

## **GEOLOGISCHE KARTIERUNG IM HOCHSCHWABGEBIET – ENTSCHEIDUNGSHILFE ZUR ABGRENZUNG VON QUELLEINZUGSGEBIETEN**

Gerhard BRYDA

### **Einleitung**

Genauere geologische Karten bilden die Planungs- und Entscheidungsgrundlage vieler Projekte in Industrie und Wirtschaft. Besondere Bedeutung kommt ihnen bei der Abgrenzung von Quelleinzugsgebieten zu.

Die beiden bevölkerungsreichsten Städte Österreichs - Wien und Graz werden aus Karstquellen und Brunnen im Hochschwabgebiet (Obersteiermark) mit Trinkwasser versorgt.

Aufgrund der großen Bedeutung dieser Wasservorkommen für die beiden Städte wurde daher im Rahmen der Bund- Bundesländerkooperation ein mehrjähriges, interdisziplinäres Forschungsprojekt mit folgender Zielsetzung gestartet:

- genauere Abgrenzung der Quelleinzugsgebiete
- Abflußdynamik der Quellwässer
- Abschätzung der Auswirkung möglicher Umwelteinflüsse
- Entscheidungshilfen zur rechtzeitigen Vermeidung von Nutzungskonflikten

Unser Team an der Geologischen Bundesanstalt wurde mit der Bereitstellung einer modernen, flächendeckenden geologischen Karte des Hochschwabgebietes beauftragt.

Zu Beginn des Projektes lagen jedoch nur zwei, das Hochschwabgebiet zur Gänze abdeckende geologische Karten vor. Das war einerseits die „Geologische Spezialkarte, Blatt Eisenerz, Aflenz und Wildalpen“ im Maßstab 1:75.000 - andererseits die „Geologische Karte der Steiermark“ im Maßstab 1:200.000. Das Blatt Eisenerz, Aflenz und Wildalpen wurde jedoch bereits 1926 ausgegeben - repräsentiert also den Wissensstand vor 75 Jahren. Zudem handelt es sich dabei noch um eine Schraffenkarte deren Inhalt nur mit großen Genauigkeitsverlusten in eine moderne topographische Karte übertragen werden kann. Diese Karte wurde in diesem Ausschnitt auch als Grundlage der „Geologischen Karte der Steiermark“ verwendet - die jedoch bereits in Folge ihres Maßstabes 1:200.000 nicht den, für hydrogeologische Fragestellungen notwendigen Detaillierungsgrad aufweist. Zur Erfassung des Gebirgsbaues, somit der Gestalt und Raumlage der Gesteinskörper mit ihren hydraulischen Eigenschaften, erschien daher eine geologische Neukartierung des Hochschwabgebietes unumgänglich.

Seit Projektbeginn 1992 wurde eine Fläche von 431 km<sup>2</sup> überwiegend hochalpinen Geländes kartiert und damit bereits ein Großteil des Hochschwabgebietes geologisch neu aufgenommen.

Die Bestimmung des Fossilmaterials wurde von Dr. Ilse Draxler (Geol. B.-A., Palynologie), Prof. Dr. Leo Krystyn (Univ. Wien, Conodontenstratigraphie, Dr. Olga Piros (MAFI Budapest, Dasycladaceenstratigraphie; s. Beitrag in diesem Band) übernommen, die damit wesentlich zum Gelingen des Projektes beigetragen haben. Die begleitende strukturgeologische Kartierung wurde von Dr. Kurt Decker u. Mitarbeitern (Univ. Wien) durchgeführt.

Die bisher erzielten Ergebnisse liegen nun als GIS (ARC-INFO) gestützte, digitale geologische Karte des Hochschwabgebietes im Maßstab 1:25.000 vor. Für den Abschluß des Projektes im Mai 2002 ist die genaue Dokumentation der kartierten Schichtglieder und des Probenmaterials sowie die Erstellung von Serienprofilschnitten und einer digitalen tektonischen Karte geplant.

## Ergebnisse der Kartierung

Im Vergleich mit den bei Projektbeginn bestehenden Karten die einfache, nur durch wenige Brüche zerlegte, aufrechte Schichtfolgen zeigen (SPENGLER 1926, Geologische Karte der Steiermark), sowie Vorstellungen (TOLLMANN 1976a, S. 373), die von einem einfachen Synklinal-Antiklinalbau des Gebiets ausgehen, ergibt die Neuaufnahme sowohl hinsichtlich der lithologisch-stratigraphischen Gliederung als auch des tektonischen Aufbaues ein wesentlich komplexeres Bild (s. Abb. 1).

Unverändert ist jedoch die deckentektonische Gliederung des Gebietes in die tektonisch liegende Göllerdecke (1) (Tirolikum) und die überschobene, tektonisch hangende Mürzalpendecke (3-5) (Juvavikum) sowie die am Süd- und Ostrand des Hochschwabgebietes unterlagernden Gesteine der Grauwackenzone mit ihrem stratigraphisch verbundenen Permomesozoikum (s. TOLLMANN 1976a S. 363)

Die Göllerdecke (1) ist im Norden des Arbeitsgebiets, im Bereich Kräuterspitze - Hochstadel, mit mächtigem Hauptdolomit und auflagerndem Dachsteinkalk vertreten. Der Kontakt zur südlich anschließenden Mürzalpendecke folgt einer annähernd WSW-ESE streichenden, sinistralen Blattverschiebung die als Teilstück der SEMP (Salzachtal-Ennstal-Puchberg -Linie, LINZER et al, 1990) angesehen werden muß. Die Säusensteinschuppe (2) wird im Süden durch die SEMP und im Norden durch eine annähernd W-E streichende Blattverschiebung begrenzt, an der Werfener Schichten und Gosausedimente eingeklemmt sind. Diese Störung wird durch die SEMP abgeschnitten und auch in ihrem weiteren Verlauf gegen Westen mehrfach von sinistralen Blattverschiebungen versetzt (Wildalpen ca. 1.5 km).

Die deckentektonische Stellung der Säusensteinschuppe (Teil der Göllerdecke oder eigenständige Schuppe?) konnte bis jetzt noch nicht befriedigend geklärt werden. Die in ihrer Westfortsetzung (Hinterwildalpen, Schwabental) auftretenden, mächtigen Karnserien (Reingrabener Schichten, Cidariskalk) sind jedoch außergewöhnlich und werden derzeit neu kartiert (s. TOLLMANN 1976a S. 370 - Teil des Tirolikums).

Innerhalb der, südlich der SEMP anschließenden Mürzalpendecke (3a,b 4a,b 5), sind nun aufgrund der Neuaufnahme zumindest zwei stratigraphisch, faziell unterschiedliche Schichtfolgen erkennbar:

**Schichtfolge 1** ist durch mächtigen Wettersteindolomit an der Basis, Leckkogelschichten und geringmächtige Reingrabener Schichten, Dachsteindolomit und Dachsteinkalk gekennzeichnet (Fölsfazies SPENGLER 1926 S. 50). Gebiete in denen diese Schichtfolge beobachtet werden kann sind der Grasberg NW Brandstein (3a innerhalb d. Türnachschenke), das Beilstein-Karlskogelmassiv und die Stangenwand-Deckscholle (5 Fölschuppe) südlich des Hochschwab Gipfels. Ob auch der Wettersteindolomitsockel der Zeller Staritzen als Teil dieser Entwicklung betrachtet werden muß oder das stratigraphisch Liegende der Zeller Staritzen bildet ist noch unklar und kann nur mit Hilfe der Dasycladaceenstratigraphie geklärt werden. Gleiches gilt für das Wettersteindolomitareal westlich der Kläfferquellen.

**Schichtfolge 2** umfaßt den Großteil der Mürzalpendecke in diesem Abschnitt und ist durch einen +/- einheitlich entwickelten Sockel (Permoskyth - Pelson) mit Werfen Formation, Gutensteiner Dolomit und Kalk sowie Steinalmkalk gekennzeichnet. Über diesem Sockel entwickelt sich im Ladin eine ausgedehnte, in Lagune, Riff, und Vorriff gliederbare Karbonatplattform (Wettersteinkalk). Am Südrand des Hochschwabgebietes, zwischen Gollrad im Osten und der Sonnschienenalm im Westen, ist der stark tektonisierte Übergang der Karbonatplattform ins Becken erhalten.

# Geologische Karte des Hochschwabgebietes

( Übersicht - stark vereinfacht )

- 5 FÖLZSCHUPPE
- 4a 4b HOCHSCHWABSCHUPPE } M-D
- 3a 3b TÜRNACHSCHUPPE } M-D
- 2 SÄUSENSTEINSCHUPPE
- 1 GÖLLERDECKE

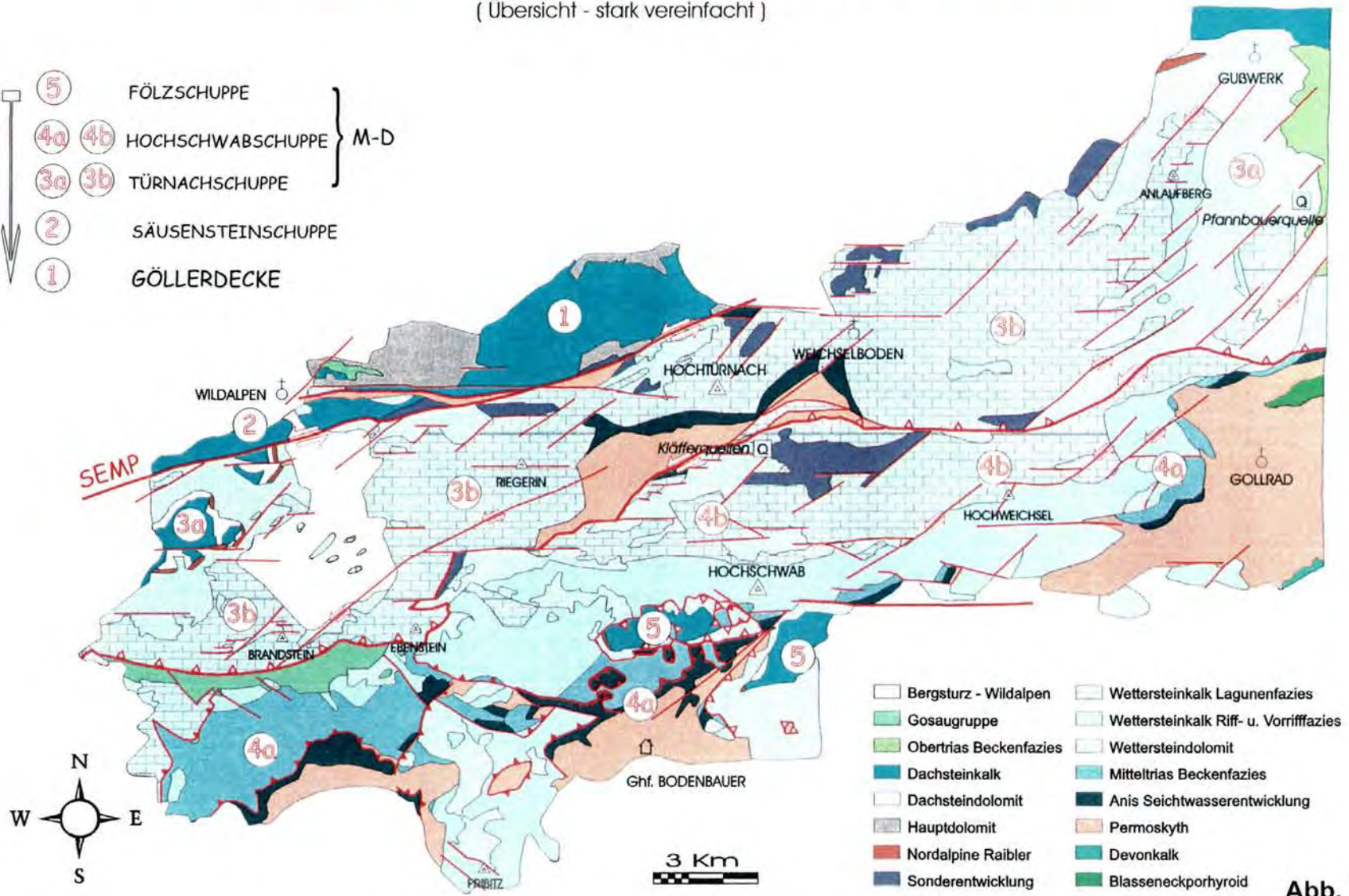


Abb. 1

# Stratigraphie und Fazies des Hochschwabmassivs

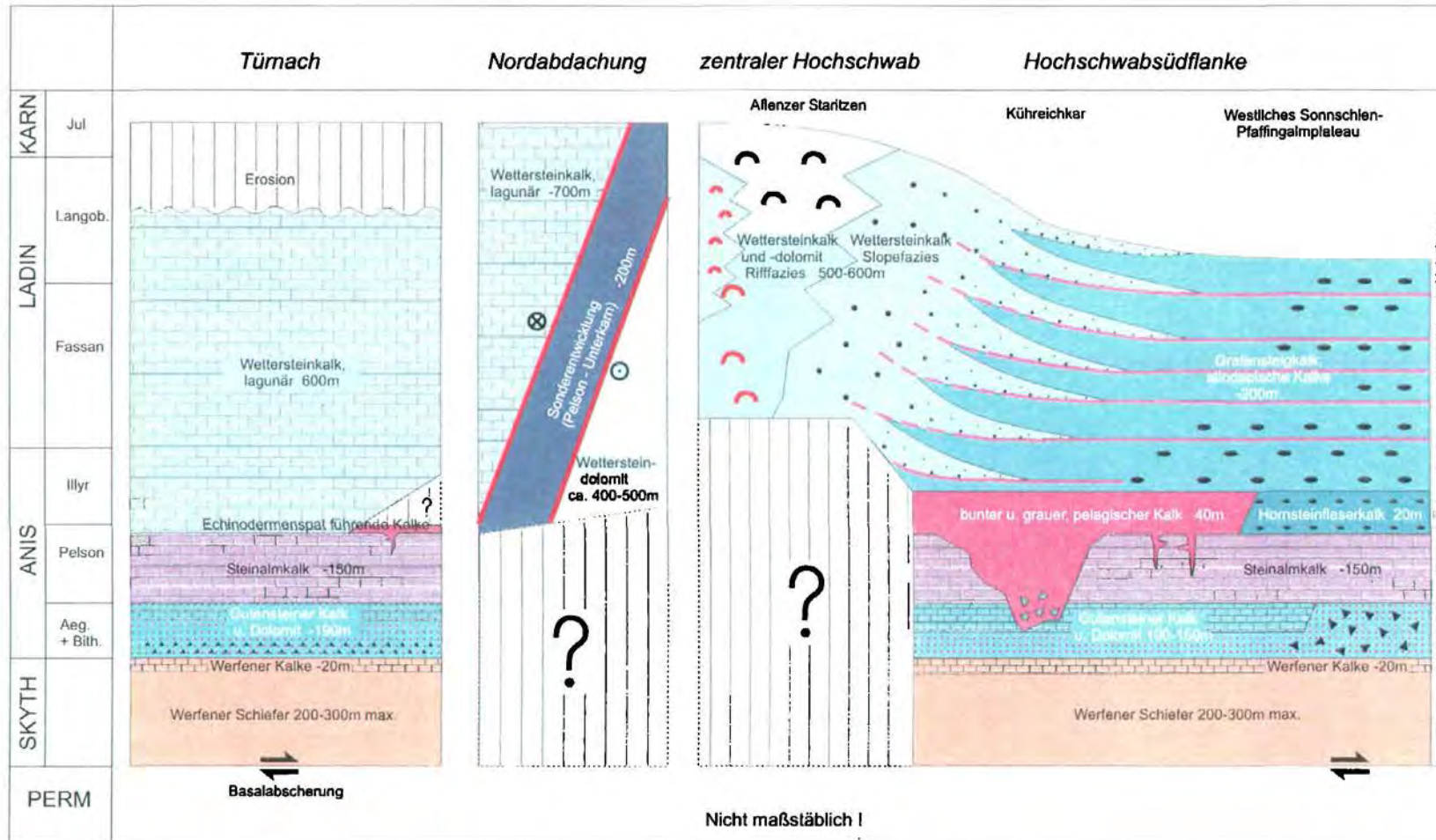


Abb. 2

Der Aufbau dieser Karbonatplattform sowie ihres zugehörigen Hang- und Beckenbereiches soll nun anhand von Abbildung 2 erläutert werden:

Das Profil Türnach steht stellvertretend für den riffernen, hochlagunären Teil der Karbonatplattform. Nach MOSER (in Endbericht 1996 zu Forschungsprojekt WA 4A / F1994 S.35) setzen die Gutensteiner Schichten an der Nordostseite der Riegerin und Südseite des Hochtürnach über Werfener Kalken mit mittelgrauen, dünn-schichtig-flasrigen, dolomitischen Kalken ein. Diese enthalten Einschaltungen von dunkelgrauen Dolomiten und Dolomitbrekzien und erreichen etwa 100m Mächtigkeit. Im Hangenden folgt eine ca. 90m mächtige Wechselfolge gut gebankter ( dm), dunkelgrauer Dolomite und Kalke die häufig Crinoiden und Bivalven führen. Der Steinalmkalk setzt als basal dunkelgrau gefärbter, im Meterbereich gebankter, Dasycladaceen und Onkoide führender Kalk ein, der sich gegen das Hangende rasch hellgrau färbt und dann faziell u. lithologisch vom überlagernden, ladinischen, lagunären Wettersteinkalk nur mehr mit Hilfe der Dasycladaceenstratigraphie abgetrennt werden kann.

PAVLIK (in Endbericht 2000 zu Forschungsprojekt WA 4A /F1998 & StA 028n S.15) berichtet von blaßrosa bis gelblichgrau gefärbten, häufig Crinoidenspat führenden Kalken die er im Hangschutt am Fuß der Riegerin, des Hochtürnach und des Mieskogels bei Weichselboden aufsammeln konnte. Conodontenfaunen (det. L. Krystyn) ergaben ein pelsonisches Alter dieser Spatkalke. Vergleichbare Spatkalke sind, gemeinsam mit rosa-grünlich gefärbten, feinlaminierten Kalkmergeln in den Bankungsfugen des basalen Steinalmkalkes ( wenige Meter über dem Kontakt zum liegenden Gutensteinerdolomit ) am Jagdsteig im unteren Gehartsbachgraben/Pfaffenstein ( ÖK 101 Eisenerz ) bei 940m ü. A. anzutreffen. Die aus ihnen gewonnenen Conodontenfaunen (det. L. Krystyn) ergaben ebenso ein Pelsonisches Alter.

Proben 12/00 *Paragondolella bifurcata* BUD. & STEF.  
14a/00 *Paragondolella bulgarica* BUD. & STEF.

Ob es sich in beiden Fällen um Spaltenfüllungen von pelagischen Kalken im Steinalmkalk handelt, konnte bis jetzt noch nicht geklärt werden. Auffällig ist jedoch, daß im Arbeitsgebiet bisher keine Übergangstypen einer pelagischen Fazies in den lagunären Wettersteinkalk gefunden werden konnten - die jedoch zu fordern wären. Entweder wurden diese vor Ablagerung des lagunären Wettersteinkalkes erosiv entfernt, oder die beschriebenen Crinoidenspatkalke treten an der Basis des Steinalmkalkes auf und die Sedimentation des Steinalmkalkes geht nahtlos in die des lagunären Wettersteinkalkes über, was ich für zutreffender halte.

Am Südrand des Hochschwabplateaus ist der Übergang der Karbonatplattform in die zeitgleichen Beckensedimente zu erkennen. Durch die intensive Tektonik ist im Gelände jedoch nie ein vollständiges, ungestörtes Profil dieses Riff-Beckenüberganges erhalten. Abbildung 2 zeigt daher ein aus verschiedenen Teilprofilen rekonstruiertes Bild dieser Riff-Becken Verzahnung. Die generelle Entwicklung des permoskythisch bis anisichen Sockels ist im Wesentlichen dem Hochtürnach-Profil vergleichbar. Unterschiede bestehen jedoch in der faziellen Ausbildung der Gutensteiner Schichten. So ist am Südrand der Gutensteiner Dolomit das dominante Gestein. Dieser ist entweder als dunkelgrauer, steriler, im Dezimeterbereich gebankter Dolomit mit erkennbarer Lamination bis hin zu deutlich erkennbaren hellgrauen Algenlaminiten (südlich Häuselalm) ausgebildet, oder ist als massiger Brekziendolomit (meist hellgraue, angulare Dolomitkomponenten in einer geringer dolomitischen, feinkörnigen dunkelgrau – schwarzen Matrix) zu erkennen. Der Gutensteiner Kalk tritt als dunkelgrau bis schwarz gefärbter, Dezimeter bis ca. 30 cm gebankter, ebenflächiger, Dolomitlagen und Knauern führender Kalk in geringer Mächtigkeit (max . 20m ) als Basis des überlagernden Steinalmkalkes auf.

Die Fossilführung des dünnbankigeren Typs ist meist gering und auf Echinodermenspat beschränkt; die dickbankigeren Typen sind dem Steinalmkalk bereits sehr ähnlich.

Im oberen Pelson wird die Seichtwassersedimentation des Steinalmkalkes von pelagischen Sedimenten abgelöst. Innerhalb der Schichtfolge am Südrand des Hochschwabmassives sind im Hangenden des Steinalmkalkes sowohl geringmächtige graue- bunte pelagische Kalke (Sonnschienplateau) als auch dunkelgraue-schwarze Hornsteinflaserkalke (südlich Hochstein) aufgeschlossen. Biostratigraphische Daten (Conodontenstrat.) aus beiden Sedimenttypen sprechen für ihre vergleichbare zeitliche Reichweite. Über beiden setzt innerhalb des Fassan 1-2 der Grafensteigkalk (s. HOHENEGGER J. & LEIN R. 1977) als bereits von den Schüttungen der Wettersteinkarbonatplattform beeinflusstes, randnahes Beckensediment ein.

Gegenüber den Hornsteinflaserkalken stellen die grauen bis bunten pelagischen Kalke den überwiegenden Teil der pelagischen Sedimente im Hangenden der anisischen Flachwassersedimente, bzw. dringen als Spaltenfüllungen tief in diese ein, oder lagern teilweise mittels Erosionskontakt direkt über Gutensteinerdolomit.

Im Gelände sind sowohl dünn- bis mittelbankige, knollig-welligschichtige, Hornsteinknollen und Lagen führende, als auch massig wirkende Typen zu erkennen.

Die knollig-welligschichtigen Typen zeichnen sich meist durch intensivere Färbung (schweinenrosa) in Folge stärkerer Kondensation aus. An Makrofossilien sind Ammoniten in Steinkernerhaltung charakteristisch. Die dickbankig bis massig wirkenden Typen innerhalb der grauen bis bunten pelagischen Kalke zeigen für Resedimente typische Sedimentstrukturen. Überwiegend pelagische Komponenten (bunte – hellgraue Mikrite, teilweise filamentführend) sind in vergleichbare Mikrite oder eine Grundmasse aus bräunlichgelb gefärbtem Hornstein eingebettet. Immer wieder sind Komponenten aus Gutensteiner Dolomit (selten auch möglicher Steinalmkalk) sowie Blöcke aus Tuffiten zu erkennen. Zwischen Komponenten und als Füllung annähernd schichtflächenparalleler Spalten (gelegentlich "en echelon"-Anordnung) treten grobblättrige, radial fibröse Zemente auf. Zerbrochene, umgelagerte Reste dieser „Zementkrusten“ bilden häufige Intaklasten. Resthohlräume werden oft von feinlaminiertem Internsediment ausgefüllt.

Alle soeben beschriebenen Merkmale belegen Gleitvorgänge im teillithifizierten Sediment und sprechen für eine Ablagerung der dickbankigen, grauen bis bunten pelagischen Kalke als slumpdebriflow Sediment innerhalb eines gegliederten Ablagerungsraumes (s. TUCKER E., WRIGHT, P 1990 S.260). Ihre maximale Mächtigkeit kann mit 40m abgeschätzt werden. Die zeitgleichen Hornsteinflaserkalke weisen eine vergleichsweise geringere Mächtigkeit von 20m auf.

Der Grafensteigkalk kann im Gelände als variabel (wenige Zentimeter bis Dezimeter) gebankter, ebenflächig bis knollig-welligschichtiger, hell- bis dunkelgrau gefärbter, teilweise Hornsteinknollen und -lagen führender, allodapischer Kalk angesprochen werden. Gesteinsfarbe und Bankungsdicke sowie auch die Hornsteinführung schwanken mit dem Biogenschuttgehalt. Hellgrau gefärbte Typen weisen bereits im Handstück deutlich erkennbare, gradierte (Biogen-)Schuttlagen auf und zeichnen sich meist durch größere Bankmächtigkeiten und geringer Verkieselung aus. Dunkelgrau gefärbte, mikritische Typen sind bei stärkerer Verkieselung meist knollig-welligschichtig ausgebildet. Als Endglied dieser Entwicklung sind schwarze Filamentmikrite oder auch gelblichgrau-rosa gefärbte, selten Ammoniten führende Kalke anzutreffen.

Innerhalb der gesamten Schichtfolge sind im Bereich der Bankfugen immer wieder gelblich-braune bis flaschengrüne Bestege, oder, meist geringmächtige Lagen aus tuffitischem Material zwischengeschaltet. An wenigen Stellen (westlich Zinken, Kar zwischen Beilstein und Kloben, Wetzsteinhöhle, In den Kastellen) erreichen die Tuffite Mächtigkeiten im Meter Bereich. Die zahlreichen gradierten Schuttlagen innerhalb des Grafensteigkalkes können als Teilsequenzen von Karbonatturbiditen aufgefaßt werden. An mehreren Stellen (Sonnschienplateau- am Weg zur Androthalm / Bildstatt) konnten im Grafensteigkalk eingeschaltete, bis 1.5m mächtige, den grauen

bis bunten pelagischen Kalken ähnliche Sedimente (Resedimente) angetroffen werden. Bunte mikritische Lagen, können auch in den, mit dem Grafensteigkalk verzahnenden, zum Plattformrand zunehmend größeren Biogenschutt führenden Kalken beobachtet werden ( s. Abbildung 2).

Der primäre Ablagerungsraum dieser bunten Mikrite dürfte sich am Hang unmittelbar oberhalb des Grafensteigkalkes befunden haben, den der Schutt der Plattform normalerweise in Rinnen durchläuft (Sedimentbypassregion). Durch Sedimentauflast oder Bodenunruhe induzierte Hanginstabilitäten führen zum Abgehen von Debriten aus diesem Bereich.

Als stratigraphische Reichweite des Grafensteigkalkes kann aufgrund von Conodontendaten das gesamte Langobard bis Jul 1/1 angegeben werden. Ihre Mächtigkeit dürfte am Hochschwab 200 Meter erreichen.

Lateral und gegen das Hangende geht der Grafensteigkalk, unter Zunahme der Schüttungen aus dem Plattformbereich, und bei zunehmend hellerer Gesteinsfarbe und größer werdenden Bankabständen in einen Gerüstbildner führenden, hellen Schuttkalk über. Mit abnehmender Entfernung zum Riff wirken die Kalke zunehmend massiger; aus größerer Entfernung ist eine Bankung im 10er Meter Bereich erkennbar. Gleichzeitig stellen sich großoolithische Zemente ein. Die Kalke weisen jedoch immer noch eine sehr helle, beinahe weiße Gesteinsfarbe auf ("Heller Massenkalk"). Bereits in den hellen Schuttkalken können Blöcke schwarzer Birdseyekalke (teilweise mit *Teutloporella herculea* STOPPANI), die aus dem unmittelbaren Rückriffbereich stammen müssen, angetroffen werden. Im oberen Hangbereich erreichen diese Blöcke teilweise mehrere Meter Durchmesser. Bunte, mikritische Einschaltungen werden seltener.

Als charakteristischer Bewohner dieses Ablagerungsraumes spielen Tubiphyten als inkrustierender und sekundär gerüstbildender Organismus eine bedeutende Rolle ( s. BRANDNER R. & RESCH W. 1981; S. 215)

Der Übergang in die großoolithisch zementierten, meist dunkel gefärbten Plattformrandbrekzien ist schleifend und nicht exakt fassbar. Im unmittelbaren Rückriffbereich sind im Übergang zum lagunären Wettersteinkalk schwarze Birdseyekalke mit Solenoporaceen und oft massenhaft auftretenden Dasycladaceen charakteristisch. Im oberen Ring ( Hochschwab Nordseite ) sowie im südwestlichen Teil der Zeller Staritzen sind in diesem Bereich kleinere Patchreefkomplexe zu beobachten. Die am Hochschwab angetroffenen Faziestypen und ihre Anordnung innerhalb der Wettersteinkalkplattform sowie im Übergang zur Beckensedimentation entspricht weitgehend den von LOBITZER H. et al. (1990 S. 139ff.) beschriebenen Verhältnissen.

Betrachtet man die Anordnung (s. Abb.1) der nun beschriebenen Schichtfolgen (Schichtfolge 1 u. 2) im Hochschwabgebiet, so stellt man fest, dass im Gebiet unmittelbar südlich der SEMP Schichtfolge 1 (Wettersteindolomit Sockel, überlagernde Obertrias) von Schichtfolge 2 (Wettersteinkalkplattform mit Sockel) überlagert wird. Diese Annahme wird durch Dasycladaceenfunde im Wettersteindolomit der Schichtfolge 1 (*Teutloporella herculea* STOPPANI; Langobard bis Unterkarn und in den lagunären Wettersteinkalken der Schichtfolge 2 ( *Diplopora annulata annulata* HERAK & *Diplopora annulatissima* PIA; tiefes Ladin) gestützt – vgl. dazu PIROS O. et al. (in diesem Band). Für den Bereich Zeller Staritzen und Hochschwab Nordseite werden gleiche Verhältnisse angenommen. Im Gegensatz dazu lagern am Südrand des Hochschwabgebietes wiederum Teile der Schichtfolge 1 ( Fölschuppe = Festlbeilstein, Karlhochkogel, Stangenwand Deckscholle südwestlich Hochschwab) über Schichtfolge 2.

Ich nehme daher an, dass Schichtfolge 1 u. 2 einander überschiebende Faziesdecken/Schuppen der Mürzalpendecke darstellen. Über Alter und Kinematik der Überschiebung liegen aus dem Hochschwabgebiet jedoch noch keine Daten vor – möglicherweise wurden sie im Rahmen des NW gerichteten Überschiebungsbaues im Zeitraum Kreide bis Alttertiär (LINZER H.-G. et al.; 1995, S.41ff.) angelegt.

Die tektonische Position der Gesteine der Sonderfazies (Mitteltrias-Becken bis Beckenrandentwicklung – Beschreibung bei PIROS O., et al.; in diesem Band) sowie ihre ursprüngliche Position relativ zur Mitteltriasplattform ist noch ungeklärt. Aufgrund der großen stratigraphischen Reichweite des Beckens (zB. Edelbodental: Illyr bis Jul s. dieser Band) und der Einschaltung in hochlagunären Wettersteinkalk ohne Entwicklung einer Randfazies, kann es sich ursprünglich keinesfalls an der Stelle befunden haben, an der es heute anzutreffen ist. Auffällig ist, dass die Gesteine der Sonderfazies entweder am Nordrand der Mürzalpendecke entlang der SEMP bzw. nahe am Kontakt zur Göllerdecke, oder in der Nahtzone zwischen den beiden Duplexsystemen (s. folgender Text) – Türnachschuppe/Hochschwabschuppe zu finden sind.

Dieser alte Schuppenbau innerhalb der Mürzalpendecke wurde nun von der jüngeren Tektonik mehrfach zerschnitten. Zuerst im Alttertiär von südvergenten Rücküberschiebungen, dann im Miozän, im Zusammenhang mit der lateralen Extrusion der Zentralalpen und der Anlage des SEMP Störungssystems (DECKER et al., 1994 a) kam es zur Ausbildung von konvergenten Blattverschiebungsduplexen im Hochschwabgebiet (s. DECKER & REITER, in diesem Band) die für das heutige Erscheinungsbild des Hochschwabmassives prägend waren.

Innerhalb der Mürzalpendecke im Hochschwabgebiet können nun mehrere Duplexsysteme / Schuppen unterschieden werden:

- Die Türnachschuppe 3a,3b wird im Norden durch die SEMP und im Süden durch ein System aus NE-SW streichenden, linksseitigen Blattverschiebungen und kinematisch gekoppelten S-SW gerichteten Überschiebungen begrenzt, welches im Süden des Hochschwabplateaus in eine möglicherweise bereits vorher bestehende Überschiebung von Wettersteindolomit und Kalk (3b Brandstein) über Gosasedimente einmündet.
- Die Hochschwabschuppe 4a,4b wird im Norden durch das beschriebene Blattverschiebungssystem und im Süden von im Seetal Ost-West streichenden Blattverschiebungen bis zum Trawiessattel und dann durch die Überschiebung der Fölzschuppe 5 über die Hochschwabschuppe im Trawiestal, bzw. subparallel zu dieser laufenden jüngeren Blattverschiebungen begrenzt. Die Hochschwabschuppe läßt sich zudem in die Hochschwab Nordabdachung (Wettersteindolomit im Liegenden, lagunärer Wettersteinkalk im Hangenden) inkl. Edelbodenduplex und in die Hochschwabsüdflanke 4a gliedern. Der Kontakt der beiden Teile folgt zwischen Griesstein, Turm, nördlich des Hochschwab einer Ost-West streichenden Blattverschiebung, die in ihrer Ostfortsetzung (Hochweichsel, Aflenzer Staritzen) von NE streichenden Blattverschiebungen sinistral versetzt wird. Im Gebiet der Hochweichsel und nördlich davon sind zudem zahlreiche N-NE fallende Überschiebungsbahnen angelegt.
- Die Fölzschuppe 5 zerfällt in zwei Teile: Den südlich des Trawies-Seetal-Störungssystems gelegenen Hauptteil mit mächtigem Wettersteindolomitsockel und auflagernder Obertrias (im Bereich des Reidelstein's östlich Ghf. Bodenbauer sind an der Basis der Fölzschuppe noch überfahrene Reste der Hochschwabschuppe – hoch deformierte Gutensteiner S., Steinalmkalk und auflagernde pelagische Sedimente – sowie Haselgebirge erhalten) und die südwestlich des Hochschwabgipfels gelegene, der Hochschwabschuppe überschobene Stangenwanddeckscholle. Im Zuge der Überschiebung der Stangenwanddeckscholle wurde der permoskythisch-anisische Sockel der Hochschwabschuppe sowie die auflagernden Becken-Hangsedimente unter gleichzeitiger Scherung zu einer überkippten Antiklinale aufgerichtet. Am Hochstein-Zinken, Kloben, Beilstein – bis zum Wetzsteinkogel liegen anisische Becken u. Seichtwassersedimente invers – steil überkippt auf stark deformierten ladinischen Beckensedimenten (Grafensteigkalk, helle Schuttkalke) Im Bereich des Sackwiesensees (Sackwiesenschuppe s. TOLLMANN A. 1976a S. 374) wird der östliche Teil der Hochschwabschuppe dem südwestlich gelegenen Teil an einer offenbar steil abtauchenden Bewegungsfläche überschoben.



## Das Einzugsgebiet der Kläfferquellen

Grundlage der Abgrenzung eines geologisch möglichen Einzugsgebietes einer Quelle ist das Verständnis der hydraulischen Eigenschaften der am Gebirgsbau beteiligten Gesteine und die dreidimensionale Erfassung des Gebirgsbaues in Verbindung mit strukturgeologischen Modellen. Diese lassen Aussagen über den zeitlichen und mechanischen Ablauf der Deformation und die hydraulischen Eigenschaften von Störungssystemen zu.

Zur Gewinnung dieser Daten ist eine detaillierte geologische Kartierung mit begleitender Faziesanalyse, Biostratigraphie und strukturgeologischen Aufnahmen erforderlich. Ein aufgrund dieser Methodik definiertes Einzugsgebiet entspricht dem maximal zu erwartenden Einzugsgebiet einer Quelle mit zusätzlichen Hinweisen über die mögliche Abflussdynamik der Quellwässer. Zusätzlich sind im verkarsteten Festgestein Aussagen über die Lage und Orientierung bevorzugter Fließwege bzw. besonders verletzlicher Bereiche (Quellschutz!) möglich.

Zu genaueren Aussagen über Verweildauer/Abflussdynamik von Quellwässern sowie über die Vorgänge an den Grenzflächen Gestein-Boden-Atmosphäre muß jedoch zusätzlich zu den etablierten hydrogeologisch/hydrographischen Arbeitsweisen eine breite Methodenpalette aus verschiedensten Forschungsbereichen (Meteorologie, Geodäsie, Biotechnologie usw.) angewandt werden. Da jede dieser Methoden, die Geologie eingeschlossen, Unschärfen und Lücken aufweisen – kann nur eine Kombination der Methoden und iterative Vorgangsweise zu besseren Ergebnissen führen.

Die Abgrenzung des Einzugsgebietes der Kläfferquellen (s. Abb.3) wird durch die folgenden Faktoren maßgeblich beeinflusst:

- Hydraulische Eigenschaften der Gesteine (primär: Werfener Schiefer – nicht verkarstungsfähig, Stauer; Gutensteiner Dolomit schlecht verkarstungsfähig, teilweise hohe Trennflächendichte bei guter Bankung, in seinen weiteren Eigenschaften dem Wettersteindolomit vergleichbar; Steinalmkalk – gut verkarstungsfähig mit mittlerer Trennflächendichte, Beckensedimente – gut verkarstungsfähig mit hoher Trennflächendichte bei Fehlen toniger Zwischenmittel und nicht zu starker Hornsteinführung; Wetterstein Riff- und Riffschuttkalk – gut verkarstungsfähig, geringe Trennflächendichte; Wettersteindolomit – gering verkarstungsfähig, hohe Trennflächendichte, leichte Erodierbarkeit, Hemmer; Sonderfazies – mäßig bis wenig verkarstungsfähig, hohe Trennflächendichte.
- Dolomite neigen bei hoher mechanischer Beanspruchung zu Ausbildung von dichten Dolomitekatasiten.
- Gut deformierbare Werfener Schiefer können vom basalen Abscherhorizont der Mürzalpendecke an kompressiven Blattverschiebungsduplexen / flower structures an Blattverschiebungen teilweise beträchtlich gehoben und verschliffen werden und bilden dann steilstehende, bereichsweise dichte, wandartige Strukturen.
- Die größeren Störungen durchschlagen den Deckenkörper bis an seine undurchlässige Basis und zeigen teilweise intensive Verkarstung. Sie ermöglichen also das rasche und tiefe Eindringen von Niederschlagswässern bzw. hohe Fließgeschwindigkeiten parallel zum Störungsverlauf. Besonders große Dolinen treten gehäuft an der am Hochschwab Hauptkamm Ost-West streichenden Störung auf, die gegen Osten mehrfach von NE-SW streichenden Störungen versetzt wird.
- Die Raumlage der Grenzflächen zu den Nachbarduplexen ist aus der Kartierung bekannt oder lässt sich aus dem Deformationsmodell ableiten.

# Vermutete Einzugsgebiete der Kläfferquellen und des Trawiesbaches

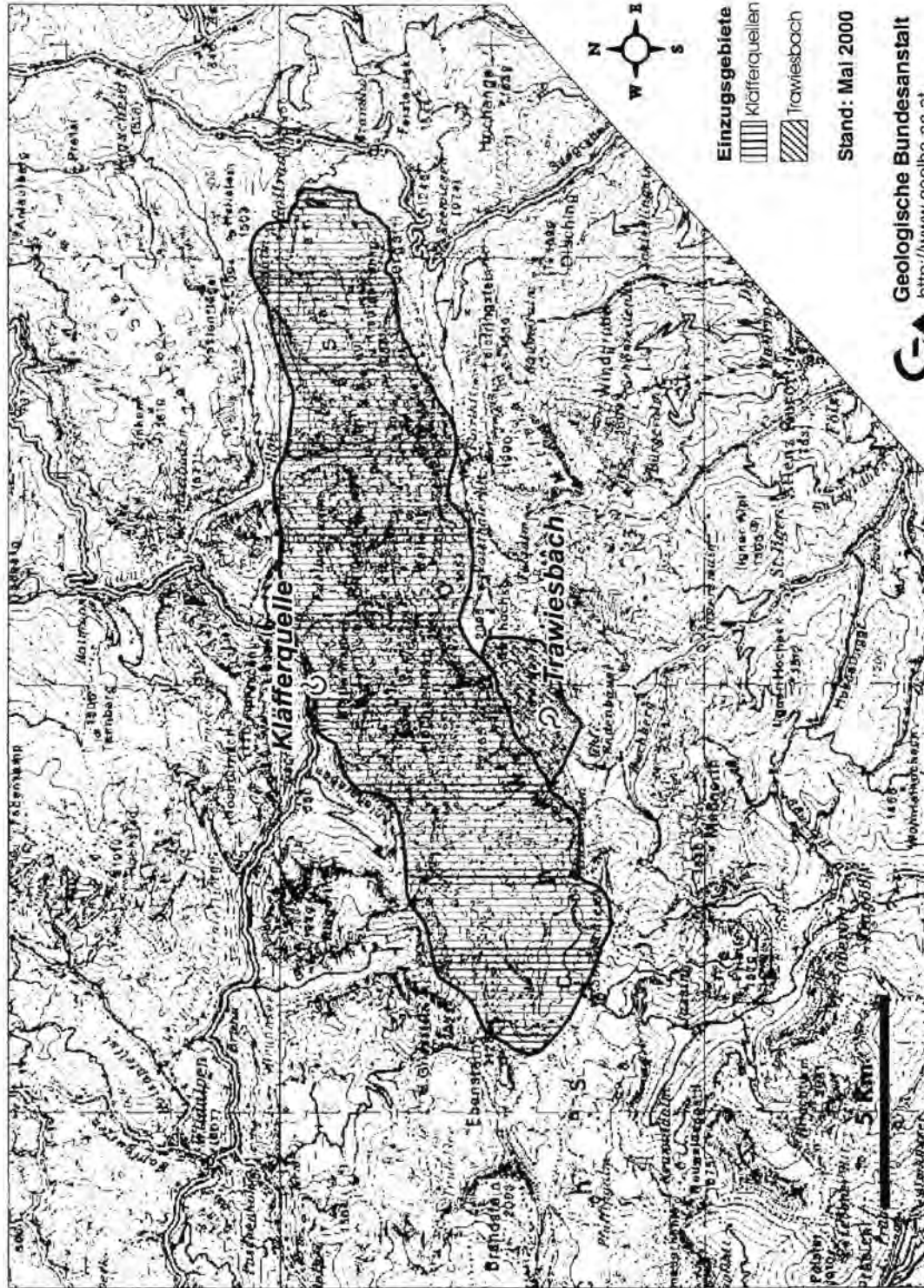


Abb. 3

Die geologisch mögliche Einzugsgebietsgrenze der Kläfferquellen stellt sich folgendermaßen dar:

Die Quellaustritte liegen nahe dem Nordrand der Hochschwabschuppe im Verschnittbereich der in dieser Schuppe tektonisch eingeschalteten Sonderentwicklung mit dem lagunären Wettersteinkalk und jüngeren, N-S streichenden Querstörungen, welche die an E-W streichenden Störungen zutretenden Karstwässer sammeln und zum Austritt bringen. Die nördlich der Salza anstehenden, undurchlässigen Werfener Schiefer des Sockels der Türnachschuppe bilden den nördlichen Grenzverlauf des Einzugsgebietes vom Turm südlich der Riegerin, über Göttenbach, Schwaigtal bis zum Miessattel in die Höll. Der weitere Grenzverlauf folgt Dolomitkataklasiten im Geißgraben weiter zum Dolomitsockel der Dippelwand. Bei heftigen Niederschlägen erfolgt über den Dolomitsockel der Dippelwand Oberflächenabfluß, der die Schwemm- und Schuttfächer der Hinteren Höll alimentiert und in weiterer Folge die Höllbachquellen speist. Weiters kann für den Bereich Unterer Ring bei stockwerkartiger Entwässerung mit einem Übertritt von Karstwasser in den Porenquifer der Höllbachquellen gerechnet werden (s. auch STADLER H. & STROBL E. 1997, S. 125 ; 1998 S. 10). Überschneidungen der Einzugsgebiete der Kläfferquellen und der Höllbachquellen sind daher wahrscheinlich, aber anteilmäßig schwer zu quantifizieren. Zwischen Hinterer Höll und Nestwald übernehmen die Kataklasite im Wettersteindolomit des Kastenriegels, die sich unter der Schuttbedeckung des Ramertales fortsetzen, die Rolle des Stauers. Die Ostbegrenzung des Einzugsgebietes bilden, vom hinteren Bachbauergraben über den Wandfuß der Kastellen bis hin zur Quelle ins hintere Bruchtal, die stauenden Werfener Schiefer der Hochschwabschuppen-Basis. Die Südgrenze verläuft sodann entlang einer markanten Schuppenbahn unterhalb des Krautgartenkogels zum Dolomit des Sampelboden und der Bösen Mauer in den Lettanger, dem Talschluß des Seetales. Auch hier speisen die Oberflächenwässer der Rinnen des Großen- und Kleinen Kamp während Starkregenereignissen oder während der Schneeschmelze die Schutt und Schwemmfächer des Seetales. Ab der Florlhütte folgt der weitere Einzugsgebietesverlauf dem, in der Untern Dullwitz und Voisthalergasse – Obere Dullwitz angelegten Störungssystem. Die Werfener Schichten dürften sich nördlich dieses Störungssystems in Hochlage befinden und sind auch im Stangenkar möglicherweise unter dem Schutt der Voisthalergasse anstehend. Von der Oberen Dullwitz verläuft die Grenze über den Dolomit der Hinterwiesen südlich des Trawiessattels. Tiefreichende Schächte, die bis nahe dem Talbodenniveau des Seetales hinabreichen, wurden an Ost-West streichenden Störungen angelegt und könnten Teile von Karstwasser ins Seetal einspeisen. Westlich der Hinterwiesen verläuft die Einzugsgebietesgrenze an der Nordflanke des Trawiestales entlang des Dolomitsockels von G'Hacktstein, Wetzsteinkogel und Beilstein weiter zum Türndl. Am Fuß des Hochstein zieht die Grenze weiter über die Häuselalm zum Sackwieskogel und Plotschboden. Den Abschnitt von der Sackwiesenalm-Sackwieskogel-Plotschboden-Hocheck nördlich Sonnschienhütte bildet die Rücküberschiebung im Bereich der Sackwiesenschuppe. Die Westgrenze des Einzugsgebietes zieht im Sockelbereich des Kleinen Ebensteins über den großen Ebenstein durch die Lang-Eibel-Schlucht zum Dolomit der Brunnmauer und schließt sich in den Werfener Schichten des Turm.

## Dank

Im Namen unserer Arbeitsgruppe ist den folgenden Institutionen



**Bundesministerium für  
Bildung, Wissenschaft  
und Kultur**

**Land Steiermark      Stadt Wien, MA31 Wiener Wasserwerke**

für die finanzielle Unterstützung dieses mehrjährigen Forschungsprojektes zu danken, ohne die eine so detaillierte Bearbeitung des Hochschwabgebietes nicht möglich gewesen wäre.

Unser besonderer Dank gilt auch folgenden Personen

Dr. Kurt Decker	Uni Wien	Strukturgeologie
Dr. Ilse Draxler	Geol.B.-A.	Palynologie
Prof. Dr. Leo Krystyn	Uni Wien	Conodontenstratigraphie
Dr. Olga Piros	MAFI Budapest	Dasycladaceenbiostratigraphie
Dr. Franz Stojaspal	Geol.B.-A.	Molluskenstratigraphie

die uns durch Ihre wissenschaftlichen Beiträge unterstützt und wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

## Literatur:

- BRANDNER R., RESCH, W. 1981: Reef development in the middle triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. - In: SEPM Special Publication No. 30, S. 203–231, Ed. Donald Francis Toomey, Tulsa.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. 1994 a: Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“, der Zentralalpen. Jb. Geol. B.-A., 137, 5-18, Wien
- HOHENEGGER J., LEIN R. 1977: Die Reifflinger Schichten des Schneeberg – Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. 24, S.203-261, Wien.
- LINZER H.-G., RATSCHBACHER L., FRISCH W. 1995: Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt off the Northern Calcareous Alps.- In: Tectonophysics 242, S. 41-61 , Elsevier Science, Amsterdam
- LOBITZER H., MANDL G.W., MAZULLO S.J. & MELLO J. 1990: Comparative Study of Wetterstein Carbonate Platforms of the easternmost Northern Calcareous Alps and Western Carpathian Mountains: Preliminary Results.- In: Minarkova D. & Lobitzer H. (Ed.): Festiv Volume Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia, S. 136-158, Wien (Geol. B.-A.) – Prag (UUG) 1990.
- MANDL G. W. et al. 1996: Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet.- Folgeprojekt: Hochschwab Ost und Aflenzler Staritzen, WA4a/F1996 & StA 028m.- unveröff. Forschungsbericht , Geol.B.-A.
- MANDL G. W. et al. 2000: Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet.- Endbericht zum Projektzeitraum 1.Juni 1998 – 31.Mai 2000.- unveröff. Forschungsbericht, Geol.B.-A.
- SPENGLER, E. & STINY, J. 1926: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75 000, Blatt Eisenerz, Wildalpen, Aflenz.- Nr. 4954, Geol.B.-A., Wien.
- SPENGLER, E. & STINY, J. 1926: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – Geol. B.-A., Wien.
- STADLER H., STROBL E. 1997: Karstwasserdynamik Zeller Staritzen Endbericht.- Bericht Joanneum Research / Institut für Hydrogeologie und Geothermie, 139 S., Graz.
- STADLER H., STROBL E. 1998: Karstwasserschutz und Karstwasserdynamik Hochschwab – 2. Arbeitsjahr.- Report zu Projekt STA 28K/96 Joanneum Research / Institut für Hydrogeologie und Geothermie, 29 S., Graz.
- STADLER H. 2000: Karstwasserschutz und Karstwasserdynamik Hochschwab - 3. Arbeitsjahr.- Report zu Projekt STA 28K/98 Joanneum Research / Institut für Hydrogeologie und Geothermie, 35 S., Graz.
- TOLLMANN A. 1976a: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik., 457 S., 7 Taf., Deuticke, Wien
- TUCKER E., WRIGHT P. 1990: Carbonate Sedimentology.- 482 S, Blackwell Scientific Publications, Oxford.