

finden sich sowohl im Wasserscheidenbereich zwischen Traun- und Innbachtal wie auch auf dem Höhenzug von Scharten.

Im Vordergrund stand die Kartierung des Quartärs, das innerhalb des Tertiärhügellandes auf die holozänen, wenn nicht entwässert, häufig versumpften Talsohlen der größeren Täler und auf pleistozäne Lehmdecken beschränkt ist. Dazu zählen Solifluktionsdecken am Hangfuß, der besonders breit auf der rechten Seite des Innbachtals entwickelt ist, wo während des Autobahnbaues gute Aufschlüsse einzusehen waren, ferner in den meist sehr kurzen Ursprungsmulden der an steilen Hängen oft tief eingekerbten Gräben. Die Ausscheidung von Solifluktionsdecken ist nur dort möglich, wo auch entsprechende Anhaltspunkte dafür vorhanden sind. Auf gleichmäßig geneigten Hängen kann ohne Aufschluß nicht zwischen einer autochthonen lehmigen Verwitterung und einer Solifluktionsdecke unterschieden werden. Gelegentlich muß auch über undeutlichen periglazialen Terrassenansätzen, z. B. im Innbachtal oder im Grünbachtal beim Austritt aus dem Hügelland im Hochterrassenniveau mit fluviatil umgelagertem Material gerechnet werden. Im Vergleich mit den dem Trauntal zugekehrten Hängen, etwa im Raume Buchkirchen, sind im Einzugsgebiet des Innbaches Staublehne in größerer Mächtigkeit selten. Sie konnten an der flachen westlichen Talflanke des unteren Weilbachtals bis über die Schotterkappe hinauf festgestellt werden. An einigen Stellen, im Innbachtal am Ostrand der großen Schliergrube bei Kematen, ferner bei Pichl, an der westlichen Autobahnauffahrt bei Geisensheim und in Katzbach (oberer Heidingerbach) konnte ein kalkhaltiges löbartiges Substrat in geringer Verbreitung festgestellt werden, das die üblichen Lößschnecken (besonders *Trichia hispida*, aber auch *Succinea oblonga* und auch der Gattung *Pupilla*) enthält.

In der Traun-Enns-Patte erhebt sich östlich des Riedbaches und östlich des oberen Aiterbaches die Mindelmoräne des eiszeitlichen Steyr-Krems-Gletschers. Die im Kremstal südlich Kremsmünster gut erschlossene Stratigraphie kann auch auf den Westrand dieses Moränenzuges übertragen werden. Gleich außerhalb des östlichen Kartenrandes wird am Riedbach (von hier abwärts als Sibbach bezeichnet), der durch kräftige Quellen gekennzeichnete Tertiärsockel erschlossen, über dem die kristallreichen Basislagen der Älteren Deckenschotter (ÄDS) liegen. Diese setzen sich am Fuße der Moräne entlang des Riedbaches auf dem Blatt Wels fort. Nur an einer Stelle, 700 bis 800 m nordöstlich Großendorf, erscheint auch Weiße Nagelfluh (WNF) und diskordant über beiden die flyschreiche Graue Nagelfluh (GNF), die Kremstalfazies des Jüngeren Deckenschotter (JDS). Sie ist flächenhaft verbreitet, unterlagert im Randgebiet überall die Moräne, in die sie hangend übergeht (Vorstoßschotter). Diese Unterlagerung ist im Riedbachtal bis südlich Ried i. Tr. und gleich außerhalb des Blattes auch entlang des obersten Aiterbaches aufgeschlossen. Noch am Südrand dieses Blattes reicht der das Plateau westlich des Aiterbaches aufbauende JDS in Almtalfazies (reich an typischen Karbonatgeröllen aus diesem Tal) bis unter die Moräne. Südlich der Hst. Voitsdorf tritt bereits JDS als GNF auf. Sowohl am Aiterbach wie auch am Fuße der Moräne längs des Riedbaches erscheinen Reste einer undeutlichen Erosionsterrasse mit einer bescheidenen Decke umgelagerten Materials, die nach den Beobachtungen im unteren Aiterbachtal wohl als Peri-

glazialform der autochthonen Täler aus der Rißeiszeit zu deuten ist.

Im Aiterbachtal verbreitert sich zwischen Wollberg und Autobahn der weiter nördlich nur schmale Strang von JDS in Almtalfazies auf >500 m, auch hier ist eine jüngere Terrasse mit einer lehmurchmischten Decke aus Lokalmaterial vorhanden. Südlich Sattledt wurde der Verlauf einiger Mulden korrigiert und 1,5 km südlich Steinerkirchen der ÄDS vom nächstälteren Schotter dem von Reuharting Schnelling abgegrenzt, der einen höheren Anteil an nichtkalkalpinen Komponenten aufweist, sich hier aber morphologisch nur undeutlich abhebt. Im Almtal tritt westlich Vorchdorf beiderseits der Autobahn ein an der Mindelmoräne des ehemaligen Traungletschers bei Eisengattern beginnender Strang von JDS an die Laudach heran, wo er teilweise von den Basislagen des ÄDS unterlagert und unmittelbar am Talrand auch stellenweise von einer auf das rißeitliche Talniveau ausgerichteten Erosionsform überprägt wird. Problematisch bleibt die Abgrenzung eines mindelzeitlichen Schmelzwasserabflusses längs des Wimachtals, für den eine Hochmulde zwischen ÄDS spricht, lithologisch ist es jedoch noch nicht gelungen, einen eigenen glazifluvialen Schotterkörper abzugrenzen, wenn auch westlich Lindach Ansätze dafür vorhanden sind. Überwiegend scheint es sich aber um eine Erosionsform der Mindeleiszeit zu handeln mit mehr oder weniger umgelagertem Material aus dem ÄDS.

Blatt 55 Obergrafendorf

Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den westlichen niederösterreichischen Voralpen auf Blatt 55 Obergrafendorf

VON WOLFGANG SCHNABEL (GBA),
MICHAEL SARNTHEIN, REINER GÜNTHER & HARTMUTH SCHULZ
(auswärtige Mitarbeiter)

Die Schwerpunkte der Kartierungsarbeit lagen in zwei Gebieten:

- 1) Nordrand der Flyschzone im Gebiet S Kilb (Oberlauf der Sierning, Rametzberg, Petersberg, Teufelsgraben).
Kartierung: W. SCHNABEL.
- 2) Südrand der Flyschzone mit Klippenzone und Nordrand der Kalkalpen (Frankenfelder Decke) im Gebiet östlich Rabenstein (Plambachtal, Deutschbach, Kaiserkogel, Sonnleitgraben).
Kartierung: Arbeitsgruppe des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Kiel (R. GÜNTHER, H. SCHULZ) unter Leitung von M. SARNTHEIN und W. SCHNABEL (GBA).

Der Nordrand der Flyschzone im Gebiet südlich von Kilb

Der Nordrand der Flyschzone in diesem Abschnitt hat seit den Aufnahmen von C. M. PAUL (1896) und O. ABEL (1901–1902) keine näheren Untersuchungen erfahren, sieht man vom Bereich der Fundstellen der Serpentine von Kilb und Fleischessen ab, die seither mehrmals das Interesse auf sich gezogen haben (z.B. CORNELIUS, Verh. Geol. B.-A. 1927; PREY, Verh. Geol.

B.-A., 1977). Schon im Hinblick auf die Ophiolithproblematik in der Flyschzone ist eine Neuaufnahme dieses Bereiches nach modernen Gesichtspunkten überfällig.

Um das wesentlichste Ergebnis gleich vorwegzunehmen, sei berichtet, daß am Nordrand der Flyschzone eine Einheit klar abgrenzbar ist, die aus Unter- und Mittelkreidesequenzen besteht, in denen sich die Serpentinvorkommen befinden. Sie soll hier in Anlehnung an die ganz ähnlichen Verhältnisse im Wienerwald als „Nordzone“ (oder „Nordrandzone“) bezeichnet werden. Diese „Nordzone“ ist auf die Vorlandmolasse aufgeschoben und von Süden durch Altlengbacher Schichten der Hauptflyschdecke überschoben.

Die Molasse am Kontakt zur „Nordzone“

Grauer, siltiger, teils massiger und flachliegender, teils tektonisch stark gestörter Tonmergel ist wiederholt im Bachbett der Sierning S Kilb (Freyen) aufgeschlossen. Die Nannofossilbefunde (H. STRADNER) deuten auf Oligozän mit reichlich umgelagerter Kreide und ähneln damit sowohl lithologisch als auch durch die Fossilführung den Tonmergeln der Inneralpinen Molasse in den Fenstern von Rogatsboden und Texing. OBERHAUSER (Aufnahmebericht 1984) hat östlich des hier beschriebenen Gebietes im Graben bei Grünwies (E Bischofsstetten) in ähnlicher Position Haller Schlier erwähnt. Jedenfalls ist die Molasse im Kontakt zur Flyschzone noch genauer einzustufen.

Die „Nordzone“

Trotz der dürtigen Aufschlußverhältnisse läßt sich diese klar als eine eigenständige tektonische Einheit von der Molasse im N und der Flysch-Hauptdecke im S abgrenzen. Im Berichtszeitraum wurde sie vom Serpentinvorkommen von Kilb (beim Gehöft Kohlenberg) gegen W über die Sierning etwa 2 km weit kartiert, wo sie in den von PREY (1976–1977) näher untersuchten Bereich bei Schützen und Fleischessen übergeht.

Die Zone nimmt den morphologisch deutlich hervortretenden Nordabfall der Flyschzone ein, der äußerst schlecht aufgeschlossen ist und von dem herab sich zahlreiche Rutschungen bis in die Molasse hinein bewegen, was auch die örtliche Straßenverwaltung vor nicht geringe Probleme stellt. Als schwache Härtinge treten helle Aptychenkalke und Fleckenmergel hervor, die Hauptmasse wird wohl von kalkigem Unterkreideflysch, dunklen Gault-Quarziten und dunklem und buntem Mittelkreideflysch eingenommen. Aber auch siliziklastischer Flysch der Unterkreide ist durch Nannofossilien nachgewiesen. Besonders hervorstechend sind aber die offenbar sehr häufigen Vorkommen basischer (?ophiolithischer) Gesteine. Neben den altbekannten Serpentin von Kilb und Fleischessen sind allein im nur etwa 2 km langen Abschnitt vom Kilber Vorkommen bei Kohlenberg bis zur Sierning vier neue Funde zu melden, die vielleicht nur Blöcke im Waldboden sind, aber doch über die Dimension von Rollstücken weit hinausreichen. Die Serpentinbrekzien, Ophikalzite und sehr stark tektonisierten Blöcke sind sehr ähnlich den Funden, wie sie PREY (1977) aus der Umgebung von Schützen und Fleischessen beschreibt.

Abgesehen von den basischen Vorkommen sind die Gesteinsserien dieser Zone mit der Nordzone des Wienerwaldes ident (siehe auch Bericht zu Blatt 58 Baden), die sich gegen W wohl zumindest bis hierher erstreckt. OBERHAUSER (1984) erwähnt sie ja etwas weiter östlich an der Pielach und Traisen in gleicher Position.

Jüngst hatte der Berichterstatter Gelegenheit, die Herren M. ELIAS und V. KLEIN (Geol. Staatsdienst Prag/ČSSR) und A. SLACZKA (Universität Krakau/Polen) zu diesen Lokalitäten zu führen. In den Diskussionen wurde auf die Ähnlichkeiten zu den Teschenitvorkommen des Karpathen-Nordrandes aufmerksam gemacht, sowohl im Hinblick auf die externe Position als auch auf die begleitenden Gesteinsserien, ein Vergleich, der schon seit CORNELIUS (1927) wiederholt geäußert wurde. Von den auffallenden Ähnlichkeiten konnte sich der Autor auch anlässlich der Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Polen unter der Führung von A. SLACZKA im Frühjahr 1988 überzeugen. Zugleich sei hier den oben genannten Herren für die wertvollen Hinweise gedankt. Jedenfalls sollten zukünftige Detailstudien diese Gesichtspunkte durch vergleichende Untersuchungen mit den Tescheniten des Karpathen-Vorlandes berücksichtigen.

Die Hauptflyschdecke

Trotz der geringen Breite der Flyschzone in diesem Abschnitt (von der nördlichen Überschiebung auf die Nordzone bei Petersberg bis zum Bereich der Grestener Klippenzone S der Wetterlucke sind es nicht einmal 3 km, auf der Höhe des Zettelbaches kaum 2 km) sind deutlich zwei tektonische Einheiten unterscheidbar.

Die nördliche besteht nur aus tieferen Altlengbacher Schichten (Maastricht) und überschiebt die „Nordzone“ deutlich in SW–NE-Richtung an der Linie N Petersberg – N Freudeckhof – N Hofstettnerhof – Kohlenberg.

Die südliche Einheit hat eine fast vollständige Schichtfolge von Bunten Schiefnern, Reiselberger Sandstein, Zementmergelserie, Obersten Bunten Schiefnern und Altlengbacher Schichten. Sie grenzt an die nördliche Einheit entlang der Linie Zettelsbach – Gräben N Umbach-Kogel – Teufelsgraben bei 380 m SH – Hänge Tannet (Tannringen) – Seberhof. Im Oberlauf des Teufelsgrabens ist die hangende Zementmergelserie (ev. das Niveau der Obersten Bunten Schiefer) durch z.T. mächtige Turbidite aus sehr harten, dunklen, bläulichgrünen, kalkigen Sandsteinen vertreten, eine für diesen Bereich nicht sehr typischen Entwicklung.

Der Südrand der Flyschzone und der Nordrand der Frankenfesler Decke östlich von Rabenstein

Im Anschluß an die Kartierungen der Vorjahre wurde gegen E fortsetzend der Abschnitt E Rabenstein bis Steubach aufgenommen. Der kartierte Streifen reicht vom Höhenzug Plambacheck – Ehrecker Kogel im N zur Linie Oberröhrenbach – Hirschkogel – Sommersberg – Eschenau im S, wobei der Westteil bis zum Steinbach von R. GÜNTHER, der Ostteil von H. SCHULZ bearbeitet wurde.

Am Aufbau des so umrissenen Gebietes sind folgende tektonischen Einheiten beteiligt (von N nach S):

- Rhenodanubischer Flysch (Hauptdecke)
- Grestener Klippenzone
- Rhenodanubischer Flysch (Südschuppe)
- Ybbsitzer Klippenzone (früher Kieselkalkzone)
- Frankenfesler Decke (mit isolierter Kaiserkogel-Deckscholle)

Die in den Vorjahren von W kommend bis Rabenstein verfolgten Einheiten lassen sich also im großen und ganzen gegen E weiterverfolgen. Nicht mehr angetroffen wurde die Inneralpine Molasse, obwohl diese seit etwa 1930 auch E Rabenstein in der Literatur erwähnt

und in der letzten Kartierung dieses Raumes durch W. FISCHAK (Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1949) in einem schmalen Streifen im Plambachtal ausgeschieden ist. Das östlichste Vorkommen hat sich bisher somit im Sonnleitengraben (Fenster von Texing) nachweisen lassen, ein kleines Vorkommen wird im Oberlauf des Zettelbaches vermutet (SARNTHEIN et al., Aufnahmsber. Jb. Geol. B.-A., 129/2, 1986).

Die Frankenfelder Decke (FD)

umfaßt eine doppelte, aufrechte Schichtfolge der Obertrias, vertreten durch Opponitzer Rauwacke, Hauptdolomit und Kössener Schichten, wobei hier fast nur die nördliche (= tiefere) Einheit kartiert wurde. Für diese ist ein Mulden-Sattel-Bau charakteristisch, der am Hirschkogel nach E aushebt. Die Überschiebung der FD auf die Ybbsitzer Klippenzone ist an der Linie Unterröhrenbach (S Rabenstein) – S Ranzental – Am Lehen – Etzthof – S Stein stets durch ein deutliches Rauwackenband gekennzeichnet. Isolierte Schollen von Rauwacke auf Ybbsitzer Klippenzone bei Tiefental (hier ev. ein abgeglittener Stirnteil) und im Deutschbachtal bei K 435 unterstreichen die im wesentlichen flachwellige Überschiebungsfläche.

An der Überschiebung der geschlossenen Front der FD gibt es im Sonnleitengraben bei Rempelsberg eine schmale Schuppe aus hellem bis rotem Krinoidenkalk (Vilser Kalk), der 200 m S Stein eine deutliche Felsrippe bildet.

Die Kaiserkogel-Deckscholle liegt flach bis mittelsteil größtenteils der Ybbsitzer Klippenzone auf und grenzt im N an die Flysch-Südschuppe. Kleine Reste von Rauwacken auf Kössener Schichten beweisen, daß auch hier beide Teildecken vorhanden waren.

An der Überschiebung der FD bei Rempelsberg, an der Forststraße auf den Hirschberg in etwa 620–650 m SH sind helle bis weißliche, auch lichtgrüne und rötliche Sandsteine und Feinkonglomerate neben ziegelroten Tonen in unmittelbarer Nähe zu den Rauwacken vorhanden. Diese keuperähnliche Fazies wurde als Rempelsberger Schichten (SCHULZ, 1988) ausgeschieden, um dieses Vorkommen durch diesen stratigraphischen Namen entsprechend zu dokumentieren. Die Sandsteine haben kaum Schwerminerale (keinen Granat, etwas Zirkon, ganz wenig Turmalin, Rutil, Apatit, aber viel schweres Karbonat). Ihre stratigraphische und tektonische Stellung muß offen bleiben.

Die Ybbsitzer Klippenzone

(früher Kieselkalkzone) begleitet den Nordrand der FD in ihrer gesamten Länge, mit allerdings sehr unterschiedlicher Breite. S Rabenstein ist sie weniger als 100 m breit, im Sonnleitengraben erreicht sie zwischen der Kaiserkogel-Deckscholle im N und der geschlossenen FD rund 1 km. Dort sind deutlich zwei Schuppen feststellbar, wobei die südliche auf die verfaltete nördliche Schuppe aufgeschoben ist, was die hier außergewöhnliche Ausstrichbreite erklärt.

Der Schichtbestand ist ähnlich dem der Typlokalitäten bei Ybbsitz und umfaßt von oben nach unten:

- Zementmergelserie
- Ybbsitzer Sandstein
- Gaultflysch (wenig)
- Neokomflysch und bunte Brekzien
- Aptychenkalk (in Geröll)
- Radiolarit und „Dogger“-Kieselkalk

Der z.T. kieselig entwickelte Neokomflysch ist bei weitem vorherrschend. Aus dem Sonnleitengraben, 600 m

W Eschenau, ist der Neufund eines ophiolithischen Gesteins zu melden. Das mehrere m³ große Vorkommen ragt nur wenige Meter N der Straße gegenüber den Häusern deutlich aus dem Waldboden heraus.

Es kann somit auch hier kein Zweifel bestehen, daß die alte Kieselkalkzone kein kalkalpines Element ist. Sind vielleicht der Jura und die Unterkreide, wenn schon sehr verschieden von der Entwicklung in der FD, als kalkalpin noch diskutabel, so liegen mit dem Ophiolithfund und vor allem mit dem Nachweis von Flysch bis zur Zementmergelserie hinauf klare Hinweise vor, daß die Wurzel dieser Einheit nicht im Ostalpin, sondern im Penninikum zu suchen ist. Die Flysch-Schichtglieder sind besonders deutlich in der südlichen Schuppe im Sonnleitengraben am Fahrweg zum Hof K 575 und südlich des Ophioliths und der Kieselkalke zu sehen. Der Sandstein hat den gewohnten Chromit- und Chloritoidgehalt, die Zementmergelserie ist durch Nannofossilien ins Campan, ja sogar ins Obercampan eingestuft und deutlich mit Helminthoideen-Fährten aufgeschlossen. In den stratigraphisch tiefen Anteilen (Radiolarit und Neokomflysch) sind die Altershinweise allerdings sehr dürftig und die Einstufung bisher nur durch lithologische Vergleiche möglich, die aber mit den Profilen bei Ybbsitz außerordentlich gut übereinstimmen.

Der Rhenodanubische Flysch

tritt im kartierten Gebiet wie erwähnt in zwei Bereichen auf, die durch einen Aufbruch von Helvetikum (Buntmergelserie/Grestener Klippenzone) im Plambachtal getrennt sind. Bei Panzenöd, 1 km W Steubach im Ödbach, scheinen sich die beiden Flyschzüge zu berühren.

Der nördliche Bereich gehört der Flysch-Hauptdecke an und nimmt den Höhenzug Plambachek bis zum Ehrenecker Kogel ein. Er besteht aus einer steilsteil bis schwach überkippten Schichtfolge beginnend mit Zementmergelserie, die von Gering gegen E über Bachner in den Südhängen des Plambachtales sowie im Ödbach (W Steubach) deutlich erkennbar ist. Sie scheint mit der Buntmergelserie des Helvetikums im Aufbruch des Plambachtales verschuppt zu sein. Im Hangenden (gegen N) folgen die Aitlengbacher Schichten mit ihren tiefen Anteilen (Maastricht), was durch zahlreichen Nannobefunde bewiesen und durch die Schwermineralführung (Granatmaximum) zusätzlich erhärtet wird. Der Horizont der Obersten Bunten Schiefer (Pernecker Schichten) scheint zu fehlen.

Die Flyschschuppe südlich des Helvetikumsaufbruchs im Plambachtal unterscheidet sich vom nördlichen Zug grundlegend. Hier ist Paläozänflysch dominierend, was wieder durch Nannofossilien bewiesen ist. Trotz vieler negativer Proben konnte wiederholt Paleozän nachgewiesen werden (jüngste Probe: NP7 – höheres Mittelpaleozän im Graben N Kaiserkogel). Diese Befunde werden untermauert durch die Schwermineralspektren mit Granat/Zirkon-Gleichgewicht und Zirkondominanz bis zum fast gänzlichen Verschwinden von Granat, solcherart eine im wesentlichen aufrechte Schichtfolge mit den jüngeren Anteilen im S anzeigend.

Im Liegenden dieser südlichen Flyschschuppe und im Kontakt zum Helvetikum sind im Plambachtal einige ältere Flysch-Schichtglieder vorhanden, die aber offenbar tektonisch isoliert sind. Ein sehr typischer, mit Coniac-Untersanton eingestuft Aufschluß von Oberen Bunten Schiefern liegt im Unterlauf des Steinbaches

bei der Bachgabelung in etwa 410 m SH. Besondere Erwähnung verdienen die Verhältnisse an der Helvetikum/Flysch-Grenze SE Rabenstein. Hier gibt es im Graben, der 1200 m E der Kirche von Rabenstein bei 390–450 m SH tief eingeschnitten ist und aus einem darüberliegenden Rutschgelände entwässert, zunächst Buntmergelserie (390 m SH), dann eine Flyschfolge mit grünlichen Glaukonitquarziten (?Gault) und dunklen, aber auch rötlichen Tonschiefern, Mergel mit Fucoiden, feinkörnigen kalkigen Sandsteinen und kieseligen Kalksandsteinbänken und eine deutliche dunkle mikritische Kalkbank. Die ganze Serie ist höchstens 40 m mächtig, das Alter ist durch Nannofossilien auf Campan–Maastricht eingeschränkt. Es könnte sich um eine Vertretung der Obersten Bunten Schiefer handeln. Darüber folgen einige Bänke von Sandstein, deren Granatmaximum Altlenzbacher Schichten vermuten läßt. Unmittelbar darüber folgt – ohne aufgeschlossenen Kontakt – der grobbankige Flysch mit Zirkonmaximum (Mittelpaleozän). Die sonst im Flysch so dominierenden tieferen Altlenzbacher Schichten des Maastricht und Unterpaleozän fehlen offenbar ganz.

1300 m weiter östlich (etwa 300 m N der Lukamühle im Deutschbachtal) sind im steilen östlichen Gehänge des Deutschbachtals graue, siltige Tonmergel in einer schiefrigen Fazies, die flyschunähnlich ist, deutlich aufgeschlossen. Sie haben ein Maastricht-Alter ergeben, vielleicht gehören sie zum selben Profil.

Ob diese Flysche eine stratigraphische Abfolge bilden oder tektonisch zu trennen sind, ist aufschlußbedingt nicht zu sagen. Jedenfalls ist dieses Profil bemerkenswert. Zwischen der Oberkreideserie und dem Mittelpaleozän kann es eine Schichtlücke geben, Tektonik, oder das Maastricht/Altpaläozän ist wenig mächtig und fossilarm, sodaß es hier nicht nachgewiesen werden konnte. Im Normalprofil des Rhenodanubischen Flysches ist es durch die enorm mächtigen Altlenzbacher Schichten vertreten, die gegen oben hin das gesamte Paleozän einschließen, dessen mittelpaleozäner Anteil eventuell mit dem hier auftretenden zirkonreichen Flysch vergleichbar wäre. Das eigenartige, dunkle und bunte Campan und Maastricht, das hier auftritt, ist aber abweichend von der Normalentwicklung. Jedenfalls läßt sich dieser südliche Flyschstreifen faziell nicht mit dem Streifen N Plambachtal vergleichen.

Ähnlichkeiten scheinen hingegen zur Stratigraphie der Laaber Decke im Wienerwald gegeben. Diese besteht aus der bunten Flyschfazies der Kaumberger Schichten (Oberkreide bis Campan, möglicherweise auch Maastricht). Das Dan/Mont ist zum Unterschied von den anderen Flyschdecken sehr spärlich. Dazu wird laut PREY ein geringmächtiger Flysch mit Glaukonit sandsteinen und dunklen Schiefen gezählt, unterbrochen durch Schichtlücken. Im Mitteleozän setzen dann die Laaber Schichten ein, eine typische Flyschfazies mit siliziklastischem Material (Hois-Schichten). Die Laaber Decke liegt im Wienerwald zwischen der Hauptklippenzone (= Helvetikum) und den Kalkalpen bzw. der St. Veiter Klippenzone (= Ybbsitzer Klippenzone) und hat damit die gleiche Position wie der südliche Flyschstreifen bei Rabenstein.

Gewisse Ähnlichkeiten sind also auffallend. Beweise können freilich erst dann geführt werden, wenn die Verbindung zum Wienerwald durch die Kartierung ge-

schlossen ist, aber die Vermutung, daß hier der westlichste Ausläufer der Laaber Decke entdeckt wurde, sei hiermit festgehalten.

Die Grestener Klippenzone (Helvetikum) ist im Plambachtal und Ödbachtal nur durch Buntmergelserie vertreten. Es handelt sich um die Fortsetzung der Klippenvorkommen W Rabenstein, worüber im Vorjahr an dieser Stelle berichtet wurde. Die Aufschlüsse im flachen Wiesengelände sind denkbar schlecht und beschränken sich auf die Bachansätze. Es herrschen die jüngeren Anteile vor (Paleozän bis Eozän), wobei die brekziös-konglomeratische Entwicklung stark vertreten ist. Das jüngste durch Nannofossilien nachgewiesene Alter ist oberes Lutet beim Hof Gering (Nannozone NP15).

Zur Tektonik

ist anzumerken, daß in den einzelnen Einheiten z.T. sehr unterschiedliche Gefügemerkmale erkannt wurden. Der nördliche Flyschzug fällt steil nach N bzw. überkippt nach S. Die Achsenrichtungen zeigen ein Abtauchen gegen E bzw. gegen ESE (im östlichen Teil). Zwischen diesem und dem südlichen Flyschzug ist die Buntmergelserie hochgepreßt, die wie üblich intensiv verschuppt ist, sowohl intern als auch mit den basalen Anteilen des überschobenen Flysches.

Im südlichen Flyschzug ist ein eher steiles Schichtfallen gegen S festzustellen, wobei die Folge aufrecht gegen S unter die Kaiserkogel-Deckscholle bzw. die Ybbsitzer Klippenzone einfällt. W Deutschbachtal ist der mittelpaleozäne Flysch auffallend reduziert und eine intensivere Verschuppung zu vermuten. Die Achsen streuen nördlich der Kaiserkogel Deckscholle in südliche Richtungen, ebenso wie in der Deckscholle selbst.

Während die Ybbsitzer Klippenzone bei Rabenstein nur sehr schmal und entsprechend gestört vorhanden ist, umfaßt sie im Sonnleitgraben zwei Schuppen, wobei die südliche auf die verfaltete nördliche aufgeschoben ist, die flach unter die Deckscholle einfällt bzw. auf den südlichen Flyschzug aufgeschoben ist.

Die Achsenrichtungen in der Frankenfesler Decke variieren in den verschiedenen Abschnitten stark. Im Gebiet W Deutschbach entsprechen die Richtungen der hier vorherrschenden Sattel-Muldenstruktur und tauchen sowohl gegen W als auch gegen E ab. Im Gebiet des Hirschkogels hebt die hier dominierende Mulde mit W-abtauchenden Achsen aus und taucht nach einer deutlichen Achsenkulmination im Oberlauf des Sonnleitgrabens gegen E wieder ab.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß sich auch hier wie schon weiter im W innerhalb der Flysch-Südschuppe, der Ybbsitzer Klippenzone und der Frankenfesler Decke übereinstimmende und gleichzeitige Verformungen nachweisen lassen, von denen die Flysch-Hauptdecke und die Grestener Klippenzone nicht betroffen sind. Ein auffallendes Rotieren der Achsenrichtungen in diesen südlichen Einheiten am Westende der Kaiserkogel-Deckscholle kann auf eine gemeinsame Querdeformation zurückgeführt werden, der die Deckscholle ihre Existenz und die Ybbsitzer Klippenzone im Sonnleitgraben ihre besondere Mächtigkeit verdanken.