

Zur Geologie des Funtenseegebietes

Franz Jaskolla, Günther Kohlhammer und
Joachim Schmolin

Inhalt:

1. Einleitung
2. Geologische Geschichte des Gebietes um den Funtensee
3. Stratigraphie
 - 3.1 Trias
 - 3.1.1 Skyth - Werfener Schichten
 - 3.1.2 Anis - Reichenhaller Schichten, Anisischer Dolomit und Anisischer Massenkalk
 - 3.1.3 Ladin bis Unterkam
 - 3.1.4 Kam
 - 3.1.5 Nor
 - 3.1.5.1 Allgemeines
 - 3.1.5.2 Dachsteinkalk
 - 3.1.5.3 Grenze Trias-Jura
 - 3.2 Jura
 - 3.2.1 Rote Lias-Kalke
 - 3.2.1.1 Roter Lias-Kalk
 - 3.2.1.2 Roter Knollenkalk
 - 3.2.1.3 Eisen- und Mangan-Oxid-Krusten und -Knollen
 - 3.2.2 Plassenkalk
 - 3.3 Quartär
 - 3.4 Pleistozäne Moränen
 - 3.5 Holozän
 4. Zur Hydrogeologie
 - 4.1 Entstehung
 - 4.2 Wasserbilanzierung das Einzugsgebiet
 - 4.2.2 Niederschlag P und Verdunstung E
 - 4.3 Abflußmenge D
 - 4.4 Das Abflußsystem
 5. Zur Tektonik
 - 5.1 Einführung
 - 5.2 Allgemeiner Bau
 - 5.3 Spezieller tektonischer Bau
 - 5.3.1 Die Funtenseemulde
 - 5.3.2 Störungen
 - 5.3.3 Photogeologische Aspekte
 - 5.4 Ableitung einer tektonischen Entwicklungsgeschichte für den Bereich südlich des Königssees
 6. Literatur

1. Einleitung

Bereits im vorigen Jahrhundert wurde das Interesse einiger Geologen auf das Gebiet des Steinernen Meeres und besonders auch auf den Funtensee und die südöstlich von ihm gelegenen Gebietsteile gelenkt.

Bedeutende Namen, wie GÜMBEL, BÖSE, HAUG und HAHN, finden sich in der Erforschungsgeschichte die-

ses Gebietes. Diese Geologen beschäftigten sich z. T. intensiv mit älteren Gesteinsserien, die auf jüngeren Bildungen lagern, so daß das sonst ziemlich eintönige Bild der geologischen Karte des Steinernen Meeres im Gebiet des Funtensees abwechslungsreicher gestaltet wird.

Die erste genauere Bearbeitung des Gebietes um den Funtensee geht auf WIRTH (1928) zurück. Seine Ergebnisse wurden z. T. mit in die Karte des Königssee-Gebietes von LEBLING et al. (1935) übernommen. Erst 1978 erfolgte im Rahmen einer Diplomarbeit eine Neukartierung durch SCHMOLIN.

Die jüngste geologische Karte erstellte KOHLHAMMER, 1982, ebenfalls im Rahmen einer Diplomarbeit.

Vorliegende Zusammenstellung der geologischen Verhältnisse um den Funtensee beruht im wesentlichen auf den Arbeiten von SCHMOLIN und KOHLHAMMER.

2. Überblick zur Geologischen Geschichte des Gebietes um den Funtensee

Die ältesten, um den Funtensee auftretenden Sedimente, die tonig-schiefrigen Werfener Schichten des Skyth, wie auch die Reichenhaller Dolomite und der anisische Dolomit, wurden in einem ruhigen Ablagerungsmilieu weit unter der Wellenbasis des Tethysmeeres abgelagert.

Die dunklen Farben und eine schwache Bankung dieser Sedimente sprechen für Sauerstoffarmut und sehr geringe Wasserbewegung bis ins Anis hinein. Der anische Massenkalk (ZANKL, 1960) zeigt schon sehr helle Farben. Vom Ladin an treten dunkle Carbonate ganz zurück.

Ab der anischen Stufe unterteilte sich der Ablagerungsraum des Oberostalpins in 3 unterschiedliche Faciesbereiche (Abb. 1)

- Die Hallstätter Facies mit relativ geringen Mächtigkeiten entspricht dem ehemaligen Beckenbereich im Süden, bzw. innerhalb der Dachsteinkalk-Überfacies (Hallstätter Kanäle).

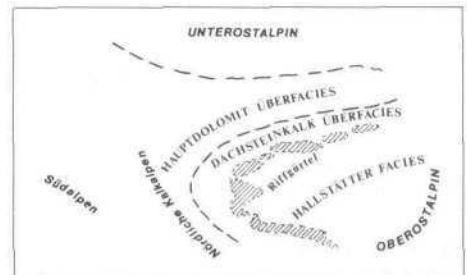


Abb. 1: Schematische Verteilung der Faciesräume in den Nördlichen Kalkalpen vor der Deckenüberschiebung.

— Die Dachsteinkalküberfacies mit der Berchtesgadener Facies kennzeichnet den nach N anschließenden Rifff- und Lagunenbereich.

— Die bayerisch-tirolische Facies und Vorarlberger Facies nehmen als Hauptdolomitüberfacies einen weiteren im NW anschließenden Lagunen- und Flachwasserbereich ein.

Die Berchtesgadener Facies weist Verzahnungen sowohl mit der bayerisch-nordtirolischen, als auch mit der Hallstätter Facies auf.

Alle 3 Faciesbereiche lagen während der Sedimentation südlich des heutigen Alpenhauptkammes. Sie wurden erst während der alpinen Orogenese in ihre heutige Lage gebracht (vgl. Tektonik).

Das mächtigste und verbreitetste Schichtglied im Steinernen Meer ist der Dachsteinkalk. An seiner Basis ist er eher massig. Die Bankung (Lofertzyklen FISCHER, 1964, zum Hangenden hin) entstand durch periodische Meeresspiegelschwankungen, so daß sich Lagunen-, Strand- und Auftauchsedimentationsraum, aber zum ersten Mal auch Riffschutt- und zentraler Riffbereich als zentraler Sedimentationsraum abwechselten.

Es ist umstritten, ob diese mächtigen Carbonatplattformen an der Wende Trias/Jura ganz über dem Meeresspiegel auftauchten und somit der Verwitterung ausgesetzt waren; liassisch verfüllte Karstformen lassen dies trotz fehlender klastischer Sedimente vermuten (SCHOLL & WENDT, 1971, JURGAN, 1967, SCHMOLIN, 1978, KOHLHAMMER, 1981, VOLK, 1981).

Mit Beginn des Jura teilte sich der bis dahin relativ einheitliche Sedimentationsraum des Tirolikums in zahlreiche kleine Becken und Schwellen auf. Im Roten Liaskalk (roter Knollenkalk) konnten sich zu dieser Zeit Hämatit- und Manganoxide anreichern, die ihm die charakteristische rote Farbe gaben.

Auch im Malm noch war der Ablagerungsraum flachmarin und wellenbewegt mit einzelnen Rifften (Plassenkalk, STEIGER, 1980).

Während der ganzen Trias und auch noch im Jura entsprach das Klima etwa dem der heutigen Tropen oder Subtropen.

Kreidesedimente sind, von einigen fragwürdigen, kleinen Restvorkommen abgesehen (z. B. am Simetsberg), nicht aufgeschlossen.

Während des Tertiärs, nach der Hebung des gesamten Alpenraums, war das ganze Gebiet einer starken Erosion ausgesetzt.

Im Pleistozän hinterließen die eiszeitlichen Gletscher Grund- und Endmoränen, auf denen sich vereinzelt Seen bilden konnten. In diesen Seen lagerten sich schließlich im Holozän postglaziale Seetone und See- kreiden als jüngste Sedimente ab.

3. Stratigraphie

[zurück zum Inhaltsverzeichnis](#)

3.1 Trias

3.1.1 Skyth - Werfener Schichten

Die Werfener Schichten sind das älteste Schichtglied, das im beschriebenen Gebiet ansteht. Sie konnten nur im Rennergraben direkt am Weg, der von der Forsthütte »Am Stein« zur Feldalm führt, nachgewiesen werden. Hier liegen in 1.715 m NN cm-große, graue bis graublaue Schüppchen auf dem Weg, die aus tonigen, schwach sandigem Material bestehen. Unter der Lupe sind wenige feine Glimmerplättchen (Muskovit) zu sehen.

Die Schichtflächen scheinen stark verbogen und gekniet worden zu sein. Diese Erscheinungen hängen wohl mit der N-Bewegung der überlagernden Schub-scholle des Hahnenkammes zusammen. Fossilien konnten nicht gefunden werden.

Die Ausdehnung der Werfener Schichten beschränkt sich bei SCHMOLIN auf ein schmales Band, das etwa 2 bis 3 m mächtig ist. LEBLING et al. (1935) und auch KOHLHAMMER (1982) zeichnen in ihre Karten eine etwas größere Ausdehnung der Werfener Schichten Richtung Forsthütte ein.

Die Werfener Schichten sind im Flachsee- bis Litoralbereich abgelagert (nach Sedimentstrukturen, wie Schrägschichtung, Oszillationsrippeln, u. ä.). Das Detritusmaterial stammt aus Liefergebieten mit sedimentären, magmatischen und metamorphen Gesteinen (BARTH, 1968, S. 165, ROSSNER, 1971, S. 10).

3.1.2 Anis - Reichenhaller Schichten, Anisischer Dolomit und Anisischer Massenkalk

SCHMOLIN beschreibt als einzige anisische Gesteinsserie die Reichenhaller Schichten, während KOHLHAMMER in Reichenhaller Schichten, Anisischen Dolomit und Anisischen Massenkalk untergliedert (ZANKL, 1960).

Die Reichenhaller Schichten, die möglicherweise vom Oberskyth bis zum Unter-Anis reichen, sind im allgemeinen dunkle, dünn-schichtige Kalke mit Fluoritgehalt. Wurstelbänke können auftreten, ebenso sandige Mergelkalke, dunkle crinoidenhaltige Kalke, vor allem aber mächtige Rauhwracken. Ferner erscheinen häufig geringmächtige Lagen von Sedimentbrekzien; mitunter ist auch Gips zu finden. Als Synonym wird auch der Begriff »Reichenhaller Brekzie« verwendet (TOLLMANN, 1976a, S. 68).

Die Reichenhaller Schichten wurden im Untersuchungsgebiet nur im Rennergraben auf der südlichen Bachseite gefunden. Es handelt sich um ein schwarzes, plattiges Gestein, das gelbbraun verwittert.

Die Hauptmasse des Gesteins ist dolomitisch mit calcitischen Adern.

Nach oben geht der Reichenhaller Dolomit ohne scharfe lithologische Grenze in den unteren, noch relativ dunklen Ramsaudolomit über. Die Hornsteinlagen verschwinden, teilweise schalten sich dünne, helle Bänke ein. In vereinzelt Lagen kann der Kalk-Gehalt erheblich ansteigen.

Die Mächtigkeit beträgt bei SCHMOLIN nur etwa 8 m, denn nur hier finden sich Hornsteinlagen; die darüber lagernden Gesteinsschichten rechnet er, trotz der noch dunklen Farbe des Gesteins, schon zum Ramsaudolomit. KOHLHAMMER dagegen läßt den Ramsaudolomit erst dort beginnen, wo wirklich die rein weiße Farbe und die »Zuckerkörnigkeit« des typischen Ramsaudolomits auftritt. Ein direkter Beweis für die eine oder andere Betrachtungsweise läßt sich nicht finden.

Der »Anisische Dolomit« KOHLHAMMER's findet sich nur als Liegendes der juvavischen Schubscholle südöstlich des Grünsees (vgl. Kap. Tektonik). Darüber lagert »Anisischer Massenkalk«, der als blaßroter bis hellbrauner, scharfkantig brechender, mit zahlreichen dunkelroten bis violetten Drucksuturen ausgestatteter, massiger Kalk auftritt.

3.1.3 Ladin bis Unterkam - Ramsaudolomit

An der Nordseite des Hahnenkamms gehen die Reichenhaller Schichten in einen helleren, undeutlich gebankten Dolomit über (SCHMOLIN, 1978). Dieser wird von WIRTH (1929) dem Ramsaudolomit der tirolischen Unterlage gleichgestellt. Am Grünseebrunnen (E-Ufer des Königssees), westlich der Sagereckwand und am Mausalpeck am Schrainbach ist er als dunkelgrauer, schichtungsloser und fossilärmer Dolomit aufgeschlossen. Während er am Hahnenkamm größtenteils deutlich geschichtet ist, ändert sich das Aussehen zum Stuhlgrabenkopf. Die Bänke werden dünner und vielfach ist eine ausgeprägte Schichtung in 2 cm starke Bänke festzustellen.

Erst südlich des E-W-streichenden Bruches, der den Hahnenkamm in zwei Teile zerlegt, findet man den Ramsaudolomit, der dem der Typolokalität am nächsten kommt. Das Gestein besteht hier aus hellgrauem bis rein weißem, zuckerkörnigem, feinkristallinem, vielfach porös-zelligem und feinkristallinem Dolomit. Der Dolomit verwittert, um den Stuhlgrabenkopf, stark grüsig. Im Gegensatz zum Dachsteinkalk zeigt er weiche Geländeformen. Am Fuß von Steilwänden bilden sich ausgeprägte Schutthalden.

Entlang eines NW-SE-verlaufenden Bruches, der zwischen dem SW-Ausläufer der Stuhlwand und dem Hahnenkamm/Stuhlgrabenkopf nach NW in die Verebnungsfläche des Hahnenkamms (1.865 m NN) hineinzieht, tritt z. T. stark zertrümmerter, z. T. bankiger Ramsaudolomit auf. Die Ausbildung ähnelt den obersten Partien am Stuhlgrabenkopf. Die Verwitterungsfarbe ist weißgrau bis gelbbraun. Untypischerweise bricht das Gestein fast muschelartig.

Die Mächtigkeit ist im Arbeitsgebiet nicht eindeutig zu ermitteln, da die Hangendgrenze zum Dachsteinkalk, bzw. zum Dachsteindolomit fehlt und aufgrund von Schollenbewegungen eine Schichtverdoppelung eingetreten sein kann.

Nach den Geländebefunden dürfte der Ramsaudolomit (sensu strictu) eine Mächtigkeit von mindestens 150 m erreichen.

3.1.4 Kam

Karnische Gesteine treten im Bereich des Funtensees nicht auf.

3.1.5 Nor

3.1.5.1 Allgemeines

Die Gesteine des Nor verteilen sich auf folgende Facies-Regionen (vgl. TOLLMANN, 1976a, S. 189 f.):

- Die Hauptdolomit-Facies beschränkt sich im Hauptabschnitt der Kalkalpen auf den Nord- und Westteil.
- Die Dachsteinkalk-Facies mit dem schon im Nor vorhandenen Dachsteinkalk ist auf den südlichen Teil der Kalkalpen vom Raum Lofer aus nach Osten hin beschränkt. In diese Dachsteinkalk-Facies schalten sich die Hallstätter Facieszonen in zwei Ästen ein.

Im Nor lagern sich Hauptdolomit und Plattenkalk im Norden in einer breiten lagunären Flachwasserzone ab. Gegen Süden hin ist ein Dachsteinkalk-Riffkomplex vorhanden, der in seiner heutigen Erhaltung auf den Mittel- und Ost-Abschnitt der Kalkalpen beschränkt ist. Dieser Riffkomplex stellt kein einheitliches Barriere-Riff dar, sondern war durch schmale verästelte Becken (Kanäle) durchzogen.

3.1.5.2 Dachsteinkalk

Die Dachsteinkalk-Entwicklung zieht sich von den Loferer Steinbergen im Westen durch die Südzone der Kalkalpen nach Osten und baut hierbei die großen Hochgebirgsstöcke der Kalkhochalpen im sog. Juvavikum und im Tirolikum auf. Die Bildung dauert vom Nor bis ins Rhät ohne eine ausgeprägte lithologische Grenze dazwischen.

Die Arbeit von FISCHER (1964) erwies sich als richtungsweisend für die Kenntnis des geschichteten Dachsteinkalks vom Loferer Typus. Er dürfte an der Rückseite eines Riffes, bzw. in der Lagune eines Riffgürtels entstanden sein.

Es handelt sich im allgemeinen um graue Kalke mit manchmal leicht violett-roter Pigmentierung, deren Grundmasse aus Mikrit besteht. Zum Mikrit kommen als Ailocheme Pellets und Ooide hinzu, sie machen zusammen meist nicht mehr als etwa 10 % aus. Biogene

und Bioklaste sind z. T. bis zu ca. 60 % enthalten. Die organischen Reste sind meist sehr stark umkristallisiert.

Ein Großteil der im Gebiet vorhandenen Dachsteinkalke wurde in einer Schlamm-(mud)Facies abgelagert. Sie sind als Pelsparite, Pelmikrite und Mikrite ausgebildet. Der Anteil von Komponenten beträgt in diesen Fällen unter 10 %. An Mikrofossilien finden sich hauptsächlich Involutina und Ostracoden. Die häufigsten Megafossilien sind Gastropoden und Lamellibranchienbruchstücke, Megalodonten (z. T. in Lebenstellung) und Korallenstücke (*Thecosmilia clathrata*, die bis 3 - 4 cm Durchmesser erreichen können). Nur an einer Stelle konnten Algenstromatolithen beobachtet werden (am Weg zum Toten Weib, 2.010 m NN). Sie entsprechen dem Loferit (= B-Glied des Cyclothems) von FISCHER (1964).

Die Bankmächtigkeit des Dachsteinkalkes beträgt bis 8 Meter.

Der oben beschriebene Dachsteinkalk gehört mit seinem Hauptanteil in die norische Stufe. Ohne lithostratigraphisch erfaßbare Grenze geht er in den »Dachsteinkalk in rhätischer Facies« über. Nach KUNKEL (1929, S. 456) zeigt er größere Mannigfaltigkeit durch Einschaltung von gelblich-braunen, sehr fossilreichen Kalkbändern, die durch Zunahme des Tongehaltes in Schmitzen oder dünne Lagen von Mergeln gekennzeichnet sind.

Die Gesamtmächtigkeit des Dachsteinkalkes kann im Untersuchungsgebiet nicht ermittelt werden, da das Liegende nicht aufgeschlossen ist. Nach HAHN (1913) beträgt sie für die gesamte Abfolge zwischen 700 und 1.000 Metern.

In manchen Bänken, besonders im höheren Teil des Untersuchungsgebietes, treten vielfach die »schwimmenden Scherben« im Dachsteinkalk auf. Es handelt sich im allgemeinen um scharf begrenzte, tief- bis hellrote, manchmal gelbliche, teils fein laminierte, oft eckige Schmitzen im grauen Dachsteinkalk. Sie wurden im wesentlichen von LEUCHS & UDLUFT (1926) beschrieben und gedeutet. Sie führen die Rotfärbung auf die Zufuhr von terrigenem Material (Roterde, Laterit) zurück. Die Zuführung erfolgte durch Wind- und Wassertransport. Die »Schwimmenden Scherben« sind damit verfüllte Hohlräume in Riff-Bereichen. Der Herkunft der färbenden Mineralien vom Land widersprechen FLÜGEL & TIETZ. Sie meinen, das Fehlen von allitischen Mineralien und der geringe Aluminium- und Kaolingehalt in den rotgefärbten Partien stellen die terrigene Zufuhr in Frage. Dagegen stellen sie die Hypothese auf, daß es sich bei den färbenden Mineralien um einen Lösungsrest handle, der im Riffkalk selbst entstanden sei, hier angereichert wurde und in Riff-Hohlräume eingedrungen sei.

3.1.5.3 Grenze Trias-Jura

Bis in jüngste Zeit war die Grenze Trias/Jura in den Nördlichen Kalkalpen ein sehr umstrittenes Thema.

Aufgrund der Lagerung der Trias- und Jura-Sedimente wie auch faciesmäßig, stellt sie eine *Diskontinuität* dar, ohne jedoch eine Winkeldiskordanz zu zeigen. Die bereits im obersten Rhät eingeleiteten, kleinräumigen Hebungen und Senkungen des Meeresbodens im Tethysraum führten zu einer Unterteilung des Sedimentationsraumes in zahlreiche Einzelbecken und Schwellen, die kaum einen Zusammenhang zu den triassischen Faciesbereichen aufweisen. Die Rifffaltungen und die Mächtigkeiten der Sedimentationsfolge gehen, von vereinzelt Beckensedimenten abgesehen, stark zurück. Durch die räumlich und zeitlich rasch wechselnden Faciesräume kommt es zu einer Vielfalt verschiedener Sedimente, von Mergeln, Kiesel- und Tonschiefern in den Beckenbereichen bis zu bunten, ungeschichteten Kalken in den Schwellenbereichen.

Von KOHLHAMMER wurde die nordöstlich der Feldalm gelegene, im Gelände recht markante Erscheinung des *Dachsteinkalk-Verwitterungshorizonts* in die Karte mit aufgenommen. Es handelt sich um einige m² bis einige 10 m² große Bereiche reichen Dachsteinkalks, in Wechsellagerung mit einer sedimentären Brekzie, die mit rotem liassischem Kalk verbacken ist. Daneben treten auch Bereiche mit rein rotem Kalk auf. Dieser Horizont entspricht wohl einer Karstoberfläche an der Grenze Rhät/Lias, wobei die Bereiche der rein roten und rot verbackenen Gerollen kleinen Becken und Gräben entsprechen. Die reinen Dachsteinkalkbereiche spiegeln ehemalige Erhebungen wider. Im Gelände ist dieser Horizont durch seine nochmals verstärkte Verwitterungsanfälligkeit relativ gut auszumachen, da der ganze Bereich von kleinen Dolinen und Schwinden übersät und von tiefen Karren durchzogen ist. Die Mächtigkeit ist stark schwankend, dürfte aber 50 m nicht überschreiten.

Einige Hinweise, wie z. B. die kreisförmige Dolinenausbildung, die jetzt mit sedimentärer Dachsteinkalkbreccie verfüllt ist, und das Auftreten deutlicher Karstflußkanäle, sprechen, trotz des Fehlens einer typischen Strandsedimentation, für eine Hebung und Verkarstung wenigstens im Tidenbereich.

3.2. Jura

Eine Behandlung der im Arbeitsgebiet vorkommenden Schichten des Jura nach stratigraphischen Gesichtspunkten muß aufgrund fehlender zeitbestimmender Mikro- und Makrofossilien und fehlender vollständiger Normal-Profile unterbleiben. Stattdessen wurde der Jura in der geologischen Karte lithologisch gegliedert in Rote Lias-Kalke (Crinoidenkalk) und Hornstein-Brekzien-Kalke (Plassenkalke).

3.2.1 Rote Lias-Kalke

Den größten Teil der im Kartierungsgebiet anstehenden Jurasedimente nimmt der Rote Lias-Kalk ein. Er läßt sich wegen seiner z. T. leuchtend roten Farbe im Gelände gut vom darunterliegenden grauen Dach-

steinkalk oder dem darüberliegenden grauen Hornstein-Brekzien-Kalk unterscheiden.

Der diskordant auf dem Dachsteinkalk auflagernde Rote Lias-Kalk läßt sich in 2 verschiedene Faciestypen untergliedern, die sich vertikal und horizontal vertreten können.

3.2.1.1 Roter Lias-Kalk (Bezeichnung nach FABRICIUS, 1966, S. 44)

Meist wird der Rote Lias-Kalk (= Echinodermenspatkalk) als »Hierlatzkalk« bezeichnet. Da sich aber der Begriff in neuerer Zeit mehr und mehr verwischt hat, schlägt FABRICIUS (s.o.) auch den Namen »Crinoiden-Kalk« vor.

Es handelt sich im Untersuchungsgebiet um rote, teilweise grau-weiße Echinodermenspatkalke mit vorwiegend Crinoidendetritus. Der gut geschichtete Biosparit besteht meist aus stark korrodierten Crinoiden, teilweise auch aus dickschaligen Ostracoden. Die Matrix besteht aus grobkristallinem Calcit (Sparit) und enthält nur wenig terrigenen Quarz.

Der Rote Lias-Kalk ist eine Bildung der Seichtwasserfacies (vgl. TOLLMANN, 1976a, S. 319). Dafür spricht nach FABRICIUS (1966, S. 45) die Faciesnachbarschaft mit Oolith, die gelegentlich auftritt und das Zurücktreten der Matrix in manchen Rote-Lias-Kalk-Serien.

Megafossilien konnten nicht gefunden werden. An Mikrofauna finden sich Crinoidentrümmer, Foraminiferen und Ostracoden.

3.2.1.2 Roter Knollenkalk

Nach oben und seitlich kann der Rote-Lias-Kalk vom Roten Knollenkalk vertreten werden. Der Begriff »Roter Knollenkalk« wurde von FABRICIUS (1966, S. 52) für die eigentlich gebräuchliche Bezeichnung »Adneter Kalk« gewählt. Nachdem unter »Adneter Kalken« auch calcilitische Rotsedimente verstanden werden, die den Kalken der Typlokalität von Adnet nicht entsprechen, ist der Begriff »Roter Knollenkalk« vorzuziehen, zumal er ja auch wesentlich anschaulicher ist und stratigraphisch an den Lias gebunden ist.

Es handelt sich um rote bis violette, lutitische Kalke. Die Schichtung ist uneben und weist alle Übergänge zur Knollenbildung auf. Unterschiede im Kalkgehalt bedingen das typische, knoilig-flasrige Aussehen. Oft treten in einer relativ einheitlichen Grundmasse hellere, rote, kalkigere Knollen auf, deren Größe von wenigen Millimetern bis über 10 cm schwanken kann. Diese Knollen können dem Gestein ein konglomeratisches Aussehen verleihen. Die Begrenzung der Knollen ist meist scharf und deutlich, jedoch können auch völlig kontinuierliche Übergänge auftreten.

Über die Frage der Ablagerungstiefe der Roten Knollenkalke wurde viel diskutiert.

Man kann nach heutigem Kenntnisstand davon ausgehen, daß er die Beckenfacies des alpinen Lias darstellt;

die Ablagerungstiefe dürfte zwischen 200 und 500 m gelegen haben.

Während keine näher bestimmbareren Megafossilien gefunden wurden, treten Mikrofossilien häufiger auf (u. a. Involutine, Ostracoden, Holothurien und Crinoiden).

Das Alter der Roten Knollenkalke wurde von SCHOLL & WENDT (1971, S. 86) mit Sinemurium bis Pliensbachium angegeben.

Der beste Aufschluß von Roten Knollenkalke im Arbeitsgebiet ist ein steiler Anriß 20 m NNE der verfallenen östlichen Feldalm (1.790 m NN).

3.2.1.3 Eisen- und Mangan-Oxid-Krusten und -Knollen

Nach SCHOLL & WENDT (1971, S. 86) werden Sedimentationsunterbrechungen in der höheren Liasabfolge im allgemeinen durch Eisen-Mangan-Oxid-Krusten dokumentiert. Solche Krusten sind kurz unter dem Gipfel des Funtenseetauern in 2.500 m NN häufig zu finden. Die flächenhafte Ausdehnung ist jedoch so gering, daß sie in der Karte nicht ausgeschieden wurden. 50 m nördlich des unteren Ausläufers des Lederer-Köpfls (2.000 m NN) sind im Roten Knollenkalk Horizonte oder Krusten mit Mangan-Knollen eingelagert. Die Knollen haben einen Durchmesser von meist ca. 2 cm (max. bis 15 cm).

GERMANN (1971, S. 138 f.) nimmt Fällungsmechanismen als Ursache der Krusten- und Knollenbildung an. Am Aufbau sind Organismen beteiligt. Zur Genese der Mn-Anreicherung bemerkt er, daß für die Zufuhr im marinen Bereich neben festländischen und submarinen Verwitterungslösungen und dem aus dem darunterliegenden Sedimenten aufsteigende Konvektionsstrom auch hydrothermale, überwiegend vulkanogene Lösungen in Frage kommen.

Schon 1958 hatte GRUSS eine exhalativ-sedimentäre Entstehung der carbonatischen Mn-Vorkommen der Berchtesgadener- und Salzburger Alpen angenommen.

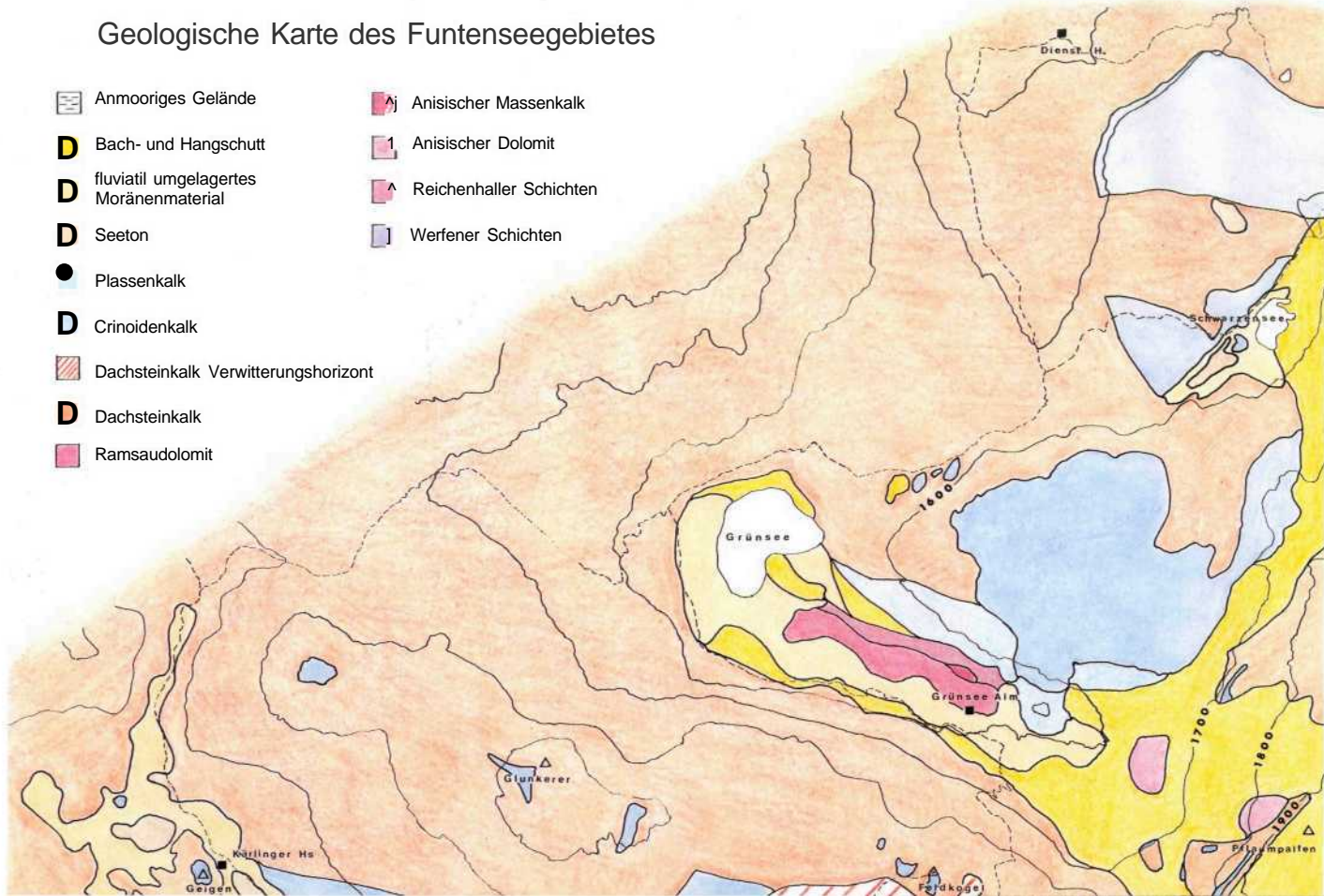
3.2.2 Piassenkalk (Jura-Hornstein-Breccien-Kalk: Malm)

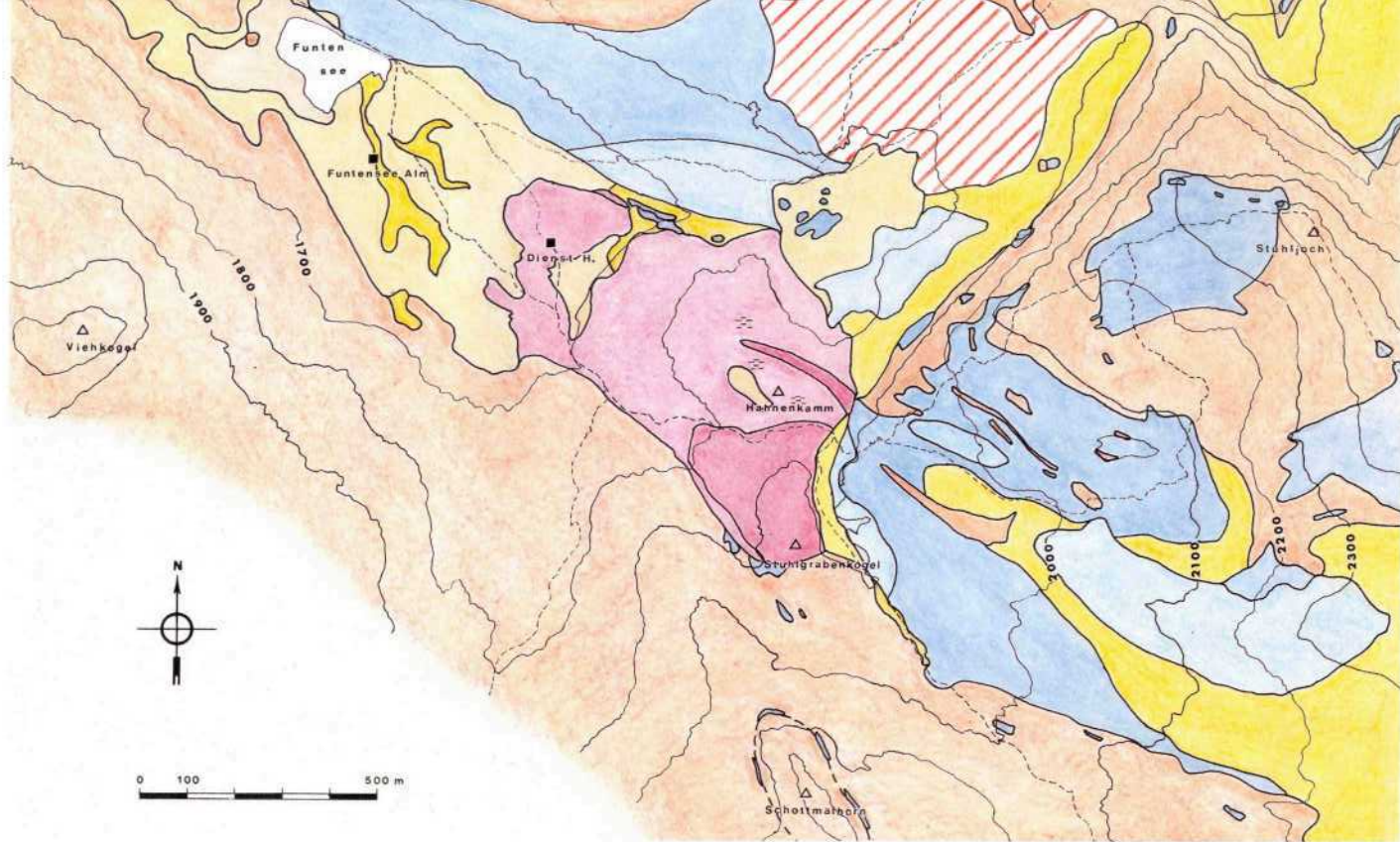
Über den liassischen Rotkalken steht eine etwa 30 bis 40 m mächtige Folge von meist relativ dünnplattigen, dunkelgrauen bis graublauen Kalken an. Charakteristisch ist die teils sehr reiche Hornsteinführung. An der Basis der Gesteinsabfolge treten Lagen mit ausgeprägter Brekzienführung auf. Oft gerundete, aber auch eckige Bruchstücke von Dachsteinkalk, Dolomiten, Rotem Lias-Kalk, grünlichen Schieferfetzen, Ooiden und Lumps finden sich in einer sparitischen Grundmasse. Im Dünnschliff sind opake Pyrit-Kristalle, die postsedimentär gebildet wurden, neben idiomorphen Quarzkörnern zu erkennen.

Meist bildet die Basis eine etwa 1 m mächtige Bank von massigem Kalk; im Anschlag ist er grau; eckige gelbe Schmitzen eines kalkärmeren Gesteins sind regellos verteilt. Die Hornsteinführung ist in dieser Bank nicht auf bestimmte Horizonte beschränkt. Die heraus-

Geologische Karte des Funtenseegebietes

- | | | | |
|--|--|---|-------------------------|
|  | Anmooriges Gelände |  | Anisischer Massenkalk |
|  | Bach- und Hangschutt |  | Anisischer Dolomit |
|  | fluviatil umgelagertes Moränenmaterial |  | Reichenhaller Schichten |
|  | Seeton |  | Werfener Schichten |
|  | Plassenkalk | | |
|  | Crinoidenkalk | | |
|  | Dachsteinkalk Verwitterungshorizont | | |
|  | Dachsteinkalk | | |
|  | Ramsaudolomit | | |





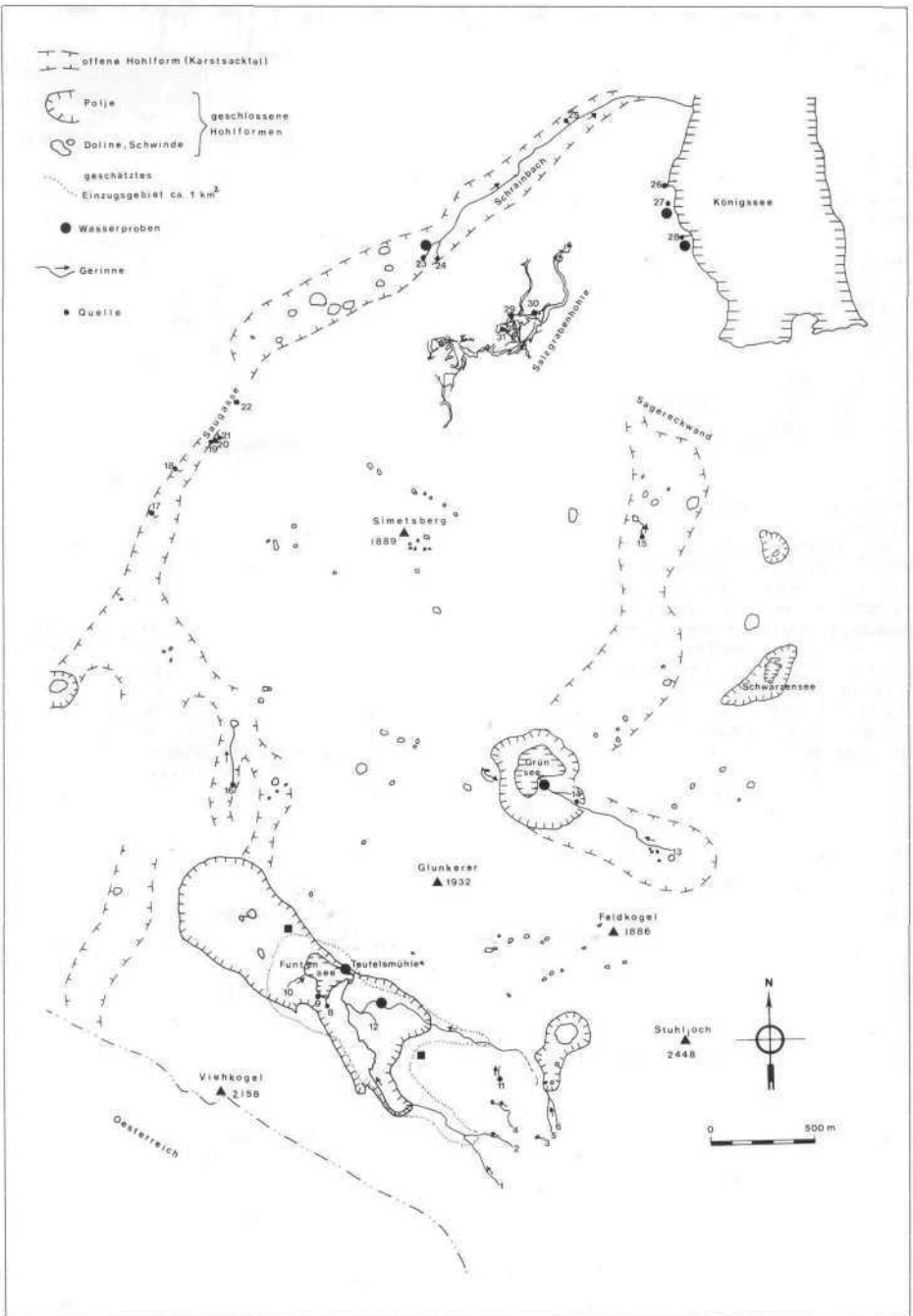


Abb. 3: Karstmorphologie und Hydrologie.

gewitterten Hornsteinkügelchen (1 mm - 4 cm groß) verleihen dem Gestein ein rauhes, warziges Aussehen.

Darüber folgen Bänke von 4 - 10 m Dicke, bei denen fast keine Hornsteine herausgewittert sind. Das Gestein ist dunkler und stark bituminös. Die nächsten Meter sind wieder hornsteinreich, die Hornsteinlagen ordnen sich schichtparallel an. Unter der Lupe erkennt man im Bruch Crinoidenstielglieder.

Nach oben verändern sich die Verhältnisse ständig. Weniger hornsteinführende Bänke wechseln mit hornsteinreichen. Die Größe der klastischen Bestandteile variiert zwischen 1/2 mm und (bis zu) 2 cm großen Komponenten.

Während LEBUNG et al. (1935) dieses Gestein noch in den Dogger stellen, muß nach neueren Untersuchungen (KOHLHAMMER, 1982; STEIGER & WURM, 1980) Malm angenommen werden.

3.3 Quartär

Bereits zu Beginn des Quartär bestehen die Alpen nach abgeschlossener Faltung als Hochgebirge. Eine starke Klimaverschlechterung führte zu einer fast geschlossenen Vergletscherung, die das Relief der Alpen stark überprägte. Als Sedimente sind fast ausschließlich die Moränen der letzten, der Würmvereisung, zu finden. Im Kartiergebiet ist die glaziale Überprägung besonders deutlich. Beim Durchzug des Eises von SE nach NW wurde der Dolomit des Stuhlgrabenkogels ausgeräumt und der tektonische Graben erweitert.

Nach Abschmelzen des Eises blieb Grundmoräne am Beckenboden zurück. Im Funtensee-Uvala lagerten sich auch Seetone und Seekreiden ab.

Eine in jüngster Zeit durchgeführte Bohrung ergab beträchtliche 8 m Mächtigkeit dieser Sedimente am Funtensee. Nach einer Verlandung großer Seeteile kam es zu Torfbildungen.

3.4 Pleistozäne Moränen

Fluvioglaziale Schotter und Moränen bedecken einen Teil des Funtensee-Uvala; Moränen ziehen von der verfallenen Grünsee-Alm das Tal zum Grünsee hinunter und liegen in kleinen Resten auch um den Schwarzensee. Außerdem sind Geschiebe in vielen kleinen Mulden im ganzen Gebiet zu finden.

3.5 Holozän

Postglaziale Seetone und Seekreiden, meist hellbraun bis gelb, oft auch feinsandig, treten in einer Mächtigkeit von ca. 4 m rund um den Funtensee, nördlich des Kärlinger Hauses und am Schwarzensee auf.

4. Zur Hydrogeologie [zurück zum Inhaltsverzeichnis](#)

4.1 Entstehung

Die ersten Voraussetzungen zur Entstehung des Sees schafften die tektonischen Gegebenheiten.

Der Funtensee liegt in einer in den Dachsteinkalk eingesenkten Bruchscholle (vgl. Tektonik). Die Gletscher der letzten Kaltzeiten bewegten sich von SE nach NW durch diesen tektonisch angelegten Graben, erweiterten und vertieften ihn; Gletscherschliffe am N-Ufer des Sees zeigen noch deutlich die Bewegungsrichtung des Eises. Bei ihrem Rückschmelzen hinterließen die Gletscher ein übertieftes, durch Grundmoräne abgedichtetes Becken, in dem sich das Wasser sammeln konnte.

Der See war zu diesem Zeitpunkt mindestens dreimal so groß wie heute, und der Wasserspiegel lag 25 bis 30 m höher, wie die im W und NW auftretenden Seetone beweisen. Die Entwässerung muß zu dieser Zeit über höher gelegene Schlucklöcher erfolgt sein. Heute entwässert der See ausschließlich durch eine Karstspalte, die Teufelsmühle (Abb. 2). Sie liegt in der NE-Ecke des Sees direkt auf dem Kreuzungspunkt der grabenbildenden Abschiebung mit einer N-S-gerichteten Störung (s. Tektonik).

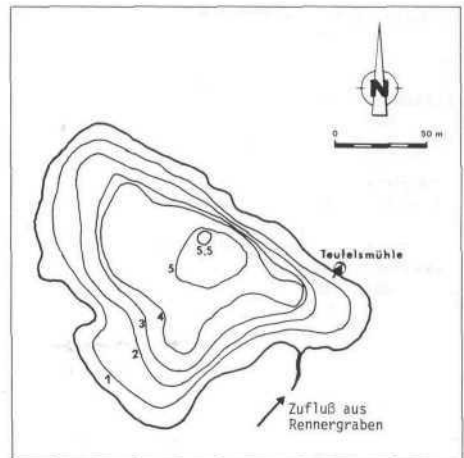


Abb. 2: Isobathenkarte des Funtensees.

4.2 Wasserbilanzierung

4.2.1 Das Einzugsgebiet (Abb. 3)

Wie bereits erwähnt, ist der Großteil des Funtensee-Einzugsgebietes stark verkarstet, so daß die morphologischen Wasserscheiden nicht den tatsächlichen Grenzen des Einzugsgebietes entsprechen. Es ist sicher, daß der Großteil des Niederschlages in diesem

Gebiet einem tiefer gelegenen Vorfluter, wie z. B. dem Königssee, zufließt.

Auch innerhalb des Karstsystems kann keine eindeutige Linie gezogen werden. Diese Linie variiert vor allem mit der Niederschlagsmenge. So kann z. B. bei starkem Platzregen das Fassungsvermögen des Karstsystems überschritten werden und ein oberflächlicher, bei schwächeren Regenfällen kaum auftretender, starker Abfluß gemäß den morphologischen Gegebenheiten erfolgen.

Und schließlich sind Abflußteilungen, verursacht z. B. durch Niederschlagsschwankungen, auch innerhalb des Karstsystems sehr häufig. So sind bei einem Tracerversuch am Dießbachspeicher verwendete Lycopodium-Sporen sowohl im Labeck-Bach, als auch im Wimbach nachgewiesen worden (BRANDECKER et al., 1965). Das Ergebnis dieses Versuchs ist auf Grund des verwendeten Tracers und des doch überraschenden Ergebnisses von zwei gegensätzlichen Abflußrichtungen umstritten.

Für den Funtensee mit einer Oberfläche von 0,034 km² ist es in Folge seiner Lage innerhalb eines stark verkarsteten Gebietes demnach irreal, das ganze morphologisch begrenzte Einzugsgebiet von 10 km² für die Wasserbilanzierung heranzuziehen. Auf der anderen Seite ist es auch nicht ausreichend, nur den mit Moränenmaterial oder Seeton abgedichteten Talgrund (vgl. geologische Karte) mit einer Fläche von 0,525 km als Einzugsgebiet zu betrachten. Zu Beginn der Schneeschmelze wird das Einzugsgebiet seine größte Ausdehnung haben. Das abtauwende Wasser wird in der Schneebedeckung selbst hangparallel abfließen und nur an Unstetigkeitsstellen auf den kalkigen Untergrund abtropfen. Dazu ist eine gewisse minimale Hangneigung Voraussetzung, wie sie um den Funtensee sicher gegeben ist. (Eine Fläche von 1,25 km² um den See weist Hangneigungen von durchschnittlich 30° auf). Im SW sind die Hänge steiler, im NE flacher. Nimmt man die steilen Hänge des Viehkogels noch hinzu, ergibt sich eine größte, nur kurzfristig erreichte Fläche von 2,2 km². Realistisch ist wohl eher ein durchschnittlicher Wert von 1 km² und darunter.

4.2.2 Niederschlag P und Verdunstung E

Aus den Niederschlagsmeßwerten der Jahre 1931 bis 1960 wurde am Funtensee für die Meereshöhe von 1.600 m ü NN ein mittlerer Niederschlag von $P = 2.248$ mm errechnet (ENDERS, 1979).

Die Verdunstung E läßt sich zwar vereinfacht aber mit relativ hoher Genauigkeit aus der Höhe über NN oder der Jahresmitteltemperatur errechnen. Bei der Durchschnittshöhe des Funtensee-Einzugsgebietes von 1.670 m ist die Verdunstung 450 mm; aus der Jahresmitteltemperatur von 3,5° C abgeleitet, verdunsten 479 mm (ENDERS, 1979). Ein Mittelwert von 465 mm ist sicher hinreichend genau.

4.3 Abflußmenge D

Aus diesen Werten läßt sich der Abfluß durch den Funtensee mit der Formel $D (1 \text{ Jahr}) = (P - E) \times \text{Fläche} = (2248 - 465) \times 1 \text{ km}^2 = 1,78 \text{ Mio m}^3/\text{Jahr}$ ableiten.

Dies entspräche einem durchschnittlichen Abfluß von 4885 m³/pro Tag oder 57 l pro sec.

Wie bereits erwähnt, erfolgt der Abfluß durch die »Teufelsmühle«, einem Schlinger im NE des Sees. Dieser direkt am Kreuzungspunkt zweier Störungen gelegene Einfluß in das unterirdische Karstsystem faßt jedoch wesentlich größere Wassermengen.

Beobachtungen vom 1. August 1977 zufolge (SCHMOLIN, 1978) stieg der Wasserspiegel des Sees nach 24 Stunden Dauerregen um 1,3 m. Bereits weitere 24 Stunden später hatte er seinen normalen Pegelstand wieder erreicht.

In den 24, auf den Regen folgenden Stunden, sind demnach ca. 45.000 m³, d. h. das Zehnfache des Durchschnittswertes, durch die Teufelsmühle abgeflossen.

Bei solchen Abflußspitzen erhöht sich weniger die normalerweise bei ca. 10 cm/sec liegende Einströmungsgeschwindigkeit, sondern die vom Wasser bedeckte Querschnittsfläche des Schlingers. Die Querschnittsfläche des Schlingers kann nicht direkt gemessen werden, weil die Teufelsmühle mit großen Blöcken und Hangschutt verstrützt ist. Aus der maximalen Abflußrate und einer angenommenen maximalen Einströmungsgeschwindigkeit von 25 cm/sec ergibt sich eine Größenordnung von doch beträchtlichen 2 m² als minimale Querschnittsfläche des Abflußsystems. Dies muß natürlich nicht in einer einzigen, sondern kann auch als Summe von mehreren Abflußröhren erreicht werden.

4.4 Das Abflußsystem

Die Teufelsmühle war schon immer der Punkt am Funtensee, der das meiste Interesse erregte. Von privater und wissenschaftlicher Seite wurden eine Reihe von Überlegungen zu der Abflußrichtung, dem Karsthöhensystem und dem Vorfluter des hier einströmenden Wassers angestellt.

Ein konkretes Ergebnis kann nur ein Tracerversuch unter Betrachtung des gesamten Karstwasserkörpers erbringen.

Aus Ergebnissen der tektonischen Untersuchungen dieses Gebiets lassen sich trotzdem entscheidende Aussagen ableiten (KÖHLHAMMER, 1981).

Die Ausbildungen eines Karstentwässerungssystems wird neben den tektonischen Anlagen, wie Störungen und Klüften, vor allem durch das Druckgefälle zum nächsten Vorfluter — mit größter Wahrscheinlichkeit dem Königssee - beeinflusst. Das versickernde Wasser wird also am ehesten die Klüfte in der Richtung des größten Druckgefälles als Abflußwege benutzen, diese

hauptsächlich durch Kalklösung erweitern und ein Höhlensystem mit einer Hauptrichtung zum Vorfluter hin anlegen. Deutlichster Beweis hierfür ist die Salzgrabenhöhle unter dem Simetsberg, wo der Wasserstand möglicherweise durch das Entwässerungssystem des Funtensee beeinflusst wird. (Eine detaillierte Analyse der Sedimente der Salzgrabenhöhle und der Versuch der Deutung ihrer Tektonik wurde in jüngster Zeit von LANGENSCHIEDT (1986) vorgestellt, sodaß trotz z. T. anderer Ansicht der Autoren hier nicht näher darauf eingegangen werden muß.)

Kleintektonische Messungen (Abb. 4) im Liaskalk - direkt am Schlinger der Teufelsmühle - ergaben häufigste Streichrichtungen der erkannten Klüfte von 10° (NNE), 110° (ESE) und 40° (NE), was wiederum sehr stark mit der statistischen Verteilung der Lineamente korreliert, die aus den kartierten Gangspuren des Höhlenplanes interpretiert werden können (s.a. KOHLHAMMER, 1982; LANGENSCHIEDT, 1986; dazu sei hier auch auf die grundlegende Arbeit von JASKOLLA & VOLK (1986) zur Verwendbarkeit von Höhenplänen bei tektonischen Untersuchungen verwiesen).

Daneben erkennt man noch weitere Klufthäufungen, die sich zu zwei unterschiedlichen Gefügesystemen zusammenfassen lassen. Im Vorgriff auf die tektonischen Ausführungen kann folgendes festgehalten werden:

- Ein älteres Gefüge zeichnet die Großfallenstrukturen der Funtenseemulde nach (Gefüge bF; Orientierung ca. 80°);
- zusätzlich zeichnet sich der Einfluß eines Störungsgefüges ab, das mit den Hauptflächen etwa ESE-WNW (110°) streicht; es ist dem eigentlichen Funtenseegraben zuzuordnen. U. a. sind die paarig eingetragenen Okl-Klüfte in Funktion als Abschiebungsflächen ein eindeutiges Indiz für diese tektonische Dehnungsstruktur. (Abb. 4)

Für die hydrogeologische Fragestellung sind jedoch nicht alle tektonischen Flächen in diesem Diagramm von gleicher Gewichtung. Wasserwegsame Klufscharen unter Berücksichtigung des Druckgefälles sind die bereits erwähnten Flächen mit größter Häufigkeit, die einen Karstwasserabfluß nach NNE (10°) bzw. NE (40°) aufdrängen. Hierin ist nicht nur die Richtung des Vorfluters gegeben, sondern ein breites Bündel an potentiell wirksamen Abflußmöglichkeiten. Schematisch ist dies in Abb. 5 dargestellt.

Inwieweit die Salzgrabenhöhle, eher aber noch die Kastquelle und der Grünseebrunnen, direkt durch den Funtensee beeinflusst werden, wird von der absoluten Niederschlagsmenge abhängen, die das Wasser im Karsthöhhlensystem in höher gelegene Niveaus ansteigen, bzw. in tiefere bis zur rein phreatischen Zone absinken läßt.

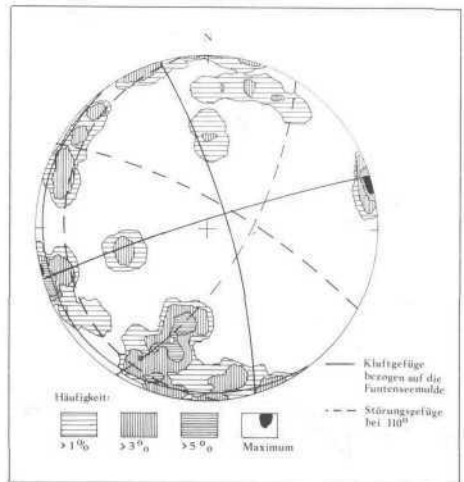


Abb. 4: Statistische Verteilung von Klufflächen im Bereich des Funtensee, im sog. LAMBERT'schen Netz - eine äquatoriale flächentreue Projektion der unteren Halbkugel - werden die Flächennormalen dargestellt, ihre statistische Verteilung über Isolinien ermittelt und interpretiert.

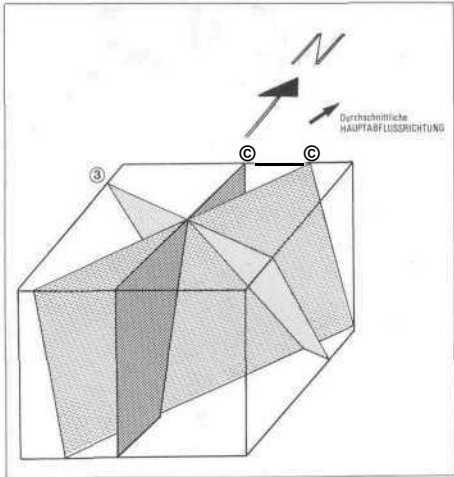


Abb. 5: Wasserwegsamen Flächen an der Teufelsmühle. Dargestellt ist schematisch der Verschnitt der am häufigsten auftretenden Klüftscharen (1), (2) und (3), die ca. 10° (1), 40° (2) bzw. 110° (3) streichen. Daraus ist unter zusätzlicher Berücksichtigung der Lage der Vorfluter (Grünsee, Kastquelle und Königssee) und der Topographie ersichtlich, daß als aktive Abflußrichtungen bevorzugt jene tektonischen Flächen in Frage kommen, die steilste im Bereich von 10° bis 40° streichen.

5. Zur Tektonik

[zurück zum Inhaltsverzeichnis](#)

5.1 Einführung

Es war ein langer und mühsamer Weg, der von z. T. äußerst vehementen wissenschaftlichen Diskussionen begleitet wurde, bis sich ein allgemein anerkanntes Modell über den tektonischen Bau der Nördlichen Kalkalpen etablieren konnte.

Anhand der stratigraphischen, lithologischen und faciiellen Untersuchungen hatte man erkannt, daß häufig wesentlich ältere Gesteine auf jüngeren liegen, wie z. B. im Bereich der Ortschaft Königssee, wo untertriassisches Haselgebirge jurassischen Liasgesteinen auflagert oder auch am Funtensee mit der Lagerung von anisichen Dolomiten auf Liasgesteinen.

Zur Erklärung dieser Phänomene, nicht nur im Bereich der Berchtesgadener Alpen, kreiste die Diskussion um die Frage, ob hier eine autochthone Lagerung vorliegt, d. h., an der Stelle gebildet, wo die Gesteine abgelagert wurden und durch jüngere Störungen verstellt oder ob es sich um ortsfremde sog. allochthone Elemente handelt. Aufgrund von dem in der Schweiz in der Mitte des vorigen Jahrhunderts erstmals richtig interpretierten Deckenbau, veröffentlichte TERMIER (1903) erstmals seine revolutionären Vorstellungen über diesen auch in den Ostalpen. Daß sich dieses Modell, wenn auch erst in den letzten Jahren, endgültig durchsetzen konnte, ist u. a. auf die Ergebnisse von Tiefbohrungen zurückzuführen (Urmansau 1, siehe KROLL & WESSELY, 1967; Vorderriß 1, siehe Geol. Bav.). Dabei wurde eindeutig nachgewiesen, daß nicht nur der gesamte Komplex der Nördliche Kalkalpen

ortsfremd auf Gesteinen liegt, die in einer schmalen Zone am Nordrand der Alpen an der Oberfläche anstehen (Flysch, Helvetikum, Molasse), sondern auch intern mehrere sog. Decken zu unterscheiden sind.

Der Berchtesgadener Raum kann, entsprechend dieser Erkenntnisse, in folgende drei übereinanderliegende tektonische Einheiten (Decken) gegliedert werden:

- Das TIROLIKUM stellt die tiefste tektonische Decke dar. Flächenmäßig nimmt sie die größte Verteilung ein, wobei die Watzmann-Hochkalter-Gruppe, der Hohe Göll, das Hochköning-Massiv und das Steinerne Meer ihr zuzuordnen sind. Die Gesteine, die in ihr vorkommen, gehören sowohl dem bayerisch-nordtiroler Faciesraum (Hauptdolomit Überfacies i. S. TOLLMANN, 1976) als auch der Berchtesgadener Facies (Dachsteinkalk-Überfacies, TOLLMANN, 1976) an.
- Tektonisch überlagert wird das Tirolikum vom sog. TIEFJUVAVIKUM, das, wie bereits erwähnt, im Bereich Königssee oder auch westlich davon bei der Klingeralm zu beobachten ist. Die Gesteine dieser Einheit sind in Hallstätter Facies ausgebildet.
- Als oberstes tektonisches Stockwerk findet man das HOCHJUVAVIKUM, wobei deren geographisch getrennte Elemente mit den Lokalbezeichnungen Berchtesgadener und Reiteralmdecke versehen werden. Aus der Schichtfolge des Hochjuvavikum kann man auf einen Ablagerungsraum schließen, der südlich des Tirolikums gelegen haben muß.

5.2 Allgemeiner Bau (Abb. 6)

Zum besseren Verständnis des tektonischen Aufbaus ist es notwendig, die Betrachtungen über das eigentliche Gebiet des Funtensees auszudehnen, da nur eine großräumige Betrachtung die Zusammenhänge erkennen läßt.

Nach faciiellen, wie auch tektonischen Gesichtspunkten, lassen sich zwei Einheiten unterscheiden. Das Tirolikum durch die Schichtfolge vom Dachsteinkalk aufwärts vertreten, macht den weitaus größten Teil des Gebietes aus. Generell ist der interne Bau des Tirolikums in diesem Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen einfach: weitgespannte Faltenzüge und eine intensive Bruchtektonik bestimmen das Bild. Daß hier nicht, wie in weiten Bereichen sonst, ein komplizierter Falten- und Schuppenbau erkennbar ist, liegt an den vorherrschenden Gesteinen; die sowohl horizontal als auch vertikal mächtigen Carbonatgesteine sind aus tektonischer Sicht nicht »faltungsfähig« und haben daher auf die im Rahmen der Gebirgsbildung wirkenden, einengenden Kräfte vornehmlich mit Bruchbildung reagiert.

In der Umgebung des Funtensees und des nördlich gelegenen Grünsees stehen zusätzlich untertriassische Schichtglieder an, die aus dem Skyth (Wefener Schichten) und dem Anis (Reichenhaller Schichten, Ramsaudolomit) stammen.

Das Auftreten von untertriassischen Gesteinen inmitten

Tektonische Karte des Funtenseegebietes

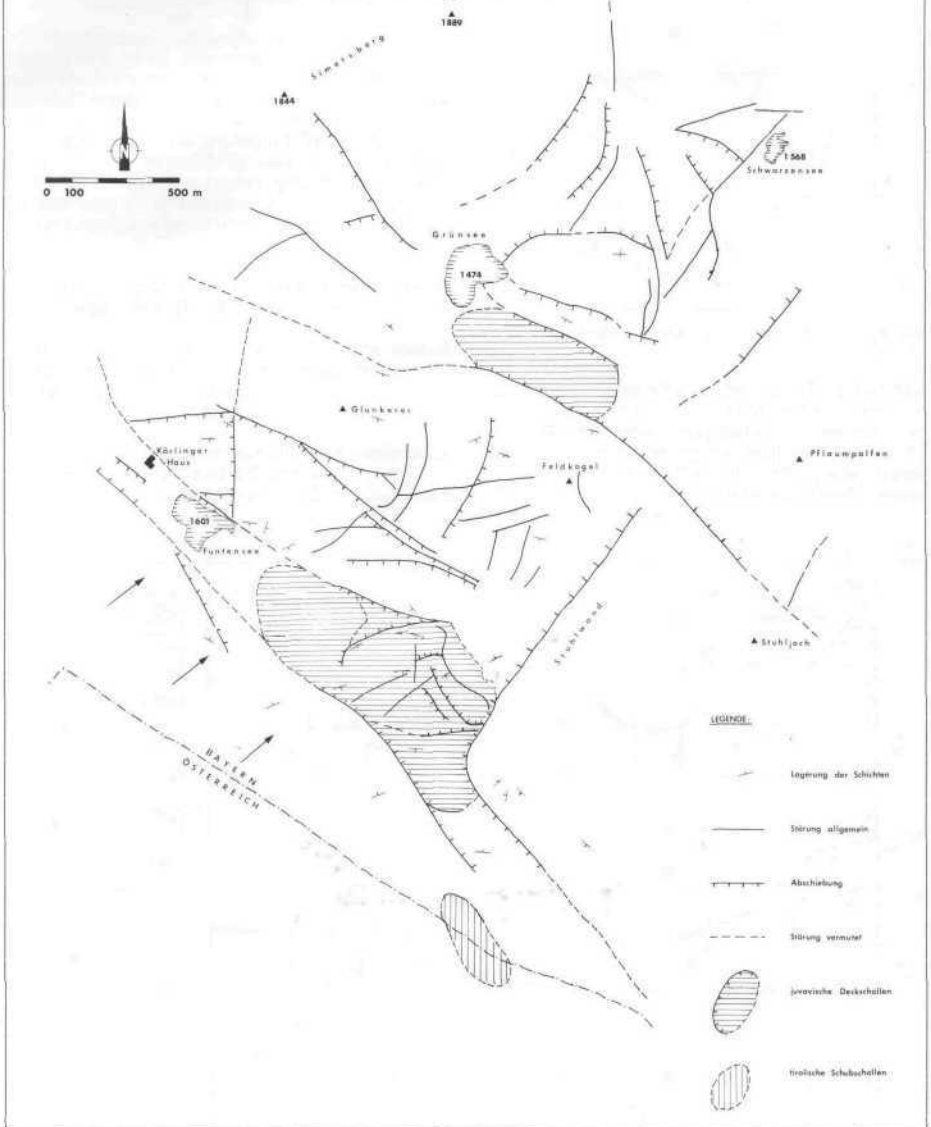


Abb. 6: Tektonische Karte des Funtenseegebietes.

des obertriassischen Dachsteinkalks erregte bereits im vorigen Jahrhundert das Interesse der Wissenschaftler. Berühmte Geologen, wie GÜMBEL (1861), BÖSE (1898) und HAHN (1913), beschäftigten sich mit den Verhältnissen in der Umgebung des Funtensees, wobei besonders HAHN (1913) ein heute ebenso noch

gültiges Bild entwarf. Aufgrund der Schichtfolge und der erkannten Störungen (s. Abb. 7) können diese Bereiche als *Juvavische Deckschollenreste*, die sich in tirolischen Strukturen erhalten haben, gedeutet werden. Sie stellen verbindende Zeugen zwischen der nördlichen Reiteralmdede und deren Herkunftsland dar, die

5.3 Spezieller tektonischer Bau

5.3.1 Die Funtenseemulde

Betrachtet man die Lagerung des Dachsteinkalkes in der Umgebung des Funtensees, so ist festzustellen, daß nördlich des Funtensees, etwa im Bereich des Glunkerer, die Schichten nach S einfallen, während nach Süden zu, ein gegensinniges Einfallen nach N vorherrscht. In der Umgebung des Funtensees selbst liegt der Dachsteinkalk \pm horizontal. Somit liegt der Funtensee morphologisch und geologisch in einer Mulde (s. Abb. 8). Die Muldenachse steigt nach NW an, sodaß weiter nach E zu noch Gesteine aus dem Lias anstehen.

Diese Funtenseemulde wird nach N zu vom Grünsee durch das Glunkerer-Feldkogel-Gewölbe abgegrenzt.

Äußerst interessante Erscheinungen ergeben sich bei näherer Betrachtung der dem Plateau des Steinernen Meeres aufgesetzten Gipfelpyramiden, wie Hirsch, Rotwandl, Viehkogel und Schottmalhorn.

Auffälligerweise kann hier folgende Gesteinsabfolge angesprochen werden: Die Basis bilden, wie in weiten Bereichen des Steinernen Meeres »normale« Dach-

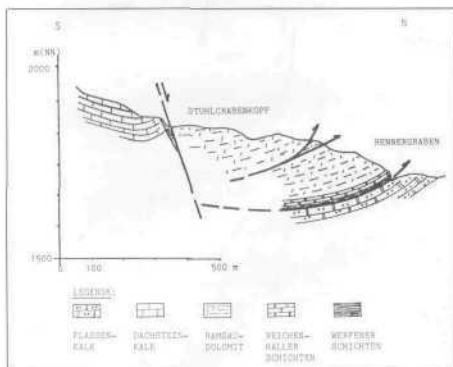


Abb. 7: Detailprofil durch die Juvavische Scholle des Stuhlgrabenskopfes.

während der Überschiebung vom Hauptverband »losgerissen« wurden. TOLLMANN (1976) erwähnt in seiner zusammenfassenden Beschreibung des Baus der Nördlichen Kalkalpen insgesamt 17 solcher juvavischen Deckschollenreste im Bereich Hochkönig, Steinernes Meer und Hagengebirge.

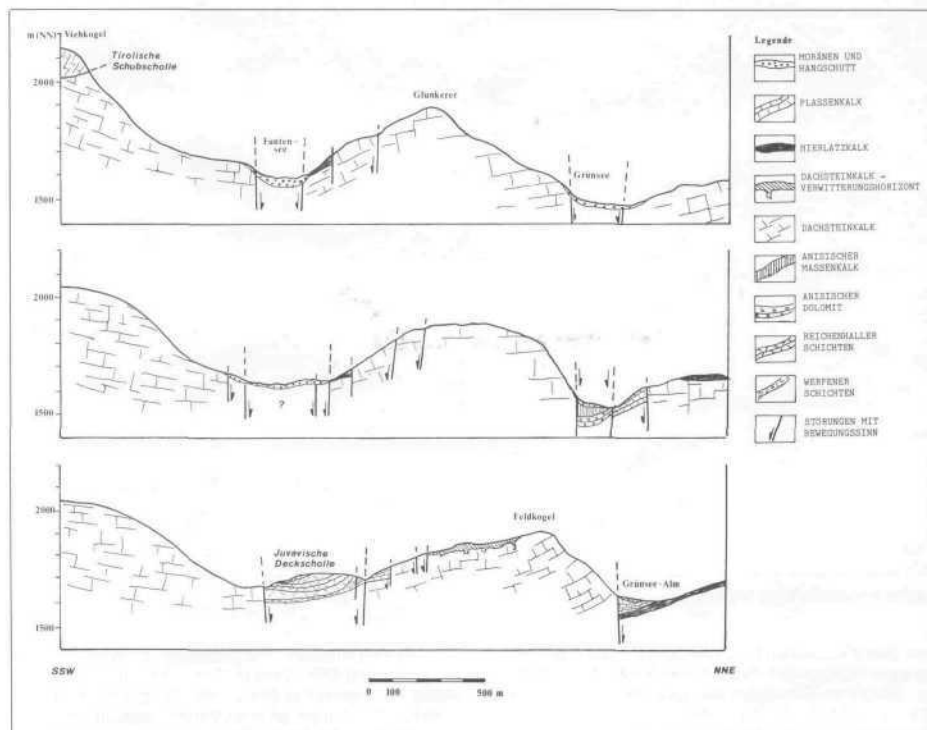


Abb. 8: Tektonische Profile.

steinkalke, die flach nach Norden geneigt sind. Darüber folgt ein bis zu 8 m mächtiges Band von stark gestörten, roten Liaskalken, das wiederum von Dachsteinkalk überlagert wird. Letzterer liegt als »Loferer Zyklothem« (FISCHER, 1964) vor und ist stark verstellt. Besonders deutlich ist dies am Viehkogel zu erkennen.

Die Interpretation dieser Verhältnisse führt zu dem Ergebnis, daß hier interne Verschiebungen des Tirolikums vorliegen, die als »Tirolische Schubschollen aus Tirolikum« (SCHMOLIN, 1978) bezeichnet werden. Eine exakte wissenschaftliche Erklärung dieses Phänomens steht zwar bisher aus, es kann jedoch vermutet werden, daß im Zuge der tertiären Deckenüberschiebung einzelne kleine Späne abgesichert sind und kleinräumig über das Nachbargestein geglitten sind.

SCHMOLIN ist in seiner Arbeit der Frage nachgegangen, ob die in der »LEBLING«-Karte eingezeichneten isolierten Flecken von Werfener Schichten auf »normalem« Dachsteinkalk tatsächlich solche sind und somit als Reste einer ehemals größeren Juvavischen Decke angesprochen werden müssen. Einziger Hinweis sind für LEBLING et al. nur im Verwitterungsboden vorhandene Glimmerplättchen. Diese Glimmerplättchen sind jedoch fast überall im Kartiergebiet im Verwitterungsboden zu finden. Laboruntersuchungen ergeben, daß durchweg alle im Gebiet vorhandenen Gesteine Helliglimmer enthalten, der im Verwitterungsrückstand angereichert werden kann. Auf die Ausdehnung der Juvavischen Decken kann somit aus dem Vorhandensein der Glimmer nicht geschlossen werden.

5.3.2 Störungen

Während, wie bereits erwähnt und auch aus Abb. 9 ersichtlich, die Funtenseemulde nur schwach ausgeprägt ist, dominieren an der Nordabdachung des Steinernen Meeres, wie in weiten Teilen der Berchtesgadener Alpen, bruchtektonische Erscheinungsformen.

Die wichtigsten Störungen in der weiteren Umgebung des Funtensees und ihre tektonische Zuordnung sind, soweit dies die Geländebeobachtungen zulassen, in der nachfolgenden Tabelle enthalten. Deutlich erkennt man 4 Gruppen (Streichrichtungen zwischen 20° und 35°, 50° und 60°, 100° und 110° und 120° und 135°), die neben dem nicht sehr markanten Faltenbau wesentlich die tektonischen Verhältnisse und ihre zeitliche Entwicklung dokumentieren.

Richtung	· Lokalität	Länge	Art der Störung
25°	Wimbachtal	7 km	2 parallele
20=	Königssee	7 km	Grabbrüche
30°	Saugasse	4 km	Grabenbruch
30°	Stuhlwand	1,2 km	Abschiebung
30°	Scheibenschwand	1,7 km	Abschiebung
30°	Feldkogel	400 m	7
35°	Watzmann-Mittelspitze	2 km	?
35°	W-Ufer Schwarzensee	800 m	Abschiebung

Richtung	Lokalität	Länge	Art der Störung
25°-35°	zwei Störungen vom Grüneegrabens zum Schwarzensee	je 500 m	
50°	NW-Wand des Grünees	300 m	
60°	Simetsberg - Sagereckalm	700 m	
60°-65°	Stuhlgrabenkogel südwestl.	500 m	NW-Abschiebung
60°	Feldkogel (3 x) Eisgraben, Torrener Joch Glunkerer	je 500 m	
100°	Schneider 2 x	1 km	S-Scholle abgesenkt
100°	Hirsch	je 700 m	S-Scholle abgesenkt
100°	Kleiner Hundstod	400 m	S-Scholle abgesenkt
110°	Gjaidkopf 2 x Westl. Funtenseetauern 3 x	1 km	S-Scholle abgesenkt
110°	Rennergraben, Stuhlgraben, Funtenseegraben,	700 m	
120°	Hirsch	3,3 km	Graben, Zerrung
140°	Südseite des Schottmalhorns	1,2 km	N-Scholle abgesenkt
135°	Grüneegrabens	6 km	Graben u. NE-Abschieb.
135°	Schwarzensee-graben	500 m	dazw. Horst
130°	Oberseetal	3,7 km	Graben
130°	Watzmann Südsp. Wimbachgries 4x Hirschbichl		SW-Abschieb. Aufschiebung

Die vorgenommene Gruppeneinteilung wird bei der folgenden tektonischen Analyse beschrieben (vgl. tektonische Zusammenfassung).

Wie im folgenden Beispiel (Tektonische Verhältnisse an der Stuhlwand) oder beim Versuch der Ableitung einer tektonischen Entwicklungsgeschichte (5.4.) gezeigt wird, sind diese Störungen z. T. schon sehr früh angelegt worden (z. B. die Königssee-Störung, die erstmals mit großer Wahrscheinlichkeit im Zuge der altkimmerischen Phase an der Wende Trias/Jura auftrat) und in den nachfolgenden gebirgsbildenden Phasen wiederholt, wenn auch z. T. mit abweichendem tektonischen Charakter reaktiviert wurden (die Königssee-Störung z. B. während der sehr jungen, quartären bis rezenten Hebungen).

Die vorgenommene Gruppeneinteilung wird bei der folgenden tektonischen Analyse beschrieben (vgl. tektonische Zusammenfassung)

Vorwiegend handelt es sich bei den beobachteten Störungen um Abschiebungen, die in unterschiedlichen Perioden der tektonischen Genese aktiviert wurden. Dies soll an einem Beispiel demonstriert werden, das

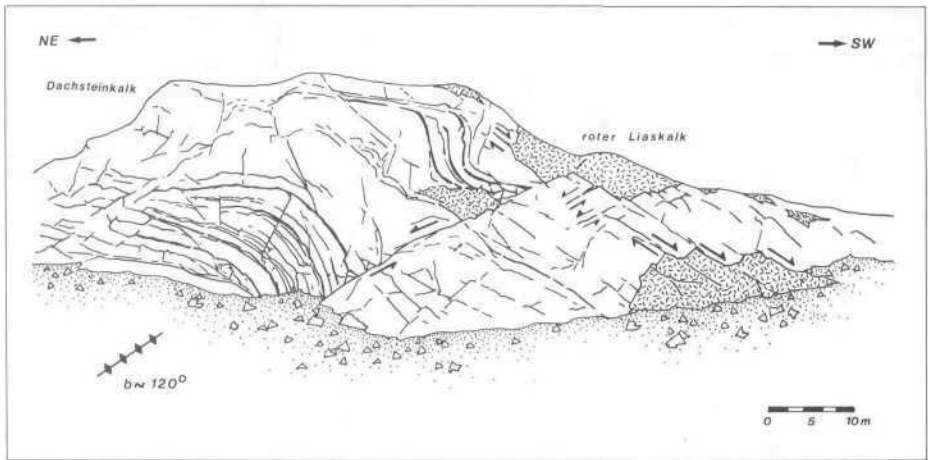


Abb. 9: Tektonische Verhältnisse an der Stuhlwand.

die tektonischen Verhältnisse der östlich des Funten-sees gelegenen Stuhlwand zum Inhalt hat (Abb. 9). Aufgeschlossen ist hier Dachsteinkalk, an dem rudimentär angeschuppte Liasreste (roter Lias) zu erkennen sind. Interpretiert man die erkennbaren Strukturen, so ergibt sich folgendes Bild:

- Als älteste tektonische Einheit ist eine Falte festzustellen, deren B-Achse ca. 120° streicht. Das generelle Einfallen der Schichtbänke ist nach Süden, woraus geschlossen werden kann, daß man sich hier am Nordflügel der bereits besprochenen Funtenseemulde befindet. Dieser ist spezialgefaltet.
- Nachfolgende Ereignisse manifestieren sich in 2 Abschiebungssystemen, die nahezu senkrecht zueinander stehen und deren relative Alterszuordnung folgendes Bild ergibt:

- Eine Dehnung in ca. 120° ist verantwortlich für die Ausbildung der Stuhlwand selbst (ca. 30° Streichrichtung), sie kann als Wiederanlage der Königssee-Richtung in junger Zeit gewertet werden (als Beleg für die Reaktivierung dieser alten Richtung ist auf Abschiebungen direkt am Königssee bei St. Bartholomä zu verweisen, die trotz niedriger topographischer Lage keinerlei Anzeichen glazialer Exaration zeigen). Bedingt durch diese 30° streichende Abschiebung wurden auch die vereinzelt Liasflecken »angeschuppt«.

- An eindeutig jüngeren Dehnungsbewegungen in ca. 30° wurden 120° streichende flach liegende Abschiebungen erzeugt, die sowohl nach SW als auch nach NE einfallen können. Sie zerschneiden die angeschuppten Hierlatzkalkreste. Diese Abschiebungen sind im Rahmen der Bildung der in diesem Bereich markanten tektonischen Gräben (Funtensee-, Obersee- und Grünseegraben) zu sehen.

5.3.3 Photogeologische Aspekte

Im Rahmen moderner, geologisch-tektonischer Arbeiten nimmt die statistische Analyse von sog. Lineamenten einen wichtigen Platz ein. Es handelt sich dabei um aus Luft- oder Satellitenbildern kartierbare Schnittspuren tektonischer Flächen mit der Topographie. Somit hat man zweidimensionale Abbildungen von Klüften und Störungen vorliegen, die wiederum eine Interpretation der tektonischen Genese eines Gebietes ermöglichen. Entsprechende Interpretationen fanden auch im Rahmen der hier vorgestellten Untersuchungen Berücksichtigung, eine detaillierte Diskussion soll jedoch an dieser Stelle nicht erfolgen. Vielmehr wird nachstehend kurz auf einige interessante Aspekte eingegangen, die sich zeigen, wenn man mit Hilfe geeigneter Computerprogramme aus der Grundgesamtheit aller kartierten Lineamente einzelne relevante Richtungen filtert (Abb. 10).

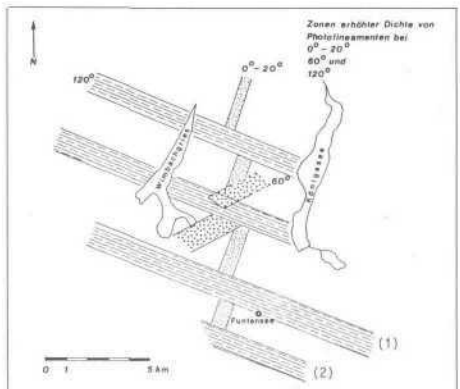


Abb. 10: Flächenhafte Dichteverteilung von bestimmten Lineamentgruppen zwischen Wimbachgraben und Königssee.

Als Beispiel wird zunächst die Gruppe der Lineamente herausgegriffen, die 120° streichen. Da die Kartierung photogeologischer Lineamente die Erhebung des Kluff- und Störungsinventars bedeutet, das durch eine großräumige Beanspruchung erzeugt wurde, findet man entsprechende Strukturen über das Gesamtgebiet verteilt. Sie sind aber nicht homogen und statistisch verteilt, sondern in bestimmten Zonen gehäuft. Diese sind parallel zum Streichen orientiert und haben gleichbleibende Breiten und Abstände.

Sehr deutlich erkennt man im südlichen Bereich die beiden ca. 120° streichenden Zonen, die die beiden sehr jungen Grabenstrukturen am Funtensee und Grünsee (s. Abb. 10) markieren.

Ähnliche Häufungen zeigen noch jene Lineamente, die 0° bis 20° streichen (Königssee-Wimbach-Richtungen) und in den letzten Aktivitäten sehr jung sind. Häufungen dieser Art können mechanisch dadurch erklärt werden, daß in Bereichen mit einer Spannungsgeschiechte erneute Beanspruchungen angreifen und diese Strukturen bevorzugt an bereits bestehende Schwäche zonen angreifen und diese somit übertönen.

Weiter erkennt man, daß die 60°-Strukturen des Eisgrabens und die N-S-streichenden Lineamente an den 120°-streichenden Zonen im Sinne einer sinistralen Blattverschiebung versetzt sind, wodurch junge Bewegungen dokumentiert sind. Daraus, und aus den Ergebnissen anderer Untersuchungen (JASKOLLA, 1978, GROHMANN 1981) kann für die jüngste tektonische Geschichte folgende These aufgestellt werden:

Wie mehrfach nachgewiesen, erfolgte eine Rotation des Streifelfeldes - nachzogen in den Nördlichen Kalkalpen - aus einer voreozänen NNE-Lage in eine Richtung bei 140°, die bis heute aktiv ist. In diesem Sinne können die 110° bis 120° streichenden Strukturen mit sinistraler Bewegungssinn als hK-O-Richtungen interpretiert werden.

5.4 Ableitung einer tektonischen **Entwicklungsgeschichte für den Bereich südlich des Königssees**

Faßt man alle Einzelergebnisse zusammen und berücksichtigt man die geologisch-tektonischen Verhältnisse in benachbarten Bereichen, so kann für den Bereich die tektonische Entwicklung in den folgenden Schritten festgehalten werden:

a) Als ältestes synsedimentäres Ereignis ist eine **Dehnung** in 110° festzustellen. Sie erzeugt u.ä. die submarinen Dykes (neptunian dykes, FLÜGEL, 1978) am Hirschwieskopf, wo auch entsprechende gekappte Rifffkörper im Dachsteinkalk zu beobachten sind (VOLK, 1981). Im Bereich des Funtensees entspricht der auf der geologischen Karte gesondert ausgehaltene Dachsteinkalk-Verwitterungshorizont diesen früh-tektonischen Ereignissen. Als Alter wird die Wende Rhät/Lias angenommen, womit altkimmerische Bewegungen wiedergespiegelt werden.

b) Der Verlauf der liassischen Beckenachse, die etwa 130° streichen (TOMSCHI, 1982), ergibt eine **Beanspruchung** in 40°, wobei neben Dehnungen (Absenken von Sedimentationströgen) auch Einengung (Trograndwirkung) gewirkt hat. Dabei erfolgte die Bildung der Funtenseemulde.

c) In der weiteren Entwicklung kam es zu einer **Einengung** in 150°. Dabei wurden die Eisgrabenstrukturen und die parallel-streichenden Störungen im Gesamtgebiet angelegt. Weitere Belege sind Kleinfalten im Schapbach-Tal (TOMSCHI, 1982) Störungen im Lattengebirge (HERMAN, 1962) und Vererzungen am Königsberg (ZANKL, 1962). Das Ereignis ist als jungkimmerisch/vorgosauisch einzustufen.

d) In die nachgosauische Phase einzuordnen sind 2 tektonische Ereignisse, deren tatsächliche Reihenfolge nicht sicher festzustellen ist.

- Die relative Abfolge, die auf der Beobachtung der gegenseitigen Verschneidung von Klüften und Störungen beruht, ermöglicht die Ansprache einer E-W-Einengung als ältestes Ereignis. Sie erzeugt u.a. die Deckscholle am Schönfeld, die Aufschiebung am Hirschbichl und bildet die Ursache für die Gr. Hundstod-Kammerling-Lateralverschiebung (FISCHER, 1965, TOLLMANN, 1976).

- Anschließend, ebenfalls nachgosauisch erfolgte im Rahmen des Hauptdeckenschubes eine **Kompression** in 20°. Zeugen dafür sind die verschiedenen juvavischen Schollen, u.a. im Bereich des Funtensees (TOLLMANN, 1976, KOHLHAMMER 1982). Die Einengung erzeugte die häufigen Lineamente in 110° und kann mit den Störungen in der Kreide des Lattengebirges (HERMAN, 1962, TOMSCHI, 1982) und den Verstellungen des Eisernen Hutes am Königsberg-Rücken (ZANKL, 1962) eindeutig korreliert und eingeordnet werden.

e) Die Rotation des Streifelfeldes im Anschluß an den Deckentransport ist verantwortlich für eine **Einengung** in 140°. Dadurch werden u.a., wie gezeigt, die nachgosauischen Spuren der E-W-Einengung (110°-Lineamente) als sinistrale Blattverschiebungen reaktiviert.

f) Die jüngsten tektonischen Spuren im Gebiet sind Ausdruck der Hebung des Alpenkörpers. Auch hier können zwei Phasen unterschieden werden, deren Reihenfolge wie folgt postuliert wird:

- Einer älteren Phase wird die **Dehnung** in 110° zugeordnet, die zu einer Reaktivierung der altkimmerischen Strukturen und somit zur Ausbildung u.a. des Königssee-Grabens führte. Als Beleg für das quartäre bis rezente Alter sprechen die Abschiebungen am Westufer des Königssees bei St. Bartholomä, die trotz sehr geringer topographischer Position kaum glaziale Exaration aufweisen.

- Eine **Dehnung** in ca. 20° belegen alle anderen Strukturen schneidende Abschiebungen und Gräben an der Nordabdachung des Steinernen Meeres. Markanteste Zeugen sind hierzu der Obersee-, Grünsee- und Funtensee-Graben (KOHLHAMMER, 1982).

- BARTH, W.: Die Geologie der Hochkalter-Gruppe in den Berchtesgader Alpen (Nördliche Kalkalpen). - N. Jb. Geol. Pal. Abh., **131**, Nr. 2, 9 Abb., 1 Tab., 1 Kt., 1 Prof.-Taf., Photo-Taf. 11-12, Stuttgart 1968.
- BÖSE, E.: Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. II. Die Faciesbezirke der Trias in den Nordalpen. - Z. dt. geol. Ges., 50, 695-761, 1 Abb., 3 Tab., Berlin 1988.
- BRANDECKER, H., MAURIN, V., ZÖTL, J.: Hydrogeol. Untersuchungen und baugrundergeol. Erfahrungen beim Bau des Dießbachspeichers - Steirische Beiträge zur Hydrologie, Jhg. 65, S. 67, Graz 1965.
- DIENER, C., HOERNES, R., SUESS, F. E. & UHLIG, V.: Bau und Bild Österreichs - 1110 S., zahlr. Abb. u. Tab., Wien-Leipzig, 1903.
- ENDERS, G.: Theoretische Topoklimatologie - Nationalpark Berchtesgaden - Forschungsber. 1, Berchtesgaden 1979.
- FABRICIUS, F.: Beckensedimentation und Rifffildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen - Intern. sedim. petrogr. series. 9, 143 S., 24 Abb., 7 Tab., 27 Taf., Leiden (Brill), 1966.
- FISCHER, AG.: The lofer cyclothem of the alpine Triassic. - Bull. Geol. Surv. Kansas, **169**, 107-42, 38 Abb., Lawrence 1964.
- FLÜGEL, E. & TIETZ, G.: Über die Ursachen der Buntfärbung in Ober- und Mittlalkalpen (Adnet, Salzburg). - N. Jb. Geol. Pal. Abh., **139**, 29-42, 3 Abb., 4 Tab., Stuttgart, 1971.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken - 454 S., Heidelberg, Springer Verlag, 1978.
- GARRISON, R.E.: Jurassic and Early Cretaceous Sedimentation in the Unken Valley Area, Austria. - Diss. (Ms.), 188 S., 1 Kt. Taf. 1, Princeton, 1964.
- GERMANN, K.: Verbreitung und Entstehung mangan-reicher Gesteine in der Nordlichen Kalkalpen. - Tschermarks Min. Petr. Mitt., **17**(3), 123-150, 8 Abb., Wien-New York 1972.
- GEOLOGICA BAVARICA: Die Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen, Bayern) - Bd. 81, München 1981.
- GROHMANN, N.: Die 2-scale Zellularkonvektion - Untersuchung über die Zusammenhänge zwischen Orogenese, Kontinentaldrift und Magmatismus. - 379 S., 58 Abb., 16 Tab., Diss. Univ. München, 1981.
- GRUSS, H.: Exhalativ-sedimentäre Mangankarbonatagerstätten, etc. - N. Jb. Miner. Abh., **92**, 47-107, Stuttgart 1958.
- GUMBEL, G. W.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. - 950 S., 25 Abb. 42 Prof.-Taf., 5 geol. Ktn., 1 Taf., Gotha (Perthes), 1861.
- HAHN, F.F.: Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofen und Diesbachthal - Jb. Geol. R.-A., 63, J. 1, 1-77 6 Abb., 2 Prof.-Taf., 1 geol. Kl., 150 000, Wien, 1913a.
- HALLAM, A.: Sedimentology and paleogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of three Alpine region. - Scott. J. Geol., **3**, 195-220, Taf. 1-2, Edinburgh, 1967.
- HAUG, E.: Les nappes de charriage des Alpes Caicaires Septentrionales. 1 et 2. Parties. - Bull. Soc. geol. France, **6** (4) 359-422, 8 Abb., 1 Tab., Taf. 10-11, Paris, 1906.
- HERM, D.: Die Schichten der Oberkreide (Untere-Mittlere und Ober-Gosau im Becken von Reichenhall (Bayerische) Salzburger Alpen). - Z. dt. geol. Gess. **113**, S. 320-338, 4 Abb., Hannover. 1961/62.
- JASKOLLA, F.: Geologisch-tektonische Untersuchungen an Satellitenbildelementen in den Nördlichen Kalkalpen, 118 S., 35 Abb., 2 Tab., 4 Anlagen, Diss. Univ. München, 1978.
- JASKOLLA, F. & VOLK, P.: Use of Cave-Maps for Tectonic Surveys. - Int. J. Speleology, Vol. 15, Trieste, 1986.
- JURGAN, H.: Genese und Facies von Liassedimenten in den Berchtesgader Alpen. - Diss. TU Berlin, 122 S., zahlr. Abb., Berlin, 1967.
- KOHLHAMMER, G.: Erarbeitung der Grundlagen für eine geologische Karte des Gebietes um den Watzmann - Abschlußbericht zur Kartierung im Gebiet Funtensee. - 107 S., 39 Abb., München, 1982.
- KROLL, A. & WESSELY, G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen aufgrund der Tiefbohrung Urmansau 1. - Erdöl-Erdgas **2**, Bd. 83, S. 342-353, Wien, Hamburg 1967.
- LANGENSCHNEIDER, E.: Höhlen und ihre Sedimente in den Berchtesgader Alpen. - Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsbericht 10/1986.
- LEBLING, C., HABER, G., HOFFMANN, N., KÜHNEL, J., & WIRTH, E.: Geologische Verhältnisse des Gebirges um den Königssee. - Abh. geol. Landesuntersuch. Bayer. Oberamt, **20**, 1-46, 7. Abb., 1 Prof.-Taf., 1 geol. Kl. 125 000, München 1935. Geologie von Bayern. 2. Teil. Bayerische Alpen. - 374 S., 67 Abb., 20 Taf., Berlin (Bormtroeger), 1927.
- LEUCHS, K. & UDLUFT, H.: Entstehung und Bedeutung roter Kalke der Berchtesgader Alpen. - Senckenbergiana **8**, 174-199, Frankfurt, 1926.
- KÜHNEL, J.: Geologie des Serchtesgader Salzberges. - N. Jb. Miner., ect. B.-B., **61**, 447-559, 6 Abb., Tafel 17-22, Stuttgart . 1929.
- ROSSNER, R.: Die Geologie des nordwestlichen St. Martiner Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin) - Erlanger geol. Abh., **89**, 57 S., 25 Abb., 1 Taf., Erlangen, **1972**.
- SCHMOLIN, J.: Zur Geologie des Gebietes südlich des Grünsees (Steirernes Meer). - Unveröff. Dipl. Arb., TU München. 100 S. 322 Abb., 2 Tab., 1 geol. Kl., 15 000, 2 Anlagen, München, 1978.
- SEEFELDER, E.: Salzburg und seine Landschaften. - Bergland-Buch, **537** S., 26 Fig., 67 Abb., zahlr. Tab., Salzburg, Stuttgart, 1961.
- SCHOLL, W., WENDT, J.: Obertriassische und jurasische Spaltenfüllungen im Steinernen Meer. - N. Jb. geol. pal. Abh., **136/1**, S. 82, Stuttgart, 1971.
- STEIGER, T., WURM, D.: Faciesmuster oberjurassische Plattformkalke. - Facies **2**, S. 241, Erlangen, 1980.
- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. - Bul. Soc. geol. France, **4**, Serr., **3**, 711-765, Paris, 1903.
- TOMSCHI, H.P.: Erarbeitung der Grundlagen für eine geologische Karte des Gebietes um den Watzmann - Abschlußber. zur Kartierung im Rointgebiet zwischen Watzmann und Königssee. - 135 S., 48 Abb., 10 Tab., München, 1982.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikum. - 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke), 1976a. Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. - 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke), 1976b.
- VOLK, P.: Erarbeitung der Grundlagen für eine geologische Karte zwischen Watzmann, Bartholomä und Hachelköpfen. - 65 S., 33 Abb., 8 Tab., München, 1981.
- WENDT, J.: Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonwendengebirge (Tirol, Österreich). - N. Jb. Geol. Pal. Abh., **132**, 219-238, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 21-25, Stuttgart, 1970. Genese und Fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im mediterranen Jura. - Paläontographica **A**, **136**, 121-192, 209 Abb., 7 Tab., Taf. 15-18, Stuttgart, 1971.
- Stratigraphische Kondensation in triadischen und Jurasischen Cephalopodenkalken der Tethys. - N. Jb. Geol. Pal. Mh., **1970**, 433-448, 13 Abb., Stuttgart, 1970.