman“) wird in diesem Abschnitt der Kalkalpen meist unmittelbar von „höheren“ (hochbajuvarischen und tirolischen) Einheiten überlagert. TOLLMANN (1976, 204f) macht dafür ein kompliziertes Zusammen-

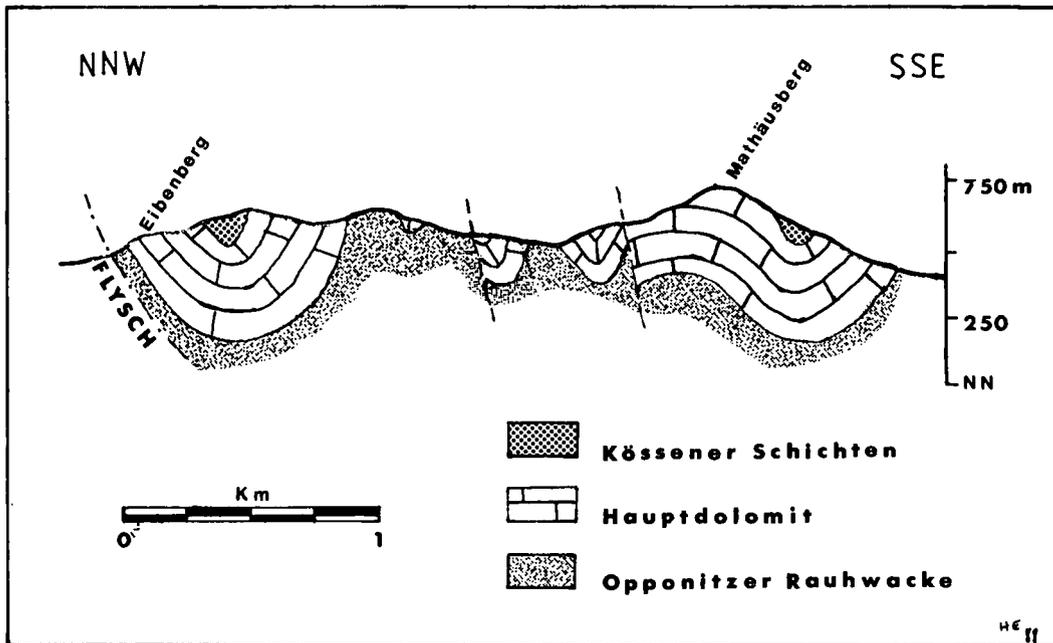


Abb. 3.
Profil 2.
Der hier ersichtliche einfache Faltenbau ist auch für den Windhagberg und den Mistlberg typisch.

spiel von Erosion und Tektonik verantwortlich. Nach den jetzigen Ergebnissen scheint aber in diesem Abschnitt der tiefbajuvarische Faziesraum schon primär nicht oder nur schmal entwickelt gewesen zu sein. Erst von Salzburg gegen Westen nimmt der gesamte bajuvarische Ablagerungsraum an Breite zu, und es entwickelt sich eine Überschiebung innerhalb des Bajuvarikums, welche am Westrand der Kalkalpen eine Mindestschubweite von rund 30 km aufweist. Diese bajuvarischen Decken sind nach OBERHAUSER (1968, 126) und GAUPP (1980, 232) in der Mittelkreide entstanden.

Wie oben erläutert wurde, scheint das Fehlen einer großen Überschiebung innerhalb des Bajuvarikums charakteristisch für den Mittel- und Ostabschnitt der Kalkalpen zu sein. Im eigentlichen Arbeitsgebiet treten aber noch weitere tektonische Phänomene auf, die einer Klärung bedürfen: Im Gegensatz zu den beschriebenen stark nordvergenten und verschuppten Falten des hier vorgestellten Gebietes herrschten nördlich davon ein einfacher aufrechter Faltenbau vor (Abb. 3); dieser wird nur durch einige Brüche und Blattverschiebungen gestört („Bruchfaltengebirge“). Aufgrund der Abnahme der Deformationsintensität von Süden nach Norden vermutete bereits POLL (1972, 67) bei der Gebirgsbildung eine von Süden nach Norden wirkende Kraft. Das ist mit den in neuerer Zeit entwickelten Subduktionsmodellen (FUCHS, 1985; BAUER, 1987) nicht in Einklang zu bringen, da diese eine Unterschiebung der Kalkalpen von Norden nach Süden annehmen.

Bereits SPITZ (1916, 41) wies auf einen unterschiedlichen Baustil im Osten und im Westen der Weyerer Bögen hin. Es scheint aber vielmehr so zu sein, daß nur der Kalkalpensektor zwischen der Windischgarstener Störung und den Weyerer-Bögen eine im Vergleich zu den kalkalpinen Nachbargebieten geringere Deformation aufweist. Diese dokumentiert sich auch in der ausklingenden Überschiebung des Tirolikums im Bereich der Sengsengebirgsantiklinale. Es wird vermutet, daß die Windischgarstener Störung und jener Bruch, an welchem später die Weyerer Bögen eindrehten, schon frühzeitig als Diagonal-Scherflächenpaar angelegt wurden. Diese Scherbrüche beeinflussten als kalkalpeninterne Grenzflächen, welche die Kraftübertragung be-

hinderten, die weitere Deformationsgeschichte (siehe auch PLÖCHINGER & PREY, 1968, 205f).

Dank

Bei Herrn Dr. R. BRAUNSTINGL (Salzburg), Herrn Dr. G. MANDL (GBA, Wien), Herrn Prof. Dr. G. TICHY (Salzburg) und vor allem bei Herrn Dr. K. F. WEIDICH (München) bedanke ich mich herzlich für anregende Diskussionen und wichtige Fossilbestimmungen.

Literatur

- BAUER, F.: Der Kalkalpenbau im Bereiche des Kremstaales und Steyrtales in Oberösterreich. – In: Skizzen zum Antlitz der Erde (L. Kober-Festschrift), 107–130, 2 Taf., Wien (Hollinek) 1953.
- BAUER, F. K.: Die Stellung der Nördlichen Kalkalpen in einem Unterschiebungsbau der Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **130/2**, 113–131, 4 Abb., Wien 1987.
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H. C.: A Jurassic Basin: the Glasenbach gorge, Salzburg, Austria. – Verh. Geol. B.-A., **1970**, 504–531, 21 Abb., 6 Taf., Wien 1970.
- BRAUNSTINGL, R.: Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Ennstal und Steyratal (Oberösterreich). – Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **122**, 111–118, 3 Abb., Wien 1985.
- BRAUNSTINGL, R.: Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyratal (Oberösterreich). – Unpubl. Diss. Univ. Salzburg, 162 S., 55 Abb., 2 Beil., Salzburg 1986.
- BYERS, C. W.: Biofacies patterns in euxinic basins: a general model. – Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., **25**, 5–17, 8 Abb., Tulsa 1977.
- CLAR, E. & HORNINGER, G.: Exkursion I/6: Übersichtsexkursion Baugeologie. – Mitt. Geol. Ges., **57**, H. 1, 107–145, 10 Abb., 1 Taf., Wien 1964.
- EGGER, H.: Neue Erkenntnisse zur Geologie der Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone in den oberösterreichischen Voralpen zwischen Ennstal, Pechgraben und Ramingbach. – Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **122**, 119–124, 1 Abb., Wien 1985.
- EGGER, H.: Zur Geologie der Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone in den oberösterreichischen Voralpen zwischen Ennstal, Pechgraben und Ramingbach. – Unpubl. Diss. Univ. Salzburg, 146 S., 27 Abb., 2 Beil., Salzburg 1986.

- EGGER, H.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming. – Jb. Geol. B.-A., **131/3**, Wien 1988.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malms. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 52–141, 15 Abb., 1 Tab., 2 Beil., 19 Taf., Wien 1972.
- FUCHS, W.: Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. – Jb. Geol. B.-A., **127/4**, 571–631, 9 Abb., 1 Beil., Wien 1985.
- GAITANAKIS, P.: Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Steyr und Enns im Raum der Gaisberggruppe. – Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 158 S., 30 Abb., 6 Beil., Wien 1974.
- GAITANAKIS, P.: Faziesgliederung und Tektonik der voralpinen Decken zwischen Enns- und Steyrtal (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **24**, 189–202, 3 Abb., Wien 1977.
- GAUPP, R. H.: Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteils der Nördlichen Kalkalpen. – Unpubl. Diss. Techn. Univ. München, 282 S., 3 Beil., München 1980.
- GEYER, G.: Aus der Umgebung von Molln, Leonstein und Klaus im Steyrtale. – Verh. Geol. R.-A., **1909**, 129–143, 2 Abb., Wien 1909.
- HAGN, H.: Exkursion F, F5: Haßberg. – Geol. Bavar., **82**, 246–247, München 1981.
- HOLZER, H.-L.: Stratigraphie und Lithologie der Jura-Kreide-Folge im nördlichen Pechgraben-Steinbruch (O.Ö.). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **98**, 47–57, 4 Abb., 1 Taf., Graz 1968.
- JACOBSSHAGEN, V.: Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – Jb. Geol. B.-A., **108**, 1–114, 3 Abb., 2 Tab., 13 Taf., Wien 1965.
- JENKYN, H. C.: Speculations on the genesis of crinoidal limestones in the Tethyan Jurassic. – Geol. Rdsch., **60**, 471–488, 9 Abb., Stuttgart 1971.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. – 283 S., 102 Abb., 8 Taf., Berlin (Borntraeger) 1923.
- KOLLMANN, H.: Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (O.Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1968**, 126–137, 2 Taf., Wien 1968.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Stratigraphisch wertvolle Mikrofossilien aus dem Oberjura und Neokom der Nördlichen Kalkalpen. – Erdöl-Z., **78**, 637–649, 1 Abb., 3 Taf., Wien – Hamburg 1962.
- LÖGTERS, H.: Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold von Buch-Denkmales. – Jb. oberösterr. Musealver., **87**, 369–437, 15 Abb., 1 Beil., Linz 1937.
- MATHUR, A. C.: Der massige rote Kalk des Lias und Dogger in der Hochlerch-Silleck-Mulde. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. **1974**, H. 5, 287–293, Stuttgart 1974.
- MATHUR, A. C.: A deeper water mud mound facies in the Alps. – J. sediment. Petrol., **45**, 789–793, 5 Abb., Tulsa 1975.
- PAVLIK, W.: Stratigraphie und Tektonik im Raum westlich der Enns zwischen Losenstein und Reichraming. – Unpubl. Vorarbeit geol. Inst. Univ. Wien, 75 S., 51 Abb., 1 Tab., 2 Beil., Wien 1984.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raume Windischgarsten – St. Gallen. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 175–211, 4 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wien 1968.
- POLL, K.: Zur Geologie der Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen). – Erlanger geol. Abh., **88**, 1–72, 43 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Erlangen 1972.
- ROSENBERG, G.: Der Schieferstein in der westlichen Weyerer Struktur, nördliche Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1959**, 92–121, 2 Abb., Wien 1959.
- ROSENBERG, G.: Rand-kalkalpines aus den Weyerer Bögen. – Verh. Geol. B.-A., **1965/1,2**, 2–8, Wien 1965.
- SCHWARZACHER, W.: Petrology and structure of some Lower Carboniferous Reefs in Northwestern Ireland. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **45**, 1481–1503, 17 Abb., 2 Tab., Tulsa 1961.
- SEYFRIED, H.: Über die Bildungsbereiche mediterraner Jurasedimente am Beispiel der Betschen Kordilliere (Südost-Spanien). – Geol. Rdsch., **70**, 801–841, 15 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1980.
- SPENGLER, E.: Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. – In: SCHAFFER, F. X. (Hrsg.): Geologie von Österreich. – 302–413, 21 Abb., Wien (Deuticke) 1951.
- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III. Teil: Der Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., **102**, 193–212, 1 Taf., 5 Abb., Wien 1959.
- SPITZ, A.: Tektonische Phasen in den Kalkalpen der unteren Enns. – Verh. Geol. R.-A., **1916**, 37–41, 1 Abb., Wien 1916.
- TOLLMANN, A.: Analyse der Weyerer Bögen und der Reifflinger Scholle. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14**, 89–124, 1 Taf., Wien 1964.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band 2. – 710 S., 27 Tab., 286 Abb., Wien (Deuticke) 1985.
- TRAUTH, F.: Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **14**, H. 2, 105–265, 1 Tab., 2 Taf., Wien 1922.
- WALLACE, M. W.: The role of internal erosion and sedimentation in the formation of stromatactis mudstones and associated lithologies. – J. sediment. Petrol., **57**, H. 4, 695–700, 6 Abb., Tulsa 1987.
- WESSELY, G.: Rand und Untergrund des Wiener Beckens – Verbindungen und Vergleiche. – Mitt. geol. Ges. Wien, **66/67**, 1 Abb., 3 Taf., Wien 1974.
- WILSON, J. L.: Carbonate facies in geologic history. – 471 S., 183 Abb., 30 Taf., Berlin (Springer) 1975.
- WOLFF, H.: Fazies-Gliederung und Paläogeographie des Ladins in den bayerischen Kalkalpen zwischen Wendenstein und Kampenwand. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **143**, H. 2, 246–274, 7 Abb., Stuttgart 1973.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 16. Februar 1988.