Geologische Karte von Bayern

1 : 25 000

Erläuterungen

zum

Blatt Nr. 8434 Vorderriß

von

KLAUS DOBEN

mit Beiträgen von

KURT BADER (Geophysik)
HORST FRANK (Ölschiefer)
WALTER GROTTENTHALER (Die Böden)
WALTER LAFORCE & MAX SCHUCH (Die Moorvorkommen)
HORST FRANK & KLAUS POSCHLOD (Rohstoffe)
JAN-PETER WROBEL (Hydrogeologie)

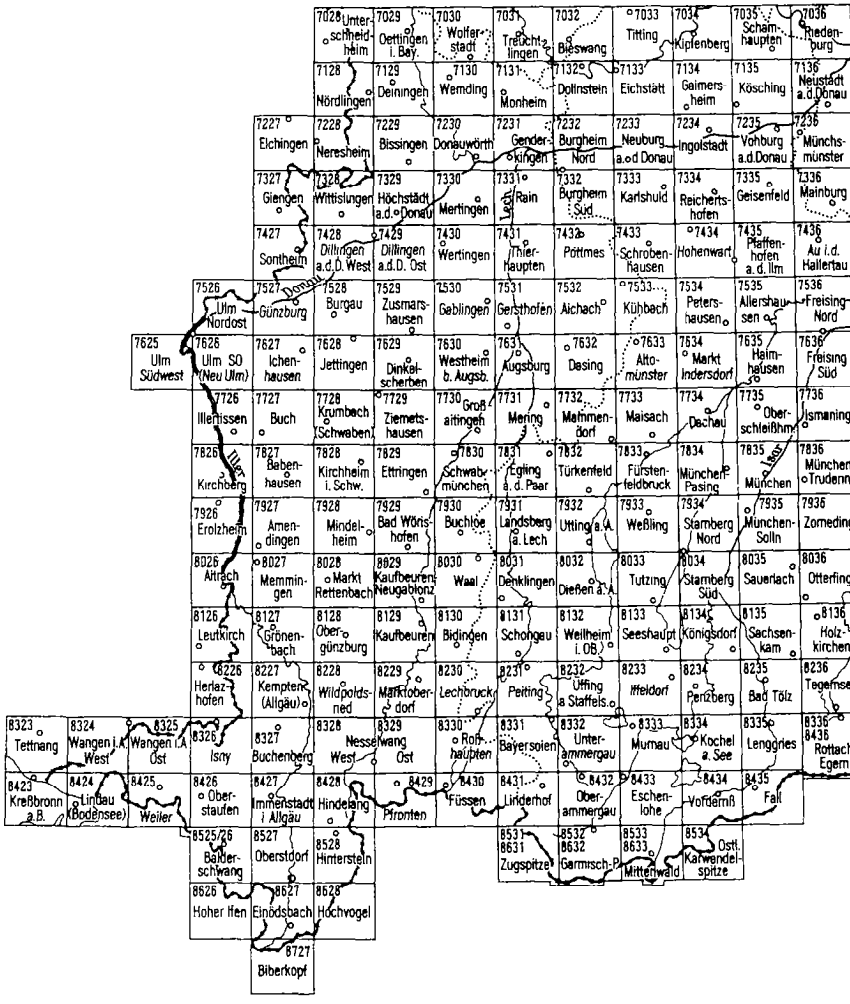
Mit 10 Abbildungen, 6 Tabellen, 1 Beilage, 1 Karte und 1 Profiltafel

Redaktion: KLAUS DOBEN

Herausgeber und Verlag: Bayerisches Geologisches Landesamt,
Heßstraße 128, D-80797 München

Blattschnitt der Geologischen und Bodenkundlichen Karte von Bayern 1:25 000

(südwestliches Bayern)



Geologische Karte von Bayern

1 : 25 000

Erläuterungen

zum

Blatt Nr. 8434 Vorderriß

von

KLAUS DOBEN

mit Beiträgen von

KURT BADER (Geophysik)
HORST FRANK (Ölschiefer)
WALTER GROTTENTHALER (Die Böden)
WALTER LAFORCE & MAX SCHUCH (Die Moorvorkommen)
HORST FRANK & KLAUS POSCHLOD (Rohstoffe)
JAN-PETER WROBEL (Hydrogeologie)

Mit 10 Abbildungen, 6 Tabellen, 1 Beilage, 1 Karte und 1 Profiltafel

Redaktion: KLAUS DOBEN

Herausgeber und Verlag: Bayerisches Geologisches Landesamt,
Heßstraße 128, D-80797 München

Geol. Kt. Bayern 1 : 25 000	Erl. Bl. 8434 Vorderriß	74 S.	München 1993

ISSN 0930–7060

Alle Urheberrechte vorbehalten
© Bayerisches Geologisches Landesamt 1993

Druck: Druckerei Frühmorgen & Holzmann, München

Inhaltsverzeichnis

Vorwort 5

1. Geographischer Überblick 7

2. Geologischer Überblick, erdgeschichtlicher Werdegang und Geschichte der geologischen Kartierung 7

3. Schichtenfolge (Stratigraphie) 9
3.1. Trias 9
3.1.1. Hauptdolomit 9
3.1.2. Plattenkalk 13
3.1.3. Kössener Schichten 14
3.2. Jura 15
3.3. Mittlere Kreide 16
3.4. Quartär 17
3.4.1. Pleistozän 17
3.4.1.1. Nagelfluh 17
3.4.1.2. Beckenschluff 17
3.4.1.3. Würmzeitlicher Schotter 19
3.4.1.4. Fernmoräne 20
3.4.1.5. Lokalmoräne 21
3.4.1.6. Spätwürmzeitliche bis holozäne Schotter 21
3.4.2. Holozän 21
3.4.3. Zur Mächtigkeit der quartären Füllung des Isartals 21
3.4.4. Die Moorvorkommen des Kartenblattes Nr. 8434 Vorderriß (W. LAFORCE & M. SCHUCH) 24

4. Lagerungsverhältnisse (Tektonik) 38
4.1. Großbau 38
4.2. Tieferer Untergrund 39
4.3. Störungen 39
4.4. Klüfte 41
4.5. Zeitlicher Ablauf tektonischer und thermischer Ereignisse 41

5. Geophysikalische Untersuchungen (K. BADER) 42
5.1. Refraktionsseismik und Geoelektrik zur Erkundung der Isartalfüllung 42
5.2. Geoelektrische Tiefensondierung mit Großauslage der Elektroden 43
5.3. Reflexionsseismik der Erdölindustrie 43
5.4. Regionale geophysikalische Messungen 43

6. Hydrogeologische Verhältnisse (J.-P. WROBEL) 45
6.1. Hydrogeologischer Überblick 45

6.2. Grundwasser 46
6.2.1. Grundwasserführung der Gesteine 46
6.2.2. Quellhorizonte und Quellen 47
6.2.3. Grundwasserhöffigkeit 48
6.3. Grundwasserhaushalt 49
6.3.1. Klima 49
6.3.2. Abfluß und Grundwasserneubildung 50
6.4. Beschaffenheit des Grundwassers 51
6.5. Stand der Wasserversorgung 51

7. Rohstoffe 52
7.1. Nichtmetallrohstoffe (K. POSCHLOD) 52
7.1.1. Festgesteine 52
7.1.2. Lockergesteine 54
7.2. Energierohstoffe 56
7.2.1. Erdöl und Erdgas (K. POSCHLOD) 56
7.2.2. Ölschiefer (H. FRANK) 56

8. Die Böden (W. GROTTENTHALER & A. PETSCHL) 57
8.1. Bodenkundlich-standortkundlicher Überblick 57
8.2. Die geologischen Einheiten und ihre Böden 59
8.3. Profilbeschreibungen 64

9. Geologisch wichtige Stellen 67

10. Profile von Bohrungen 67

11. Literatur 73

Beilage: Bodenanalysen (W. GROTTENTAHLER)

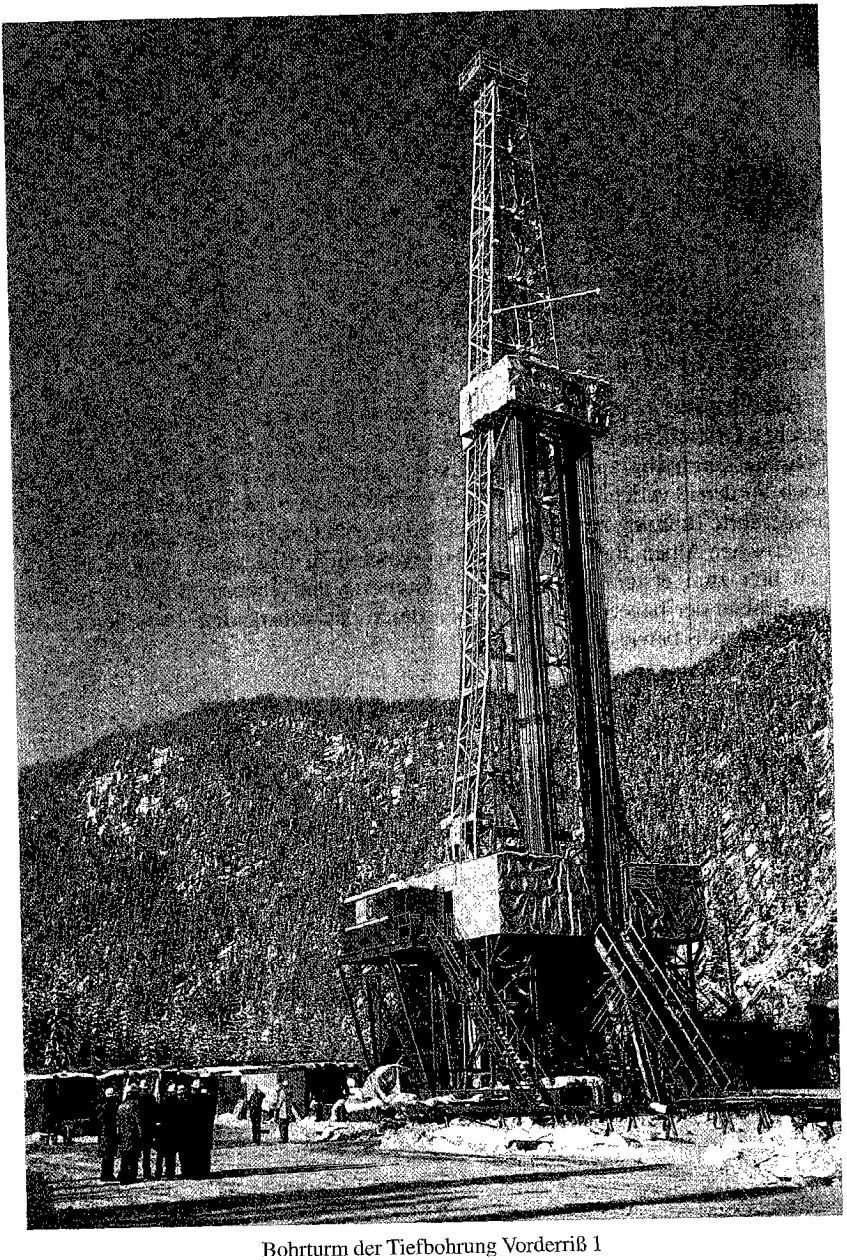
Vorwort*

Das Blattgebiet gehört zu den abgeschiedeneren Teilen des Isarwinkels und vor dem Bau des benachbarten Sylvenstein-Speichersees und dem breitspurigen Ausbau der Straße nach Vorderriß und ins vordere Rißbachtal war es wohl eins der abgeschiedensten Gebiete ganz Bayerns, nur bekannt als Jagdreservat und Naturschutzgebiet.

Für die Geowissenschaften in Bayern erlangte das Gebiet Ende der 40er, Anfang der 50er Jahre Bedeutung als Kartierfeld im Zusammenhang mit wasserwirtschaftlichen Projekten (Stollen zur Überleitung des Rißbachs in den Walchensee, Sylvenstein-Speicher).

Ende der 70er Jahre fiel dann unversehens der Blick einer viel größeren geologischen Öffentlichkeit in das stille Tal, als nämlich die Lokation einer Alpentiefbohrung kurzfristig aus der Gegend von Wamberg bei Garmisch-Partenkirchen nach Vorderriß verlegt wurde. Mit der Endteufe von 6468 m blieb diese 1977/78 ausgeführte Bohrung bis 1992 die tiefste Bayerns und bis heute die tiefste in den bayerischen Alpen. Ihre wissenschaftsgeschichtliche Bedeutung erhält sie daraus, daß hier zum erstenmal der lange postulierte und ebenso lange bezweifelte Deckenbau der bayerischen Kalkalpen durch das vollständige Durchteufen des Deckenstapels bewiesen wurde.

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe Dr. KLAUS DOBEN, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, D-80797 München.



Bohrturm der Tiefbohrung Vorderriß 1
(Foto: H. VIDAL 1977)

1. Geographischer Überblick

Das Gebiet des Blattes Vorderriß der topographischen Karte von Bayern 1 : 25 000 erfaßt die überwiegend N–S gegliederte Kalkalpenlandschaft um den südöstlichen Teil des Walchensees und zu beiden Seiten der Isar sowie im Bereich des vorderen Rißbachtals.

Den Nordrand bildet der westliche Teil des Jachentals, nach S folgt mit steiler N-Seite der Bergzug des Wilfets- und Staffelbergs, daran anschließend bis zum Isartal eine Kuppenlandschaft ohne markanten Höhenzug. Südlich des Isartals folgt wiederum ein scharf ausgeprägter Höhenzug mit dem Hohen und dem Vorderen Grasberg, westlich des Rißbachtals, und mit dem Grasköpfl und dem Grammersberg, östlich des Rißbachtals. Nach der Senke des Fischbachtals im W, des Stuhl- und Oedlbachtals in E bilden den Südrand einige Gipfel des Vorkarwendels (Schöttelkopf, Baierkarspitz, Schafreuter).

Mit den genannten drei Bergketten steigt die Gipfelflur im Blattgebiet von ca. 1500 über ca. 1700 m auf ca. 2000 m (Steigung ca. 5%). Der größte relative Höhenunterschied beträgt 1350 m, zwischen der Jachen und dem Schafreuter-Gipfel.

Bei der Bodennutzung dominiert die Forstwirtschaft, die Landwirtschaft auf Tal- und Almweide ist – über das gesamte Blattgebiet verstreut – nur auf eng umgrenzten Flächen möglich.

Die öffentliche Verkehrsanschließung geschieht durch die Straßen im Jachen, Isar- und Rißbachtal. Für die Verkehrsdurchlässigkeit nach Westen sind die Mautstraßen im Isartal von Vorderriß nach Wallgau und entlang dem Südrand des Walchensees von Niedernach nach Einsiedeln von besonderer Bedeutung.

Politisch gehört das Gebiet zu den Landkreisen Bad Tölz–Wolfratshausen und Garmisch-Partenkirchen, am SE-Rand zum österreichischen Land Tirol.

2. Geologischer Überblick, erdgeschichtlicher Werdegang und Geschichte der geologischen Kartierung

Geologischer Überblick

Die im Blattgebiet an der Erdoberfläche zugänglichen Gesteine stammen aus der Zeit der Oberen Trias bis Oberen Kreide und aus dem Quartär. Im Gesteinsbestand dominiert Hauptdolomit, es folgen Plattenkalk und Kössener Schichten

(Mergel und Kalk) sowie in sehr kleinflächigem Ausstrich bunte Kalke, Kieselkalke und Mergel des Jura und Konglomerate und Sandsteine der Unteren Oberkreide.

Diese Festgesteine sind zu erheblichem Teil von Lockergesteinen, wie Lokal- und Fernmoräne, Talschottern und Hangschutt, verhüllt. Die Lagerungsverhältnisse der Festgesteine, wie sie sich aus tektonischen Messungen übertage ergeben, sind südlich der Isar von einem einfachen, nördlich der Isar jedoch von einem intensiven Faltenbau gekennzeichnet, teilweise mit überkippten Sätteln und Mulden sowie Überschiebungen.

Der Tiefenbau, erschlossen durch die Bohrung Vorderriß 1 (Endteufe 6468 m), erweist sich als Stapelung von zwei fernüberschobenen kalkalpinen Decken, die miteinander verfaltet sind. Die Gesteine der oberen (Lechtal-)Decke reichen – unter interner Verdoppelung – von der Erdoberfläche bis in mehr als 4 km Tiefe; darunter folgen ca. 2400 m der unteren (Allgäu-)Decke inklusive ca. 100 m mächtigen Gesteinen der Randschuppen-Zone. Unter diesem Deckenstapel wurde sodann noch (ca. 60 m) allochthones Helvetikum erbohrt. Die beiden letzteren Einheiten streichen infolge Hochbiegens des kalkalpinen Deckenstapels und seiner Unterlage erst am Alpennordrand zutage aus.

Erdgeschichtlicher Werdegang

Die Gesteine der Lechtal-Decke im Oberflächenbereich sind überwiegend biogene Sedimente, die sich auf der langsam absinkenden Plattform eines seichten Schelfmeeres bildeten.

Im Überwatt des lagunären Bereichs entstand der Hauptdolomit, im Gezeitenbereich der Plattenkalk, unter ständiger Flachwasserbedeckung die Kössener Schichten. Ab dem Jura lag die Plattform schließlich unter Tiefwasser. Ihre Labilität förderte Schollenkippungen, die den Meeresboden in Tiefschwellen mit Rotkalk-, Tiefbecken mit Graukalk- und Zwischenbereiche mit Kieselkalksedimentation gliederte.

Die größte Absenkung wurde im Oberen Jura erreicht, als nur noch die SiO_2-Skelette von Radiolarien in gesteinsbildender Menge unterhalb der Kalkzitauflösungsgrenze abgelagert wurden. Von da an entwickelte sich ein Trend zur allmählichen Meeresverflachung (1. Schritt Aptychenschichten), der in der Bildung grobklastischer Gesteine gipfelte (Mittelkreide-Konglomerate). Diese liegen bereits einem Relief auf und dokumentieren damit vorausgegangene gebirgsbildende Vorgänge. Worin diese bestanden, kann im Blattgebiet dank der Tiefbohrung Vorderriß als Einengungstektonik mittels Deckenüberschiebung beschrieben werden. Sehr viel später, im ausgehenden Tertiär, brachten Hebungen ein Gebirge im morphologischen Sinne hervor. Das sich anschließende Eiszeitalter prägte durch mehrmalige Vergletscherung sowohl die Grundzüge der heute sichtbaren Landschaft, als auch das durch quartäre Lockergesteine verhüllte, von Übertiefungen und Schwellen gekennzeichnete unsichtbare Felsrelief der Talsohlen.

Geschichte der geologischen Kartierung

Die erste, aus heutiger Sicht brauchbare Grundlage bildete die Karte 1 : 100 000, Blätter Werdenfels und Miesbach (1858), vom damaligen königlichen Bergmeister C. W. GÜMBEL (zugehöriger Textband von 1861). Fast 100 Jahre verstrichen, bis eine geologische Karte gleichen Maßstabs publiziert wurde: das Blatt 664 Tegernsee von P. SCHMIDT-THOMÉ (1953). Diese Karte (mit Profiltafel, aber ohne Erläuterungen) enthält das Blatt Vorderriß zur Gänze und faßte für das Blattgebiet Spezialkartierungen im Maßstab 1 : 25 000 (SCHMIDT-THOMÉ 1948/50, unpubliziert, und LUTYI-LUTENKO 1951) zusammen, in denen der stratigraphische Detailreichtum und das grundsätzlich richtige Verständnis der Lagerungsverhältnisse niedergelegt worden waren. Danach gab die Tiefbohrung Vorderriß 1 noch einmal Anlaß zu der Umfeldkartierung von MÜLLER-WOLFSKEIL (1980) im Maßstab 1 : 10 000, von der eine stark verkleinerte tektonische Übersichtskarte 1981 erschienen ist.

3. Schichtenfolge (Stratigraphie)

Hier werden nur die im Kartenbild dargestellten Gesteine beschrieben; die des tieferen Untergrunds, erschlossenen durch die Bohrung Vorderriß 1, haben anderen Orts (BACHMANN & MÜLLER 1981) eine detaillierte Beschreibung erfahren. Um wenigstens eine Übersichtsinformation zu geben, findet sich die vollständige Schichtenfolge dieser Bohrung als schematisches Säulenprofil auf dem Kartenrand abgebildet.

3.1. Trias

3.1.1. **Hauptdolomit** (Nor), hd

Das Gestein mit der weitaus größten Flächenverbreitung und Mächtigkeit, das die meisten, wenn auch nicht die höchsten Gipfel bildet und Hauptschuttlieferant ist, prägt dieses Blattgebiet nahezu vollständig.

Der monotone Gesamteindruck bietet kaum Möglichkeiten zur Gliederung. Einen der wenigen Ansatzpunkte liefert die Bankung: der untere Hauptdolomit ist vorwiegend dünn, der obere überwiegend mittelstark gebankt.

Mit der Bankung gehen petrographische Unterschiede einher (vgl. MÜLLER-JUNGBLUTH 1970). Der untere Hauptdolomit besteht vorwiegend aus kristallbe-

stimmten Dolomiten, gleich- bis ungleichkörnige, ungeschichtete bis rhythmisch feingeschichtete und laminierte Gesteine, die dunkel- bis gelbbraun anwittern, zuckerkörnig, deutlich bituminös und meist total brecciiert sind.

Im (mächtigeren) oberen Hauptdolomit herrscht die Gruppe der komponenten- und gefügebestimmten Dolomitgesteine (vielfach dolomitisierte Kalke) vor, die durch Klaste, Rundkörperchen, Biogene und Algen-Stromatolith-Formen charakterisiert sind:

(1) Klaste (Gesteinsfragmente, Schlickgerölle u. a.):
Zu Beginn einer jeden Sedimentationseinheit („Schicht") treten Aufarbeitungslagen mit schlecht sortierten bis gradierten Feinbreccien und Geröllen auf

(2) Rundkörperchen: dunkel (kryptokristallin) gesäumte Körner, z. T. organischen Ursprungs, z. B. Onkoide

(3) Biogene: Organismenhartteile von auffallend kleinwüchsigen und wenigen Arten (hauptsächlich Foraminiferen und Ostracoden)

(4) Algen-Stromatolith-Formen: unregelmäßige ± parallele Feinschichten verschiedener Porosität und wechselnden Materials (Kalzit, Dolomit) mit bezeichnendem Fenstergefüge aus kalzitgefüllten Zwickelporen.

Bitumengehalt und Zuckerkörnigkeit (Kristallgröße) nehmen gegenüber dem unteren Hauptdolomit ab. Das weißlich, hellocker oder gelblich anwitternde Gestein zeigt den charakteristischen Zerfall in schief prismatische bis würfelige Stücke. Die skizzierte Gesteinsabfolge innerhalb des Hauptdolomits läßt sich nach FRUTH & SCHERREIKS (1984) als Verlagerung des Sedimentationsmilieus vom Überwatt in den gezeitenbestimmten Wattbereich am Rande einer flachen Lagune deuten.

In dieses Faziesmodell paßt die Einschaltung von Sonderausbildungen des Hauptdolomits:

Ölschiefer (HORST FRANK*)

Es sind dies im unteren Hauptdolomit Asphaltschiefer (Ölschiefer), die im Isartal im ehemaligen Ölschieferwerk Schröfeln abgebaut wurden. Es sind wohlgeschichtete, dünnplattige, stark bituminöse Dolomite mit Lagen rhythmisch feinstgeschichteter, hell-dunkel-gebänderter Dolomite, die z. T. bis in den Kleinstbereich gefaltet sind.

Abgelagert sind diese bitumenreichen Sedimente nach FRUTH & SCHERREIKS (1984) im „Mischwatt und Übergangsmilieu" in Gezeitenseen oder seichten Lagunen, die durchzogen waren von Prielen mit zahllosen kleineren und größeren Seen und Buchten. BRANDNER & POLESCHINSKI (1986) schließen, im Gegensatz dazu, von submarinen Rutschungen auf eine Ablagerung der bituminösen Mergel im Beckeninneren.

---

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe Dr. HORST FRANK, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, D-80797 München.

Im Unteren Ölgraben (Schröfeln) ist diese Schichtfolge durch 3 Bohrungen erschlossen, welche im Jahre 1957 zur Untersuchung der Ölschieferflöze in der Grube „Kurt" von der Gesellschaft zur Aufsuchung von Bodenschätzen (GAB; Objekt Nr. 227) abgeteuft wurden. Das Profil der Bohrung 3 ist kennzeichnend für die dortige Schichtfolge (Archiv GLA) :

„Bei zunehmender Feinplattigkeit und Dunkelfärbung des Dolomits wurden bis 15,25 m Teufe nur feinste Ölschieferbeläge auf Schichtflächen und Klüften, bis 25,80 m auch einige 5–10 mm starke Ölschieferlagen, von 25,80m bis 39,10 m in größeren Abständen einige bis 20 cm starke Flözchen und endlich von 39,10 bis 44,55 m Teufe der Hauptflöz-Horizont angetroffen. Er weist unter anderem ein 185 cm mächtiges, durch dünne Mergellagen aufgespaltenes Ölschieferflöz auf."

Teufenabschnitt 39,10 m bis 46,80 m (Endteufe) der Bohrung 3:

39,10 m – 39,26 m feinschichtiger Ölschiefer
– 39,43 m hellgelblicher Dolomit
– 40,20 m beigefarbiger, feinschichtiger Dolomit
– 40,32 m hellgrauer, kavernöser Dolomit
– 40,40 m beigefarbiger, feinschichtiger Dolomit
– 40,51 m feinschichtiger (f.sch.) Ölschiefer
– 40,54 m dunkelgrauer(dkl.gr.) Dolomit
– 40,55 m dkl.gr. Ölschiefer
– 41,25 m dkl.gr., f.sch. Dolomit
– 41,38 m dkl.gr., f.sch. Ölschiefer
– 41,52 m dkl.gr., f.sch. Dolomit
– 41,76 m dkl.gr., f.sch. Ölschiefer
– 41,95 m dkl.gr. f.sch. Dolomit
– 43,80 m dkl.gr., f.sch. Ölschiefer mit Dolomitbänkchen
– 44,15 m dkl.gr., f.sch. Dolomit
– 44,20 m dkl.gr., f.sch. Ölschiefer
– 44,45 m dkl.gr., f.sch. Dolomit
– 44,55 m dkl.gr., f.sch. Ölschiefer
– 45,35 m dkl.gr., plattiger und f.sch. Dolomit
– 46,80 m plattiger und f.sch. Dolomit mit 2–3 cm starken Ölschieferlagen in Abständen von ca. 20 cm
Endteufe

Zur Beschaffenheit des bituminösen Hauptdolomits siehe auch Kap. 7.2.2.

Insgesamt brachten die Bohrungen im Unteren Ölgraben die Erkenntnis, daß im Liegenden des Hauptflözes der Grube „Kurt" bauwürdige Flöze nicht vorhanden sind. Nach Süden zu ist eine Flexur mit einem Einfallen von 55–60° für eine örtliche Ausquetschung des Flözes verantwortlich.

„Die als große Linsen aufzufassenden Ölschieferflöze zeigen nicht nur primäre Vertaubungen durch Einschaltung dunkler Mergel, sondern auch eine große Empfindlichkeit auf tektonischen Druck. Unterschiedlicher Gebirgsdruck und Schichtzerreißungen, wie sie durch zahlreiche streichende und diagonal hierzu

Abb. 1. Ölschiefer von Schröfeln mit synsedimentären Rutschfalten im Handstückbereich (×1,25). Foto: GEISS.

angeordnete Verwerfungen und Flexuren sowie durch häufigen Wechsel der Streichrichtungen in Erscheinung treten, äußern sich durch Verformung und plastisches Ausweichen der Ölschiefer. So konnte immer wieder beobachtet werden, wie der Ölschiefer stellenweise weitgehend ausgequetscht ist, einzelne Gesteinschollen umfließt und umhüllt, dafür an anderen Stellen in druckfreier Lage zu größeren Mächtigkeiten anschwillt" (Archiv GLA).

Die Frage welche Rolle submarine Rutschungen gespielt haben ist anhand der Verhältnisse im Unteren Ölgraben nicht abschließend zu entscheiden. Immerhin sind die Untertage-Beobachtungen in der Grube „Kurt" und die Ergebnisse der Bohrungen dahin zu interpretieren, daß (ortho-)tektonische Vorgänge für die Lagerungsverhältnisse wesentlich waren. Dies spricht nicht gegen syngenetische Verformungen, etwa durch submarine Rutschungen in den bituminösen Lagen und deren Begleitgesteinen, wie sie BRANDNER & POLESCHINSKI (1986) annehmen. Als alleinige Ursache für die heutige Lagerung sind sie jedoch auszuschließen. Epirogene Bewegungen und die tektonische Beanspruchung des Hauptdolomits während der alpidischen Gebirgsbildung, wie sie sich in Großfalten aber auch in Spezialfalten kundtut, haben in den inkompetenten Lagen des bituminösen Hauptdolomits sicher deutliche Wirkungen hinterlassen.

Die tektonischen Erscheinungsformen im Handstück-Bereich sind in FISCHER (1957) durch viele Abbildungen und präzise Beschreibungen anschaulich gemacht. Sämtliche dort beschriebenen Formen, wie Falten, Brüche und Aufschiebungen sind jedoch sicher auch, teilweise wohl nur, durch syngenetische (bzw. diagenetische) Vorgänge (Rutschungen, Sackungen etc.) zu erklären (Abb. 1.)

Zur Lage und Verbreitung der Ölschiefer

Die bis 50 m mächtige Zone liegt im Profil mindestens 300–400 m über der Hauptdolomit-Basis; dies schloß SCHMIDT-THOMÉ (1950: 6–7, Taf. XIII) aus Befunden im Grasberg-Stollen der Rißbach-Überleitung, wo bituminöse Schiefer auf der Nord- und Südseite eines Hauptdolomitsattels auftreten. Es ist eine über die genannten Vorkommen hinausgehende flächenhafte Verbreitung anzunehmen (vgl. DOBEN 1976: 11–13). Vom Vorkommen Schröfeln ausgehend, unter Zugrundelegen des mittleren östlichen Achsentauchens des Wamberger Sattels von ca. 6° (siehe Kap. Tektonik) gelangt man im Bohrloch der Vorderriß 1 in jenen Teufenbereich um 1050 m, in dem die automatische Aufzeichnung physikalischer Bohrlochdaten (im Sonic-Log) besonders niedrige Intervallgeschwindigkeiten lieferte. Hierzu erwähnen die Berichte über das Bohrklein: Dolomitstein, Bitumengeruch beim Erhitzen, dunkle Flecken, schwarze Tonbestege. Hierbei könnte es sich um ein Äquivalent der Asphaltschieferlage von Schröfeln handeln. Die o. g. Vorkommen im Grasberg-Stollen gehören dagegen in den Hauptdolomit oberhalb der 650-m-Störung der Bohrung Vorderriß 1, d. h. in einen höheres tektonisches Stockwerk.

Weitere Sonderausbildung

Dünnplattige dolomitische Kalke, bis zu 20 m mächtig, finden sich im obersten Hauptdolomit, nach SCHMIDT-THOMÉ (1950: 7) 50–200 m unterhalb der Hangendgrenze. Sie heben sich im Gelände als Härtlinge deutlich heraus und wurden entlang der Südgrenze des Jachenauer Synklinoriums mehrfach auskartiert.

Gesamtmächtigkeit

Die Mächtigkeit des Hauptdolomits beträgt je nach feldgeologischer Schätzung 1400–1500 m (SCHMIDT-THOMÉ 1950: 7) oder 1700–1800 m (MÜLLER-WOLFSKEIL 1981: 239). Die hier vorgelegte Darstellung (siehe Profiltafel) kommt mit ca. 1200 m aus. Allerdings begrenzen meterbreite Mylonitzonen, die auf interne Bewegungen schließen lassen, z. B. im Hochkopf- und Grasberg-Stollen (SCHMIDT-THOMÉ 1950: Taf. XIII) sowie in der Bohrung Vorderriß 1 (BACHMANN & MÜLLER 1981: 27), von vornherein den Aussagewert solcher Schätzungen. Im Bohrloch liegt der größte ungestörte Mächtigkeitsbereich bei mäßigem Einfallen zwischen 650 m und 1650 m Teufe, die wahre Mächtigkeit liegt hier also unter 1000 m.

3.1.2. **Plattenkalk** (Nor), pk

Plattenkalk begleitet in einem nördlichen Streifen den Blattgebietsrand zwischen Walchensee und Jachenau sowie in einem südlichen Streifen den Südostrand zwischen Schafreuter und Grammersberg. Hier bildet er, an seiner hellgrauen Farbe und ebenmäßigen Bankung weithin sichtbar, die höchsten Gipfel des Blattgebietes.

Der hell anwitternde, im frischen Bruch dunkelgraue, dichte, stark geklüftete Kalk ist dünn bis mittelstark gebankt (10–50 cm). Die Bankoberseiten sind ebenflächig, bis auf einige extrem wülstige Bänke nahe dem Übergang zu den Kössener Schichten (s. u.).

In diesem oberen Teil wird auch die Bankdicke geringer und die Einschaltung von Mergeln häufig, zudem häufen sich Fossilfunde; einzelne Kalkbänke enthalten massenhaft Kleinschnecken (u. a. *Rissoa alpina* GÜMB., *Chemnitzia* sp.); im Dünnschliff erkennt man Querschnitte von Ostracodenschalen, ein Hinweis auf Brackwassermilieu.

Wo Plattenkalk flach ausstreicht, wie in den Hochlagen um den Schafreuter und die Moosen-Alm, sind manigfaltige Verkarstungsformen zu beobachten.

Infolge des Kalk/Mergel-Wechsels verhält sich der Plattenkalk im Gesteinsverband sehr faltungsfreudig. Dies erschwert die Mächtigkeitsbestimmung. SCHMIDT-THOMÉ (1950: 7) setzte 300–400 m an, MÜLLER-WOLFSKEIL (1981: 239) im Norden 300–360 m, im Süden 300–350 m. Aus der hier vorgelegten Profiltafel ergeben sich theoretisch Werte bis maximal 500 m.

3.1.3. **Kössener Schichten** (Rät), k

Ihr Vorkommen ist auf die drei Muldenbereiche der Jachenauer Mulde, nördlich des Wamberger Sattels, die Moosen-Alm südlich desselben und auf den gerade noch angeschnittenen Nordrand der Karwendel-Mulde beschränkt.

Es sind hellgraue, im frischen Bruch schwarzgraue, leicht bräunliche, fossilführende mergelige Kalke in Wechsellagerung mit grauen bis schwarzen, schieferig-blätterigen Mergeln; besondere Kennzeichen sind wulstige Bankoberflächen und muscheliger Bruch. Riffkalke sind im Blattgebiet nicht anzutreffen. Die vorwiegend mergelige Ausbildung wird allerdings von kalkreichen Partien abgelöst: Im Norden, im Gebiet des Sagrinnenköpfls bilden bankige Kalke das Hangende von Mergeln MÜLLER-WOLFSKEIL (1981: 240). Im Gebiet der Moosen-Alm dagegen folgen ähnliche Kalke direkt auf Plattenkalk, scheinen sodann mit Mergeln zu wechseln und schließlich in diese überzugehen.

Südlich des Schafreuter (Abb. 2) beginnt das Rät wie im Norden mit dunkleren Mergeln, darüber folgen auch hier Kalke, die sog. Oxycolpos-Kalke (an der Tölzer Hütte ca. 20 m), und abschließend ca. 15 m schwarze Grenzmergel, mit der Besonderheit von roten Schiefertonlagen (ULRICH 1960: 103).

Die Mächtigkeit ist in allen o. g. Vorkommen entweder durch Transgression, Erosion oder tektonische Ausquetschung reduziert. Aus der Konstruktion der Profile ergeben sich maximal noch vorhandene ca. 100 m.

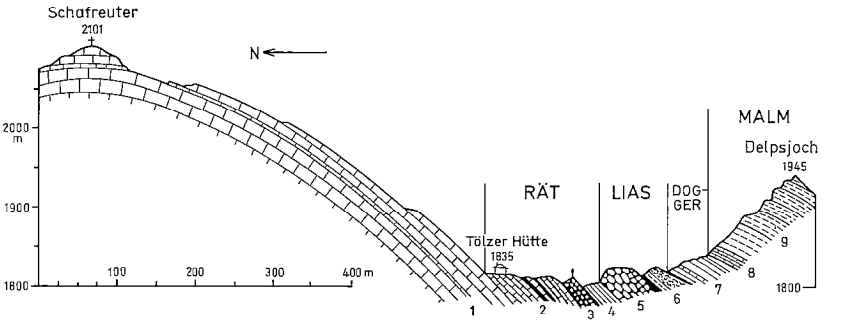


Abb. 2. Querprofil zwischen Schafreuter und Baumgarten-Joch, 1 Plattenkalk, 2, 3, 4 Kössener Mergel mit Kalkbänken, 5 rote und graue Knollenkalke, 6 rote und graugrüne Mergel, 7 graue Kieselkalke mit Hornsteinlagen, 8 Radiolarit, 9 Aptychenschichten; aus SCHMIDT-THOMÉ (1950), ergänzt nach ULRICH (1960).

3.2. Jura

Gesteine aus dieser Zeit sind nur in zwei Vorkommen erhalten, die beide den großen Muldenbereichen angehören, die das Blattgebiet im Norden und Süden streifen: Synklinorium und Karwendelmulde.

Vorkommen nördlich Sagrinnenköpfl in der Jachenau: Hier fand LUTYI-LUTENKO (1951: 20) am Weg von der Ortschaft Mühle über die Jachen Richtung Sagrinnenköpfl wenige m mächtige graue Fleckenkalke und bunte Kalke von brecciösem Aussehen; er verglich sie mit ähnlichen (fossilbelegten) Kalken des Lias nördlich Jachenau sowie westlich des Walchensees, auf der Halbinsel Zwergern (s. DOBEN 1976: 17).

Vorkommen südlich der Tölzer Hütte: Hier hat ULRICH (1960: 117–118) die Gliederung der jurassischen Schichtenfolge durch SCHMIDT-THOMÉ (1950: 8–10, Abb. 1) überarbeitet, wobei er die Lias-Stufe mit einigen Ammonitenfunden auch biostratigraphisch belegen konnte (Abb. 3). Dogger und Malm wurden nach regionalem Vergleich lithologisch bezeichnet.

Die Mächtigkeit des Jura bis einschließlich Unterer Malm (Radiolarit) beträgt nach ULRICH (1960: Abb. 5) ca. 100 m (in der Profiltafel Prof. 1, übertrieben dargestellt); es folgen ca. 200 m mächtige Aptychenschichten (außerhalb des Blattgebiets).

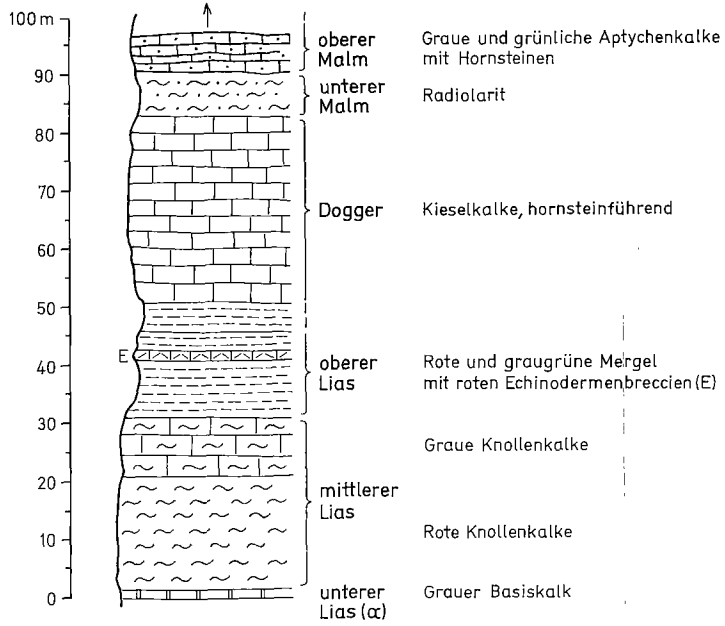


Abb. 3. Säulenprofil durch den Jura an der Tölzer Hütte; aus ULRICH (1960), ergänzt.

3.3. Mittlere Kreide

Branderfleck-Schichten (? Cenoman), cB

Von den drei getrennten Vorkommen am Südhang des Jachentals, am Sagrinnenköpfl, beim Fuchseneck und bei der Rotwand, liegen die beiden ersten vollständig, das dritte zu kleinen Teilen auf dem Blattgebiet. Alle drei wurden erst spät entdeckt (SCHMIDT-THOMÉ 1950, LUTYI-LUTENKO 1951).

Die hellbraunen dickbankigen Grob- und Feinbreccien transgredieren diskordant über Kössener Schichten und Plattenkalk (am Sagrinnenköpfl mit 30–40°). Ihre Komponenten sind offensichtlich auf die nahe Umgebung des transgredierten Untergrunds bezogen: Am Sagrinnenköpfl also besonders auf Rätkalke, am Fuchseneck auf Plattenkalk, an der Rotwand auf beide zusammen.

Der Komponentendurchmesser (bis 15 cm) nimmt nach oben hin auf Sandkorngröße ab. Grob- und Feinbreccien verzahnen sich gelegentlich lateral bzw. keilen rasch aus, Hinweis auf wechselnde Schüttungsintensität und/oder -richtung.

Fossilien sind aus den drei Vorkommen bislang nicht bekannt geworden. Ihr Alter entspricht wohl dem in gleicher tektonischer Position östlich benachbarten am Schönberg auf Blatt Lenggries (s. DOBEN 1991). Die Mächtigkeit erreicht im Blattgebiet ca. 100 m.

3.4. Quartär

3.4.1. Pleistozän

Die quartären Ablagerungen beschränken sich im wesentlichen auf die der Würm-Zeit. Es überwiegt Fern- und Lokalmoräne.

3.4.1.1. **Nagelfluh** (Präwürm, z. T. Würm)

Am Westhang des Rißbachtals, in der Schlucht des Fischbachls (Südseite) liegt unter Würm-Moräne Nagelfluh mit Beckenschlufflagen (ca. 20 m), darunter verfestigte, braunverwitterte Moräne mit Kristallin (ca. 10 m) und schließlich ca. 1 m Gehängeschuttbreccie auf Hauptdolomit (SCHMIDT-THOMÉ 1950: 12). Das Vorkommen ist auf der geologischen Karte insgesamt als Nagelfluh dargestellt. Die liegende Moräne gehört sicherlich ins Präwürm (?Riß), die Nagelfluh als Vorstoßschotter möglicherweise ins frühe Hochglazial (Würm).

Das zweite Vorkommen zieht vom „Am großen Wurf" in den unteren Staffelgraben (SCHMIDT-THOMÉ 1950: 16–17, Taf. X, Profil 2). Die wiederum ca. 20 m mächtige Nagelfluh kann aufgrund ihrer stratigraphischen Position zwischen Beckenschluff (s. u.) und Würm-Moräne als Vorstoßschotter des frühen Würm-Hochglazials gedeutet werden, wie ähnliche Vorkommen im Isartal, westlich der Blattgrenze (s. DOBEN 1976: 21).

3.4.1.2. **Beckenschluff,** dt

Es handelt sich um blaugrauen kalkig-dolomitischen Schluff mit geringen Beimengungen von Ton und Sand; gröbere Korngrößen, in Linsenform auftretend, sind selten; Feinschichtung (Bänderung) ist gelegentlich vorhanden, organische Substanz fehlt.

Ablagerungsorte waren Stauseen, in denen kaltzeitliche Flüsse und Bäche oder Schmelzwässer, durch Moräne, Gletschereis oder seitliche Talzuschüttung zeitweilig am Abfluß gehindert, ihre feinstkörnige Fracht absetzten. Für die Beckenanlage prädestiniert waren eisfreie Seitentäler, während das jeweilige Haupttal vom Gletscher schon oder noch durchflossen wurde, d. h. insbesondere bei dessen Vorstoß wie Rückzug.

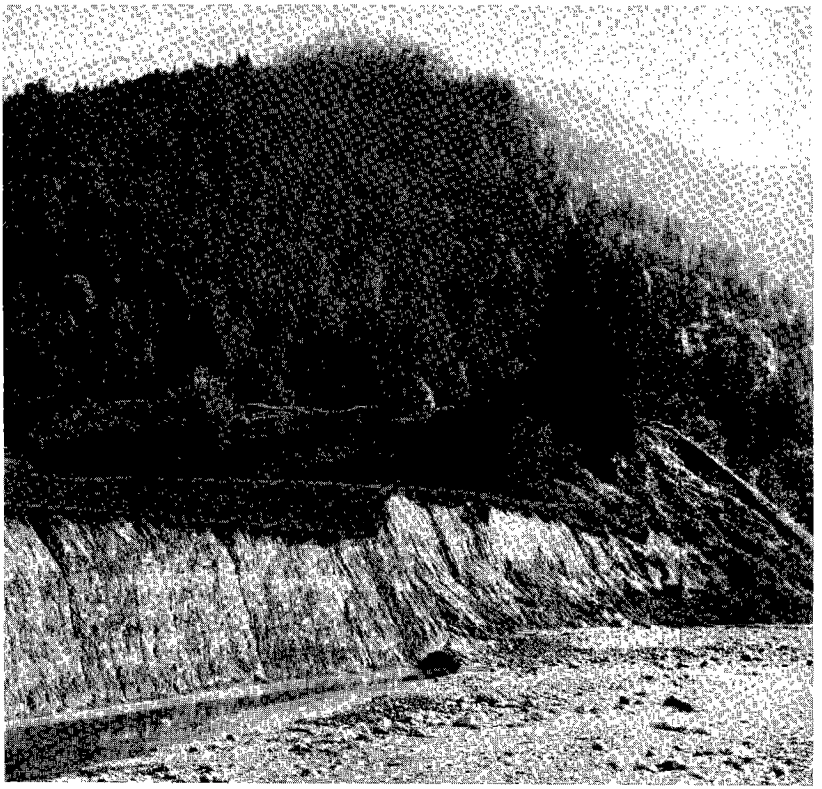


Abb. 4. Terrassierter Beckenschluff im Rißbachtal; Ostseite des Flußbettes.

Im unteren Staffelgraben (beim „Alten Kreidenbruch") geht ca. 10 m mächtiger Beckenschluff aus schräggeschichteten Deltaschüttungen hervor und wird selbst von Schottern und Nagelfluh diskordant überlagert (SCHMIDT-THOMÉ 1950: 19), so wie in den Seitengräben des Isartals westlich der Blattgrenze (s. DOBEN 1976: 21). Diese wiederum von Würm-Moräne überlagerten „Vorstoßschotter" verweisen den Beckenschluff hier ins frühe Würm.

Im Wilfetsbachtal bei der Lainer Alm liegt Beckenschluff dagegen unter spätwürmzeitlich terrassiertem Schotter; er dürfte hier wohl ebenfalls ins Spätwürm einzustufen sein.

Im Rißbachtal ist mächtiger Beckenschluff sogar in die spät- bis postwürmzeitliche Terrassenbildung mit einbezogen (Abb. 4). Am gegenüberliegenden Westrand des Flußbetts ist jedoch noch die Überlagerung durch Moräne erhalten (Abb. 5), was auf ein ähnliches Alter wie im unteren Staffelgraben (s.o.) hinweist.

Abb. 5. Beckenschluff im Rißbachtal, von Moräne diskordant überlagert; Westseite des Flußbettes.

3.4.1.3. Würmzeitlicher Schotter, W, G2

Mit dieser Signatur wurde als einziges das Schotter-Vorkommen – ein schluffreicher sandiger Kies – im Joch der Lainer Alm bezeichnet. SCHMIDT-THOMÉ (1950: 18) deutete es als Staubildung zwischen Isargletscher im Süden und Jachengletscher im Norden, gebildet also nach dem Würmeis-Maximum, in einem frühen Stadium des Eisrückganges, als sich die miteinander verschmolzenen Gletscher bereits wieder zu trennen begannen.

Dieses Alter könnte dann auch für den darunterliegenden Beckenschluff (s. o.) gelten. Die ausgeprägte Terrassierung ist jedenfalls spät- bis postwürmzeitlicher Erosion zuzuschreiben.

3.4.1.4. Fernmoräne

Isargletscher

Die durch ihren Gehalt an ortsfremden (zentralalpinen) Geschieben gekennzeichneten Ablagerungen finden sich an den Flanken des Isartals sowie im gesamten Gebiet nördlich davon, das – mit Ausnahme vom Staffel (1532 m), eventuell auch Zwölferköpfl (1437 m) und Rautbergkopf (1415 m), vollständig vom Ferneis überflossen wurde.

Von der Höhenlage der Kristallin-Fundpunkte ausgehend, könnte Ferneis auch, außer durch das Isartal, von der Mittenwalder Gegend aus direkt durchs Seinsbachtal über den ca. 1430 m hohen Vereinsalm-Sattel (ULRICH 1954: 28) ins Fermersbach- und Rißbachtal gelangt sein; Bestätigungen hierfür stehen im Blattgebiet jedoch noch aus.

Die höchstgelegene Fernmoräne des Blattgebietes befindet sich am Grasberg, zwischen Isartal und Fischbachtal, in ca. 1470 m ü. NN, ungefähr in Kartenmitte. Diese Mindestmarke für den pleistozänen Eisstand weist die nördlich der Isar gelegenen Gebiete aufgrund der topographischen Höhenlage fast ganz als ferneisbedeckt aus (s. o.). Dagegen gab es südlich der Isar größere ferneisfreie Bereiche, in denen sich zahlreiche Lokalgletscher entwickeln konnten.

Rißbachgletscher

Das Eis der Karwendelgletscher, durch die Täler des Rißbachs und Fermersbachs kommend, mischte sich im Blattgebiet mit dem Eis des Isargletschers. Am Ort des nahezu rechtwinkligen Zusammentreffens bei Vorderriß entstand eine erhebliche Talübertiefung: die Felssohle des Isartals bei Vorderriß ist mit 450 m ü. NN um 180 m tiefer als ca. 8 km talabwärts am Sylvenstein mit 630 m ü. NN (Abb. 5 in Kap. 3.4.3.); sie wurde fluviatil mit Kies und Kalkschluff, in Wechsellagerung, aufgefüllt.

Die Eishöhe des Rißbachgletschers ist mangels kristalliner oder sonstiger Leitgeschiebe – seltene Funde meldeten jedoch MUTSCHLECHNER (1950) und DREXLER (1977) aus dem oberen Rißbachtal – nur morphologisch abzuschätzen. Gletscherschliffe am Vorderskopf und eine darüber folgende Trogschulter reichen bis ca. 1500 m hinauf.

Die Zahl der im Rißbachtal ausgewiesenen Moränenwälle wurde gegenüber SCHMIDT-THOMÉ (1950: Taf. X) verringert; denn in den erosiv stark zerfurchten Hangflächen täuschen scharfe Grate aus Moränenmaterial Wallformen vielfach nur vor.

Auf der geologischen Karte ist die Moräne des Rißbachtals wie Lokalmoräne dargestellt.

3.4.1.5. Lokalmoräne

In den Hochgebieten südlich der Isar herrschten günstige Bedingungen für die Bildung von Lokalgletschern; der aus dem Soierngebiet kommende Fischbachtalgletscher war der bedeutenste. In der Phase des Eishöchststandes bestand er aus den vereinigten Eismassen mehrerer Lokalgletscher, was ein weites und – durch Moränenwälle unter 1000 m ü. NN belegt – relativ tiefes Vordringen ermöglichte.

Die Mehrzahl der Lokalgletscher hat Wallstaffeln hinterlassen, sie dokumentieren einen stufenweisen Eisrückgang.

3.4.1.6. Spätwürmzeitliche bis holozäne Schotter, W, G3

In der Zeit des Gletscherrückzugs wurden große Massen von glazialen Lockergesteinen der noch durch keine Vegetation gebremsten Erosion ausgesetzt. Diesen extrem intensiven Umlagerungsvorgängen verdanken mächtige Talschotter ihre Entstehung. In ihren internen Partien finden sich häufig Schrägschichtung und rasche Korngrößenwechsel (Westhang des Rißbachtals bei der Einmündung des Fischbachltals), Ausdruck des anfänglich überhöhten Gefälles.

Schutt- und Schwemmkegel, aus den Seitentälern ins Isartal vorrückend, waren der Ausgangspunkt besonders mächtiger Schotterkörper, deren bedeutendster an der Einmündung des Rißbachtals ins Isartal liegt: die nördliche Abdachung der Terrassenoberfläche in der Grammersau gibt noch deutlich die Schwemmkegelabkunft wider. Aus der unsymmetrischen Verteilung der Schotter beiderseits der Rißbachmündung zeigt sich auch deutlich der Abtransport der Geröllmassen isarabwärts und damit der Übergang eines Schwemmkegels in die Terrassenschotter des Isartals. Der Schotterkörper ragt bei Vorderriß ca. 35 m über Talgrund auf und ist in maximal 5 Erosionsterrassen gegliedert. Die oberste (und älteste) ist noch von periglazialen Strukturböden („Buckelwiesen") überzogen.

3.4.2. Holozän

In den Tälern herrschte nach der spät- bis postglazialen Akkumulation die Erosion der akkumulierten Massen vor. Mit verminderter Intensität fand jedoch auch im Holozän der Aufbau von Schutt- und Schwemmfächern, von Bergsturzhalden und Hangschuttdecken statt; über die Mächtigkeit des holozänen Anteils ist jedoch nichts bekannt. Rein holozäne Bildungen sind die Torfablagerungen (s. u.).

3.4.3. Zur Mächtigkeit der quartären Füllung des Isartals

Der Untergrund des Isartals ist im Mittelabschnitt des Blattgebietes durch Bohrungen und geophysikalische Messungen, westlich und östlich davon nur durch

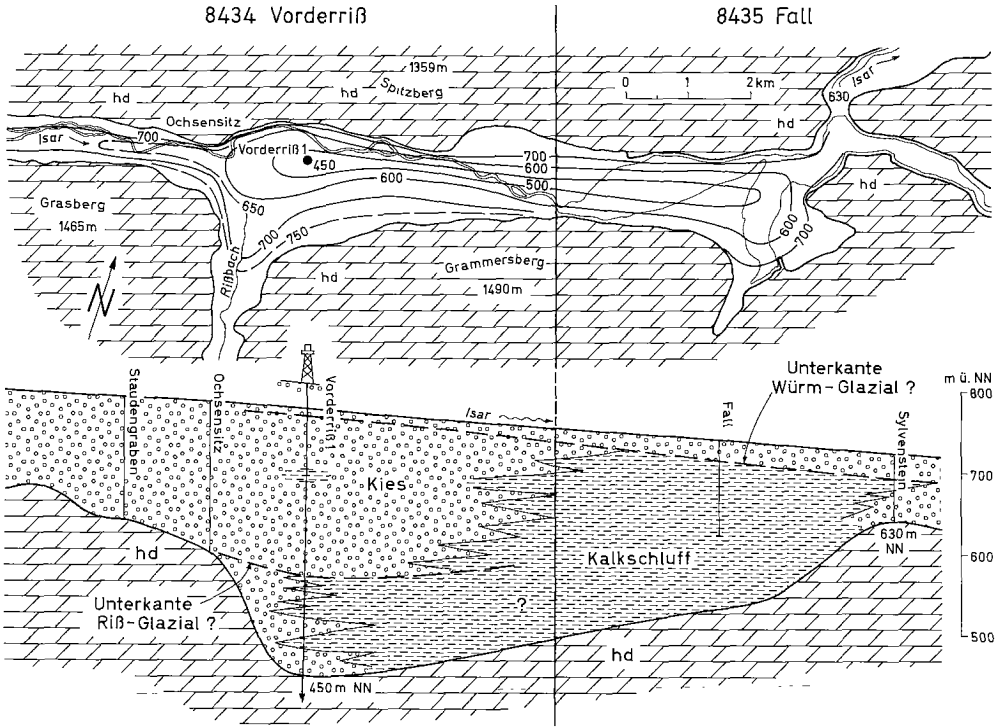


Abb. 6. Felssohle des Isartales in Meter ü. NN (oben) und Längsschnitt durch das Isartal mit quartärer Füllung (nach FRANK 1979, geändert von BACHMANN & MÜLLER 1981); zusätzlich eingezeichnet ist die östliche Blattgrenze.

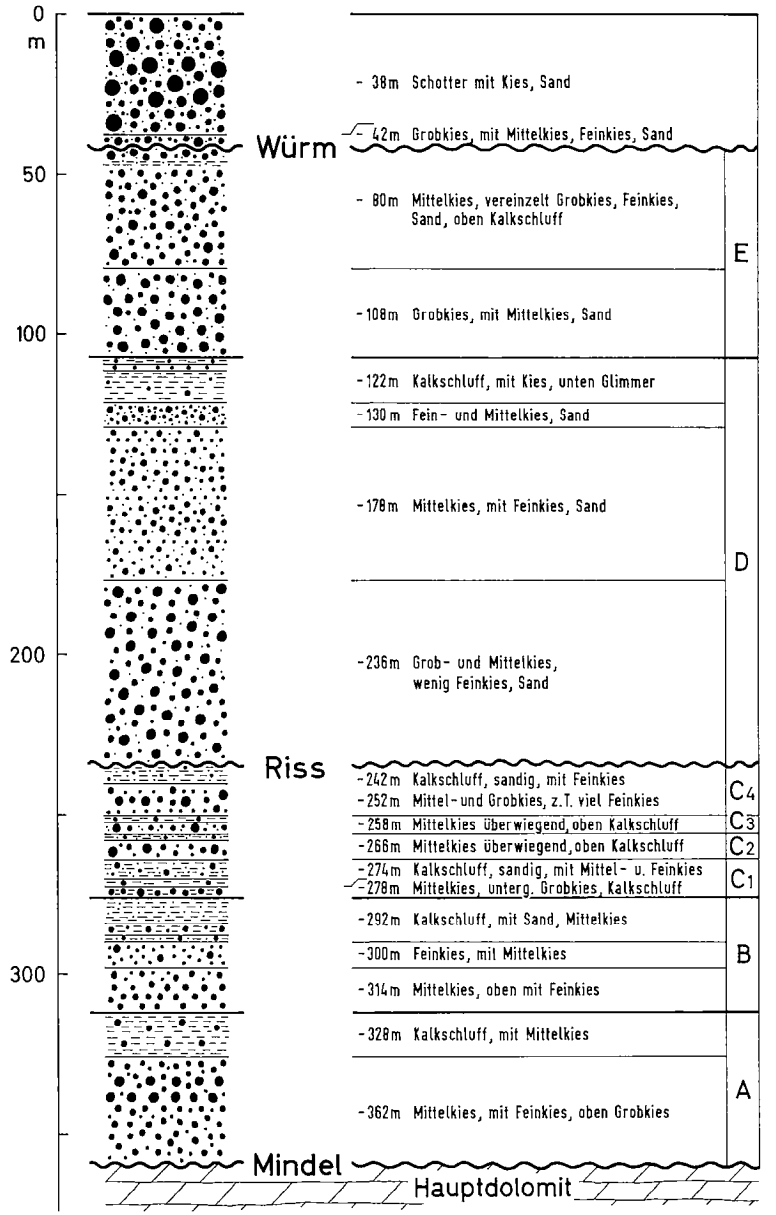


Abb. 7. Gliederung des Quartärs der Tiefbohrung Vorderriß 1 mittels Korngrößen und Versuch einer stratigraphischen Zuordnung der Grob–Fein-Zyklen (BACHMANN & MÜLLER1981, Abb. 3).

letztere erkundet worden. Vom Westrand des Blattgebietes bis zum Ochsensitzer Berg ist die Füllung ca. 120–135 m mächtig (FRANK 1979), bei einer Talbreite von ca. 400 m. Zur Einmündung des Rißbaches hin verdoppelt sich die Talbreite und auch die Quartärmächtigkeit steigt erheblich an: vom Staudengraben (maximal 140 m) über Anwesen „Ochsensitz" (maximal 194 m) zur TB Vorderriß mit 362 m. Weiter östlich nehmen Talbreite und Quartärmächtigkeit allmählich wieder ab (Abb. 6). Im Bereich dieser Gefällsumkehr der Felssohle entstanden immer wieder Talseen, in denen sich, abweichend von der üblichen Talfüllung aus Kies und Sand, mächtiger Karbonatschluff absetzte.

Der Versuch, die gesamte quartäre Talfüllung des Isartals stratigraphisch zu gliedern, wurde am Profil der TB Vorderriß 1 unternommen (Abb. 7). Es lassen sich nach den im Spülgut gefundenen Korngrößen mehrere Grob-Fein-Zyklen von Kies bis Schluff unterscheiden, auf denen die Gliederung beruht. Danach wurde die maximale Talübertiefung wohl in der Mindel-Eiszeit geschaffen.

3.4.4. Die Moorvorkommen auf dem Kartenblatt Nr. 8434 Vorderriß

(WALTER LAFORCE & MAX SCHUCH*)

Kartierung und Darstellung: W. LAFORCE

Das Längstal der Isar gliedert das Gebiet des Kartenblattes Vorderriß in zwei Teile. Es grenzt den Naturraum Karwendelgebirge gegen jenen der Kocheler Berge ab und stellt zugleich die nördliche Begrenzung des Naturschutzgebietes Karwendel und Karwendelvorgebirge dar.

Als bedeutendste morphologische Gliederungsmerkmale sind neben den beiden Gebirgsstöcken der Soiern- und Rißergruppe in der südwestlichen und südöstlichen Blattecke die Täler des Rißbaches, der Isar und der Jachen, neben dem Becken des Walchensees zu nennen.

Während der südliche Blattbereich aus geographischer Sicht dem Hochgebirge zugehörig ist, sind die Erscheinungsformen des nördlich gelegenen, dicht bewaldeten Bergkammes eher von Mittelgebirgscharakter geprägt. Seine überwiegend steil bis sehr steil ansteigenden Talflanken sind durch tiefe Schluchten und enge Kerbtäler reich gegliedert. Der langgestreckte Bergrücken wird zum weit überwiegenden Teil aus Hauptdolomit und Plattenkalk aufgebaut. Seine Hochfläche, etwa 1000 bis 1500 m ü. NN, ist durch ein stark differenziertes vielgestaltiges Oberflächenrelief gekennzeichnet.

In einem derart exponierten Bergland bleibt für die Moore nur wenig Lebensraum. So konnten sich, von den Vorkommen im Bereich der Moosen-Alm am

*) Anschrift der Verfasser: WALTER LAFORCE und DR. MAX SCHUCH, Bayerische Landesanstalt für Bodenkultur und Pflanzenbau, Menzinger Straße 54, D-80638 München.

Schafreuter abgesehen, nur auf dem Gebirgszug zwischen der Isar und der Jachen vereinzelte, kleinflächige und meist auch flachgründige Moore bilden. Sie liegen weit verstreut und völlig zusammenhanglos in Mulden und Senken, auf Sätteln und an vernäßten Hängen. Die Oberfläche des mineralischen Untergrundes besteht fast immer aus sandigem, tonigem und schluffigem Zersatz.

Die land- und forstwirtschaftliche Nutzung beschränkt sich ausnahmslos auf extensive Wirtschaftsweisen. Jene Vorkommen, die im Bereich von Almen liegen, sind zwar fast immer in die Weidegebiete mit einbezogen, doch sind Trittschäden größeren Umfanges nur an wenigen Vorkommen zu beobachten (siehe Einzelbeschreibungen und Abb. 8). Kultivierte Moorteile sind selten und nehmen eine untergeordnete Stellung ein. Aber auch gänzlich unberührte und unbeeinflußte Moore sind im Kartierungsgebiet beheimatet. Sie sind für den Naturhaushalt von besonderer Bedeutung und nehmen in einer von natürlicher Moorarmut gekennzeichneten Landschaft einen um so höheren ökologischen Stellenwert ein.

Auf dem bereits erwähnten Gebirgszug zwischen dem Isartal und der Jachenau, insbesondere im Bereich des „Isar und Ochsensitzer Berges", wurden wiederholt organische Böden festgestellt, die durch ihre Struktur, durch Farbe und Konsistenz Torfbildungen vermuten lassen. Sie überdecken mit Mächtigkeiten von bis zu 100 cm und mehr meist steile bis sehr steile Hanglagen, die fast immer mit Fichten-Tannen-Buchenmischwäldern bestockt sind, und liegen direkt auf den Verwitterungsschichten der Karbonatgesteinszone auf. Durch mikroskopische Untersuchungen wurde jedoch nachgewiesen, daß es sich bei diesen Bodenbildungen nicht um Torfe im Sinne der Norm DIN 4047 handelt, sondern vielmehr um Humusakkumulationen, die in der Bodenkunde unter dem Begriff „Tangelhumus" bekannt sind. Diese Humusform besteht in ihrer stofflichen Zusammensetzung ausschließlich aus relativ gut zersetzten Nadelholzresten. In einigen Proben wurden auch Buchenlaubreste gefunden. Um einen repräsentativen Überblick über Verbreitung, Mächtigkeit und botanische Zusammensetzung zu erhalten, wurden an sechs verschiedenen Standorten Mischproben gezogen, die teils im peripheren, teils auch im unmittelbaren Bereich von Moorbildungen liegen. Die Proben wurden petrographisch und bodenphysikalisch untersucht; die Untersuchungsergebnisse sind in der Tab. 1 dargestellt. Eine exakte Bestimmung von Torf- bzw. Tangelhumusbildungen durch visuelle Untersuchungsmethoden ist schwierig und auch nur bedingt möglich. Dies trifft im besonderen auf jene Fälle zu, bei denen Torf- und Tangelhumusbildungen als geschlossene Flächen auftreten und durch fließende Übergänge vergesellschaftet sind.

In zahlreichen Moorvorkommen (z. B. nordöstlich Lainer-Alm, südsüdwestlich Luitpolder-Alm, östlich Galgenwurfköpfl u. a.) wurden Pflanzengesellschaften beobachtet, die mit den petrographischen Untersuchungsergebnissen in einem scheinbaren Widerspruch stehen. Dieses Phänomen soll am Beispiel „Östlich Galgenwurfköpfl" erläutert werden. Während die Vegetationsdecke im Zentrum dieses Vorkommens ganz eindeutig von Arten der Hochmoorgesellschaften gebildet wird, ist die unmittelbar darunterliegende jüngste Torfschicht ebenso eindeu-

Tabelle 1: Standortbeschreibung und Analysenergebnisse der Tengelhumusvorkommen

Moor-, Gelände- oder Ortsbezeichnung mit Lagebeschreibung	Flurkarte SW	Koordinaten	Tiefe (cm*)	Botanische Zusammensetzung bzw. petrographischer Befund	Wassergehalt (%)	Glührückstand (%)	pH (1n KCl)
Östl. **Scheibelmoos,** ca. 170 m östlich der Ursprungsstelle vom Schröfelsgraben	XXIX – 8	R^{44} 50290; H^{52} 68090	55	Humus von Nadelholzresten	81,36	5,44	3,1
Nördlich **Galgenwurfsattel,** etwa 450 m westlich der Flurbezeichnung „Beim Kalten Wasser"	XXVIII – 7	R^{44} 53200; H^{52} 69590	60	Humus von Nadelholzresten mit Resten von Buchenlaub	78,36	5,42	3,2
Östlich **Galgenwurfköpfl,** ca. 340 m östlich der Höhenangabe 1143	XXVIII – 6	R^{44} 54150; H^{52} 68790	100	Humus von Nadelholzresten mit Resten von Buchenlaub	89,22	6,06	4,4
Ostnordöstlich **Galgenwurfköpfl,** ca. 170 m westlich der Höhenangabe 1162	XXVIII – 6	R^{44} 54310; H^{52} 69020	55	Humus von Nadelholzresten	77,13	10,00	5,9
Südwestlich **Luitpolder-Alm,** ca. 670 m südwestlich der Almhütte	XXVIII – 5	R^{44} 57120; H^{52} 70290	40	Humus von Nadelholzresten mit Resten von Buchenlaub	81,10	4,56	3,0
Ostsüdöstlich **Luitpolder-Alm,** ca. 680 m ostsüdöstlich der Almhütte, zwischen den westlichen Quellbächen des Hochbrückenbaches	XXVIII – 5	R^{44} 58210; H^{52} 70480	40	Humus von Nadelholzresten	77,85	4,38	3,1

* Die Mächtigkeitsangaben beziehen sich nur auf die Probeentnahmestellen.

tig den Übergangsmoortorfen zuzuordnen. Die Genese zum Hochmoor ist noch nicht in allen Phasen abgeschlossen; entsprechende Torfe konnten sich in größeren Mächtigkeiten noch nicht bilden. Die Hochmoordecke wurzelt noch auf Übergangsmoor-Torfschichten. Erscheinungen solcher Art sind in hochgelegenen Mooren häufiger und über wesentlich längere Zeiträume zu beobachten als anderswo und werden u. a. mit den exponierten klimatischen Bedingungen, der daraus resultierenden verkürzten Vegetationszeit und als Folge davon mit einer deutlich verminderten Substanzbildung begründet. Hohenstatter (1972) hat in einer detaillierten Beschreibung die Problematik dieser Zusammenhänge dargelegt.

Die Höhenlage und die Nähe des nördlichen Alpenrandes bedingen ein differenziertes Klima. Während im klimatisch begünstigten Walchenseebecken die mittleren Jahrestemperaturen noch bei 6–7 °C liegen, fallen die Werte im Bereich des Isar- und Rißbachtales auf 4–6 °C ab. Die niedrigsten Temperaturen herrschen naturgemäß in den südwestlich und südöstlich gelegenen Bergräumen; dort werden mittlere Jahrestemperaturen von unter 4 °C gemessen. Die Niederschlagshöhen liegen am Walchensee und in den Flußtälern bei etwa 1000 mm/a. Sie steigern sich in den südlich gelegenen Gebirgsstöcken auf Werte zwischen 1600 und 2000 mm/a und darüber.

Im Gebiet des Kartenblattes Vorderriß wurden insgesamt 33 Moore oder Moorteile mit einer Gesamtfläche von 17,1 ha erfaßt. Sie werden von 5,2 ha Niedermoor, 8,8 ha Übergangsmoor und 3,1 ha Hochmoor gebildet. Dies entspricht 0,12% der Gesamtfläche der Karte.

Im folgenden steht neben der halbfett gedruckten Moor-, Gelände- oder Ortsbezeichnung, die auf der vorliegenden geologischen Karte zu finden ist, gesperrt gedruckt die Flurbezeichnung(en) aus der Flurkarte M 1 : 5 000, sofern sie anders lautet, und die Bezeichnung der Flurkarte[1]).

Die Lage der einzelnen Bohrungen ist mit Rechts(R)- und Hoch(H)-Wert[2]) gekennzeichnet. Angaben über die mittlere Höhenlage über Normalnull (NN) der Moorvorkommen wurden der topographischen Karte M 1 : 25 000 entnommen.

Die im Profilaufbau verwendeten Abkürzungen entsprechen der Norm DIN 4220 und DIN 4047 sowie in Anlehnung an die Kartieranleitung der Bodenkarte M 1 : 25 000. Demnach bedeutet: Hn = Niedermoortorf, Hü = Übergangsmoortorf, Hh = Hochmoortorf, Hb = Laubmoostorf, H = Zersetzungsgrad nach der zehnteiligen Skala nach v. Post.

---

[1]) Die Bezeichnungen sind in den Kartenrahmen der vorliegenden geologischen Karte eingetragen und setzten sich aus Region (z. B. SW), Schichte (römische Ziffern) und Nummer (arabische Ziffern) zusammen.

[2]) Die Lage der einzelnen Bohrpunkte wurde nach der Bezifferung des Gauß-Krüger-Gitters, Hauptmeridian 12° vorgenommen.

Die nachstehenden Einzelbeschreibungen werden zeilenweise von rechts nach links und von oben nach unten entsprechend der Flurkarteneinteilung vorgenommen.

Westlich **Graben-Alm** SW XXVI 3
(Die Graben-Alm liegt auf der östlich anschließenden Karte Nr. 8435 Fall.)

Etwa 350 m westlich der Graben-Alm, bzw. 600 m östlich der Höhenangabe 956 in der Nordostecke der Karte, 1,1 ha, etwa 915 m ü. NN.

Sattelmoor im Weidegebiet der Graben-Alm. Übergangsmoor mit kleiner Hochmoorfläche im Norden wird im Nordwesten und Süden von schmalen Niedermoorrändern gesäumt. Im Osten sehr schmaler offener Niedermoorausläufer. Teils dichte, teils lockere Fichtenbewaldung in fast allen Moorteilen. Im Hochmoor Schlenkenbildungen und einzelne Latschen. Am nordwestlichen Niedermoorrand, von einem kleinen Bach abgetrennt, ein kreisrundes, bewaldetes Hochmoor, 0,05 ha.

Profilaufbau (R^{44} 62 200; H^{52} 73 140)

Tiefe (cm)	Botanische Zusammensetzung bzw. petrographischer Befund[3])	H	Wassergehalt (%)	Glührückstand (%)	pH (1n KCl)
– 50	Hh-Hü, viel *Sphagnum* und *Molinia* etwas *Carex* und *Eriophorum*	7	86,6	3,8	3,4
–110	Hü, überwiegend *Carex* und *Eriophorum,* viel Nadelholz-Rindenreste, etwas *Sphagnum* und *Meesea*	7–8	87,8	11,9	4,5
–130	Hn, *Carex*-Radizellen und Nadelholz-Rindenreste, stark mineralisch	9	78,5	52,8	5,6
	Darunter Kies und Sand				

Etwa 240 m nordöstlich von obigem Vorkommen am östlichen Kartenrand:
Ein flachgründiger offener Übergangsmoorteil, 0,13 ha, mit Fortsetzung, 0,29 ha, auf das anschließende Kartenblatt Nr. 8435 Fall.

Nordöstlich **Reiser-Alm** SW XXVII 3

Am östlichen Kartenrand zwischen Reiser-Alm und Klassen-Alm (verfallen), 1,4 ha, etwa 980 m ü. NN.

---

[3]) Für die Durchführung aller Labor-Untersuchungen wird Frau E. WEIDELE gedankt.

Langgestrecktes, teils offenes, teils mit Fichten bestocktes Niedermoor im Tal und am Oberlauf des Schronbaches (Flurbezeichnung). Nördlicher Randbereich als Almweide genutzt.

Profilaufbau (R^{44} 61 670; H^{52} 71 550)

Tiefe (cm)	Botanische Zusammensetzung bzw. petrographischer Befund	H	Wasser-gehalt (%)	Glührück-stand (%)	pH (1n KCl)
– 50	Hb, fast ausschließlich Laubmoosreste *(Meesea, Drepanocladus)*, häufig *Carex*, vereinzelt *Equisetum*, mineralisch	7	79,1	47,1	6,7
–100	Hn, überwiegend *Carex*, häufig *Equisetum*, Laubmoosreste und stark zersetzte Holzreste, stark mineralisch	8	70,5	62,4	6,9
–130	Sand, tonig, humos, schwach kiesig				

Im Bereich des Wilferts- und Staffelgrabens, nördlich, nordöstlich und östlich der Lainer-Alm konnten sich zehn kleine und kleinste Moorvorkommen bilden. Sie liegen ausnahmslos im unteren Bereich der Südwestflanke des Staffel, 1532, meist in stark vernäßten Bereichen auf Sätteln, an Hängen sowie in mulden- oder rinnenförmigen Vertiefungen. Während die drei größeren Moore im folgenden einzeln kommentiert werden, sind die sieben übrigen kleinflächigen Moorgebiete am Ende des zuletzt beschiebenen Vorkommens dieser Gruppe in zusammengefaßter Form erwähnt.

Nordöstlich **Lainer-Alm** SWXXVII 4

Nordöstlich der Lainer-Alm, etwa 500 m nordöstlich der Almhütte, 0,68 ha, etwa 1105 m ü. NN.

Übergangs-Hangmoor; im zentralen Teil meist waldfrei, am südlichen und südwestlichen Moorrand dichte Fichtenwaldungen.

Profilaufbau (R^{44} 58 890; H^{52} 71 820)

Tiefe (cm)	Botanische Zusammensetzung bzw. petrographischer Befund	H	Wasser-gehalt (%)	Glührück-stand (%)	pH (1n KCl)
– 50	Hn, *Carex*-Radizellen und Laubmoosreste *(Calliergon)*	5	89,4	8,1	5,2

Tiefe (cm)	Botanische Zusammensetzung bzw. petrographischer Befund	H	Wasser-gehalt (%)	Glührück-stand (%)	pH (1n KCl)
–210	Hn, überwiegend *Carex*-Radizellen zahlreiche Nadelholz-Rindenreste, vereinzelt *Equisetum* und Laubmoosreste	7	86,3	12,5	5,8
–230	Sand, tonig, kiesig				
	Darunter Sand und Kies				

Nördlich **Lainer-Alm** SWXXVII 4–5

Nördlich der Lainer-Alm, etwa 450 m nordnordöstlich der Almhütte, 1,4 ha, etwa 1080 m ü. NN.

Teils waldfreies, teils mit Fichten bestocktes Hochmoor, wird im Osten von relativ breiter, ebenfalls waldfreier Übergangsmoorzone umgeben. Kleiner Niedermoorbereich im Süden.

Profilaufbau (R^{44} 58 660; H^{52} 71 920)

Tiefe (cm)	Botanische Zusammensetzung bzw. petrographischer Befund	H	Wasser-gehalt (%)	Glührück-stand (%)	pH (1n KCl)
– 50	Hh-Hü, überwiegend *Sphagnum* und *Eriophorum*, viele stark zersetzte Laubmoosreste (Stämmchen), häufig *Carex*	6	86,2	11,4	4,2
–100	Hü, meist *Carex* und *Sphagnum*, viel Nadelholz-Rindenreste	7	89,5	4,4	4,3
–150	Hü-Hn, überwiegend *Carex*-Radizellen, etwas *Sphagnum*, *Eriophorum* und *Phragmites*, häufig Laubmoosreste	8	89,2	6,1	4,4
–200	Hb, meist Laubmoosreste *(Meesea, Calliergon, Drepanocladus)*, etwas *Sphagnum, Eriophorum, Carex limosa* und *Menyanthes*	7	87,9	6,1	4,3
–270	Hn-Hü, überwiegend *Carex*-Radizellen häufig Laubmoosreste, etwas *Sphagnum* und *Eriophorum*	7–8	87,3	16,8	4,9
–300	Hn-Hü, meist *Carex*-Radizellen, etwas Laubmoose und *Sphagnum*, stark mineralisch	8	78,6	54,1	5,7
	Darunter Kies und Sand				

Östlich **Lainer-Alm** SW XXVII 5

Östlich der Lainer-Alm, etwa 100 m nordöstlich der Almhütte, 0,45 ha, etwa 1070 m ü. NN.

Teils offenes, teils kultiviertes Niedermoor mit kleiner locker bewaldeten Hochmoorfläche im Norden.

Profilaufbau (R^{44} 58 610; H^{52} 71 570)

Tiefe (cm)	Botanische Zusammensetzung bzw. petrographischer Befund	H	Wassergehalt (%)	Glührückstand (%)	pH (1n KCl)
– 50	Hh-Hü, überwiegend *Sphagnum*, häufig *Eriophorum, Carex* und Nadelholz-Rindenreste	7	83,5	7,0	4,3
–100	Hü, meist *Carex, Sphagnum* und Nadelholz-Rindenreste, viel Laubmoosreste	8	83,3	18,0	5,3
	Darunter Kies und Sand, tonig				

Sieben weitere kleine Moore im Bereich des Staffelgrabens und der oben beschriebenen Vorkommen, Gesamtfläche 0,86 ha:

Vier Übergangs-Hangmoore und drei Niedemoore; überwiegend waldfrei, nur kleinere Bereiche mit Fichten bestockt. 0,13 ha, 0,10 ha, 0,20 ha, 0,15 ha, 0,07 ha, 0,10 ha und 0,11 ha.

Drei Moorvorkommen am Wilfets- und Hochbrückenbach westlich, nördlich und östlich der Luitpolder-Alm auf den Flurkarten SW XXVII 5 und SW XXVIII 5.

Etwa 150 m westlich der Almhütte: Ein kultiviertes Übergangsmoor, 0,38 ha.

Etwa 150 m nordnordöstlich der Almhütte: Ein kultiviertes Niedermoor, 0,22 ha.

Grünlandnutzung in beiden Moorflächen.

Etwa 650–700 m östlich der Almhütte und überwiegend westlich vom Hochbrückenbach: Ein meist bewaldetes Niedermoor mit kleinem ebenfalls bewaldetem hochplateauartigen Übergangsmoorkern. Nur im Osten, am Hochbrückenbach, offener Teilbereich, 0,6 ha.

Ostsüdöstlich **Luitpolder-Alm** SW XXVIII 5

Etwa 700 m ostsüdöstlich der Luitpolder-Alm, am Hochbrückenbach, 0,15 ha, etwa 1160 m ü. NN.

Im Quellgebiet des Hochbrückenbaches gelegenes offenes Übergangsmoor mit einzelnen Schlenken. Im nördlichen Randbereich zusammenhängende, im zentra-

len Teil horstartige Bestände von *Carex paniculata.* Im Nordwesten anschließender und mit Tangelhumus überdeckter Mineralrücken. Mächtigkeit der Deckschicht: an den Flanken 30–90 cm, auf der Kuppe (Probeentnahmestelle) 40 cm. Im Bereich der Kontaktstelle erhebliche Störungen durch eine neu erbaute Weganlage.

Südsüdwestlich **Luitpolder-Alm** SW XXVII 5 und SW XXVIII 5

Etwa 350 m südsüdwestlich der Luitpolder-Alm, östlich vom Wilfetsbach, 1,1 ha, etwa 1140 m ü. NN.

Übergangs-Hangmoor mit Randbewaldung aus Fichten im Süden und Osten. Im Norden des offenen Moorteils einzelne kleinere Hochmoorbülten mit *Eriophorum vaginatum, Sphagnum* sp., *Vaccinium oxycoccus, Drosera rotundifolia, Melampyrum silvaticum, Molinia caerulea, Vaccinium myrtillus, V. uliginosum, V. vitis-idaea, Calluna vulgaris* und Krüppelfichten.

In den übrigen offenen Moorteilen *Trichophorum caespitosum, Menyanthes trifoliata, Eriophorum vaginatum, E. angustifolium, Potentilla erecta, Pinguicula vulgaris, Carex* sp., *Primula farinosa, Sphagnum* sp. (wenig) und *Gentiana asclepiadea.* Im Süden der offenen Moorfläche Quellaufbruch, im Nordwesten dolinenartiger Einbruchkessel. Tangelhumusbildungen im unteren Bereich der Nordwestflanke des Schürpfeneckberges, 1296, an die südliche und südwestliche Moorgrenze obigen Vorkommens anschließend.

Profilaufbau (R^{44} 57 440; H^{52} 70 440)

Tiefe (cm)	Botanische Zusammensetzung bzw. petrographischer Befund	H	Wassergehalt (%)	Glührückstand (%)	pH (1n KCl)
– 60	Hn, meist *Carex*-Radizellen und Nadelholz-Rindenreste, etwas *Equisetum, Phragmites, Sphagnum,* Laubmoosreste, *Menyanthes* und cf. *Scirpus lacustris,* schwach mineralisch	7	84,3	25,3	5,7
–100	Sand, tonig, kiesig				

Südwestlich **Luitpolder-Alm** SW XXVIII 5

Etwa 600 m südwestlich der Luitpolder-Alm, westlich vom Wilfetsbach, 1,8 ha, etwa 1130 m ü. NN.

Im Westen bewaldetes, im Osten offenes Übergangsmoor mit einzelnen kleineren Hochmoorbülten und Schlenken. Quellaufbrüche und Grabenausräumungen im Norden und Osten. Moorgrenze im Westen nicht exakt abgrenzbar. Größere und kleinere bültenartige Moorinseln mit einzelnen Fichten, gelegentlich auch

Tannen bestockt. Strauchschicht überwiegend aus *Vaccinium myrtillus, V. vitis-idaea, Eriophorum vaginatum* u. a. Dazwischen geringmächtige (Anmoor), oft auch völlig fehlende Torfauflage. Fließende Übergänge zu Tangelhumusflächen. An der östlichen Moorgrenze kleiner fast kreisrunder bewaldeter Moorausläufer. Im Bereich der südlichen Moorgrenze ebenfalls unmittelbar anschließende Tangelhumusbildungen im unteren Teil der Nordostflanke des Rißer Hochkopf, 1348. Mächtigkeit der Humusauflage 20–70 cm, an der Probeentnahmestelle 40 cm.

Profilaufbau (R^{44} 57 160; H^{52} 70 420)

Tiefe (cm)	Botanische Zusammensetzung bzw. petrographischer Befund	H	Wassergehalt (%)	Glührückstand (%)	pH (1n KCl)
– 50	Hü, überwiegend *Carex* und *Eriophorum*, häufig *Sphagnum*, etwas Laubmoos und Nadelholz-Rindenreste	7	84,0	7,9	5,0
– 90	Hn-Hü, meist *Carex* und Laubmoosreste *(Meesea* und *Drepanocladus)* etwas *Sphagnum* und *Eriophorum*	8	84,3	7,8	5,3
–130	Ton, sandig				

Zwei weitere teils offene, teils bewaldete Übergangsmoore zwischen den beiden zuletzt beschriebenen Vorkommen, nördliches 0,17 ha, südliches 0,25 ha.

Etwa 1100 m nordwestlich der Luitpolder-Alm (Almhütte) und ca. 150 m südöstlich vom Rautbergkopf, 1415: Ein kleines offenes und flachgründiges Niedermoor, 0,15 ha.

Östlich **Galgenwurfköpfl 1143** Schönberger Moos SW XXVIII 6

Etwa 350 m östlich vom Galgenwurfköpfl, 1143 m, nördlich der Forststraße, 0,45 ha, etwa 1135 m ü. NN.

In ausgeprägter muldenförmiger Vertiefung gelegener kleinflächiger Moorkomplex. Hochmoorbildungen mit Schlenken und Krüppelfichten im Zentrum. Umgebender Niedermoorrand mit Moorwald aus Fichten bestockt. Im Nordwesten Fremdwasserzutritt durch ein kleines Bächlein, im Südwesten Entwässerung durch Doline. Sehr steiler mit Tangelhumus überdeckter Bergrücken zwischen Schönberger Moos und Forststraße. Nord- und Südflanke lückenhaft mit Humus überdeckt. Mächtigkeiten: an der Südflanke 20–60 cm, an der Nordflanke 20–40 cm, auf der Kuppe (Probeentnahmestelle) 100 cm.

Profilaufbau (R^{44} 54 160; H^{52} 68 820)

Tiefe (cm)	Botanische Zusammensetzung bzw. petrographischer Befund	H	Wasser-gehalt (%)	Glührück-stand (%)	pH (1n KCl)
– 50	Hü, überwiegend *Carex,* viel *Sphagnum* und Laubmoosreste *(Meesea, Camptothecium),* zahlreiche Nadelholz-Rindenreste	5	88,8	6,1	4,1
–200	Hn-Hü, überwiegend *Carex,* häufig Laubmoosreste *(Meesea, Camptothecium, Calliergon),* etwas *Eriophorum, Sphagnum, Scheuchzeria* und Nadelholz-Rindenreste	7	88,7	5,4	4,3
–300	Hb, meist Laubmoosreste *(Meesea, Bryum, Drepanocladus, Calliergon)* häufig *Carex (C. limosa),* etwas *Menyanthes, Eriophorum, Molinia* und *Phragmites*	4	90,8	3,3	4,5
–400	Hn, *Carex*-Radizellen und Laubmoosreste *(Calliergon)* häufig *Phragmites*	4	90,9	3,3	4,7
–500	Hb, fast ausschließlich Laubmoosreste *(Calliergon, Drepanocladus),* vereinzelt *Sphagnum* und Nadelholz-Rindenreste	5	90,6	7,9	5,5
–520	Hb, überwiegend Laubmoosreste *(Calliergon, Drepanocladus),* wenig *Carex, Sphagnum* und Nadelholz-Rindenreste, mineralisch, muddig	8	83,4	45,4	6,1
–550	Ton, sandig				
	Darunter Kieszersatz und Sand				

Etwa 370 m nördlich vom Schönberger Moos, ebenfalls auf der Flurkarte SW XXVIII 6 und im Ursprungsgebiet des Langgrabens (westliche Quellbäche), Flurbezeichnung Langgrabenmösel:

Eine teils offenes, teils dicht bewaldetes Niedermoor-Hangmoor. Baumarten: Fichten; im südlichen offenen Moorteil vereinzelte Krüppelfichten. Schlenkenbildungen am nördlichen Moorrand, 0,17 ha.

Moor am **Galgenwurfsattel** Großes Moos SW XXVIII 7

Am Galgenwurfsattel, nordöstlich der Höhenangabe 1053, 0,8 ha, etwa 1055 m ü. NN.

Weitgehend waldfreie Niedermoorbildungen im Bereich der Wasserscheide Isar/Jachen am Galgenwurfsattel. Nur vereinzelt kleinere Fichtengruppen. Beginnende Umstellung zum Übergangs- und Hochmoor durch zahlreiche Bülten (Scheidiges Wollgras, Torfmoose, Sonnentau, Blaubeeren u. a.) in fast allen Moorteilen deutlich erkennbar. Entwässerung nach Norden durch den Alpenbach, nach Süden durch den Fischbach.

Profilaufbau (R^{44} 53 330; H^{52} 69 200)

Tiefe (cm)	Botanische Zusammensetzung bzw. petrographischer Befund	H	Wasser-gehalt (%)	Glührück-stand (%)	pH (1n KCl)
–100	Hn, überwiegend *Carex*-Radizellen, und Laubmoose *(Drepanocladus, Meesea),* etwas *Sphagnum* und Nadelholz-Rindenreste	5	89,7	8,4	6,2
–130	Hn, meist *Carex*-Radizellen und Nadelholzreste, etwas Laubmoos	7	88,1	14,8	6,4
–160	Hn, meist *Carex*-Radizellen, etwas Nadelholz-Rindenreste, *Equisetum,* Laubmoosreste und *Sphagnum* stark mineralisch	8	71,7	67,4	6,5
–200	Ton, feinsandig, kiesig				

Scheibelmoos Scheibelmoos Hüttenbergermoos SW XXVIII 8 und SW XXIX 8

Etwa 1600 m westsüdwestlich vom Altlacher Hochkopf 1328, am westlichen Kartenrand, 3,2 ha, etwa 1170 m ü. NN.

Langgestreckter und weitgehend unberührter Moorkomplex im Quellgebiet des Schröflesgrabens. Nördlich gelegener Moorteil, Scheibelmoos und südlich gelegener Moorteil, Hüttenbergermoos, durch neu erbaute Forststraße getrennt.

Scheibelmoos: Teils mit Latschen, teils mit Fichtenmoorwald bestocktes Hochmoor. Im Norden und Westen Niedermoorsaum, teilweise waldlos, teilweise ebenfalls mit Fichtenwaldungen, der sich bis in den nordwestlichen Bereich des Hüttenbergermooses hinzieht.

Hüttenbergermoos: Meist bewaldetes, nur am südöstlichen Moorrand offenes Übergangsmoor. Im zentralen Teil Hochmoor mit kleinem offenem Kernbereich. Im Osten, unweit der Probeentnahmestelle, ein steil aufragender, mit Tangelhumus überdeckter Rücken aus karbonatischen Gesteinen. Mächtigkeit der Humusdecke: in den Hanglagen ca. 20–100 cm, auf der Kuppe ca. 55 cm.

Profilaufbau (R^{44} 50 180; H^{52} 68 070)

Tiefe (cm)	Botanische Zusammensetzung bzw. petrographischer Befund	H	Wassergehalt (%)	Glührückstand (%)	pH (1n KCl)
– 50	Hü-Hn, überwiegend *Carex,* viel *Phragmites* und *Sphagnum,* häufig Laubmoosreste (Drepanocladus, Meesea), vereinzelt *Equisetum* und *Eriophorum*	6	88,8	4,3	3,9
–110	Hn, meist *Carex* und *Phragmites,* zahlreiche Nadelholz-Rindenreste, vereinzelt Laubmoosreste, *Sphagnum* und *Equisetum*	7	89,0	9,0	5,1
–130	Hn, überwiegend *Carex,* häufig *Equisetum* und Nadelholz-Rindenreste, mineralisch	9	78,8	47,5	5,4
–200	Hn, *Carex*-Radizellen und Laubmoosreste, etwas *Phragmites*	7	87,5	12,0	5,8
–220	Mittelsand				
–240	Sand und Kieszersatz				

Etwa 450 m östlich vom Hüttenbergermoos, ein weiteres kleines überwiegend offenes Niedermoor im Bereich einer schmalen West-Ost streichenden Verebnungsfläche. Nur im Osten kleiner Fichtenbestand. Solifluktionserscheinungen und Schlenkenbildung. Sphagnumhorste am nordöstlichen Moorrand deuten auf eine allmähliche Umstellung zum Übergangsmoor hin.

Klausenloch SW XXX 3

Etwa 800–1000 m nordöstlich der Moosen-Alm (östliche Almhütte), westlich der Dienst-Hütte. Zusammen 0,78 ha, etwa 1430 m ü. NN.

Zwei meist offene Übergangs-Hangmoore im Klausenloch und im Ursprungsgebiet des Moosbaches. Im größeren, östlich gelegenen, vereinzelte Fichtengruppen und Erosionsschlenken. Mäßig starke Trittschäden durch Weidevieh. Westlich gelegenes 0,13 ha, östlich gelegenes 0,65 ha.

Östlich **Moosen-Alm** SW XXX 3 und 4

Etwa 550 m östlich der Moosen-Alm (östliche Almhütte), ostsüdöstlich der Höhenangabe 1524, 0,5 ha, etwa 1525 m ü. NN.

In stark ausgeprägter muldenförmiger Vertiefung gelegene waldfreie Übergangsmoorbildungen. Unterirdische Entwässerung durch Doline im Osten. Am nördlichen Moorrand und im Westen lockere Latschenbestockung. Zahlreiche

Abb. 8: Das Moorgebiet „östlich Moosen-Alm". Die Moorbildungen sind in die großflächige Almweide mit einbezogen. Deutlich sind erhebliche und umfangreiche Trittschäden zu erkennen. Die Vegetationsdecke des Moorvorkommens besteht fast ausschließlich aus Sauergräsern und dient dem Vieh nicht als Nahrungsquelle; es wird nur als Durchzugsgebiet genutzt. Foto: LAFORCE 1990.

deutlich erkennbare Erosionsschlenken. Extensive landwirtschaftliche Nutzung durch Einbeziehung in die Almweide. Erhebliche Trittschäden in allen Moorteilen, siehe Abbildung 8; schützenswert!

Etwa 100 m und etwa 220 m westnordwestlich von obigem Moorgebiet: Zwei weitere ebenfalls geschädigte und ebenfalls in die Weidefläche einbezogene Übergangsmoore. Erosionsschlenken und Trittschäden in beiden Vorkommen. Entwässerung durch Versinkung; westliches 0,05 ha, östliches 0,02 ha.

Literatur:

HOHENSTATTER, E. (1972): Die „Diskrepanz" zwischen botanischer und geologischerDefinition des Begriffes „Moor". – Bayer. Landw. Jahrb., **49** (2), München.

KNOCH, K. (1952): Klimaatlas von Bayern. – Bad Kissingen.

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE [Hrsg.] (1980): Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt Nr. CC 8734 Rosenheim. – Hannover.

INSTITUT F. LANDESKUNDE UND RAUMFORSCHUNG UND DEUTSCHES INSTITUT F. LÄNDERKUNDE [Hrsg.] (o. J.): Karte 1 : 100 000 (Naturräumliche Gliederung Deutschlands).

DIN 4047: Landwirtschaftlicher Wasserbau – Begriffe Moorkultur. – Blatt 4, 1977.

DIN 4220: Richtlinien zur Untersuchung meliorationsbedürftiger Standorte. – Blatt 1,1963.

4. Lagerungsverhältnisse (Tektonik)

4.1. Großbau

Tektonisch erfaßt das Blattgebiet den Wamberger Sattel in seiner vollen Breite, zwischen Synklinorium im Norden und Karwendelmulde im Süden, die beide noch randlich angeschnitten sind. Diese Situation legt innerhalb der Lechtal-Decke, der die genannten Strukturen angehören, einen zusammenhängenden Großfaltenbau nahe. Nach den Ergebnissen der Tiefbohrung Vorderriß 1 (BACHMANN & MÜLLER 1981) ist jedoch mit einer Reihe von Teil-Decken bzw. Schuppenkörpern zu rechnen, deren Gesteine sich teils in Sattel-, teils in Muldenstellung befinden (s. Profiltafel).

Ein lebhafter Faltenbau herrscht im Plattenkalkgebiet des nördlichen Blatteils, im Bereich des Rautbergkopfs mit einer nordüberkippten Mulde (MÜLLER-WOLFSKEIL 1981: 241).

Im südlich anschließenden Hauptdolomit nördlich der Isar wurde im westlichen Teil ein ebenfalls lebhafter Faltenbau mit z. T. südvergenten Sätteln und Mulden festgestellt. Im östlichen Teil kartierte MÜLLER-WOLFSKEIL (1981: Abb. 1) zwischen Spitzberg und Schürpfeneckberg eine bedeutende Aufschiebung. Weitere derartige Aufschiebungen werden hier zur einfacheren Deutung der Meßbefunde im östlich und westlich anschließenden Bereich postuliert (s. Profiltafel); ihr Oberflächenausstrich ist noch nicht nachgewiesen bzw. wird unter quartärer Bedeckung vermutet.

Der Bereich südlich der Isar wurde den Meßbefunden entsprechend als von ruhigem Faltenbau gekennzeichnet dargestellt.

Wie das Vorkommen zunehmend jüngerer Schichten im Ostteil des Blattgebietes zeigt, gibt es ein allgemeines Abtauchen der Gebirgsstrukturen in östlicher Richtung. Im Isartal, also im Kernbereich des Wamberger Sattels, läßt es sich an der Höhenlage der Raibler Schichten (Oberkante) messen: diese liegen knapp westlich der Blattgrenze bei ca. 900 m ü. NN, in der Bohrung Vorderriß 1 in 1647 m Teufe. Das ergibt bei einer Entfernung von ca. 13 km ein mittleres östliches Gefälle von ca. 6°.

Den nämlichen Wert (84/6° E) erbrachte die Auswertung von Schichtflächenmessungen durch MÜLLER-WOLFSKEIL (1981: 246) westlich Vorderriß, östlich Vorderriß sogar 85/15° E!

Werden kleinere Meßbereiche gewählt (MÜLLER-WOLFSKEIL 1981: 243, 244, 246), so tritt erwartungsgemäß auch gegenteiliges Achsenfallen auf, wie in der Rautbergkopf-Mulde mit 76/6° E und 76/16° W, oder im nördlich anschließenden Wilfertsberg-Sattel mit 76/6° W. Südlich der Isar, im Grasberg-Grasköpfl-Sattel wurde, ähnlich dem Gesamtsattel, mit 73/8° E und 94/14° E ein Versteilen in östlicher Richtung ermittelt.

Der Verlauf des Isartals scheint nur ganz im Westen (s. Profil 13) dem Scheitel eines Sattels zu folgen, weiter im Osten hingegen offenbar einem Muldenbereich, der südlich von einem relativ steilen Sattel begleitet wird. Dagegen spielte beim Ansatz der TB Vorderriß 1 noch die Sattelscheitel-Vorstellung des Isartalverlaufs von SCHMIDT-THOMÉ (1950: Taf. IX, 1953) eine ausschlaggebende Rolle.

Dennoch existiert im tieferen Untergrund des Isartals eine Sattelstruktur, und zwar unterhalb einer Schuppe, die bis ca. 650 m Teufe reicht: der von der Tiefbohrung aufgeschlossene Deckenstapel insgesamt weist in diesem Bereich eine Wölbung auf (BACHMANN & MÜLLER 1981: Beil. 1), die wiederum, nach seismischen Untersuchungen, einer Wölbung des Autochthons folgt.

Der Wamberger Sattel ist also der gemeinsame Sattel zweier Decken, jedoch besteht keine zwangsläufige Koppelung zu oberflächennahen Einzelsturkturen in seinem Scheitelbereich.

4.2. Tieferer Untergrund

Die wichtigsten Ergebnisse der Tiefbohrung Vorderriß 1 lassen sich dem Profil am rechten Kartenrand entnehmen:

- die Zweiteilung der Lechtal-Decke, die allein auf der höheren Inkohlung der organischen Sedimentbestandteile im unteren Teil dieser Decke gründet (HUFNAGEL et al. 1981)
- die vollständige Durchörterung der Allgäu-Decke in einer Ausbildung, wie sie vom Kalkalpennordrand her bekannt ist
- das Antreffen von Jura- und Kreide-Gesteinen, wie sie für die Randschuppen-Zone im Liegenden der Allgäu-Decke am Alpennordrand typisch sind
- unterhalb letzteren jedoch das Fehlen von Gesteinen der Flysch-Zone
- schließlich noch das Anritzen von allochthonem Helvetikum.

Dieses Profil bestätigt die Deckennatur des Kalkalpins als Ganzes wie auch seinen inneren Deckenbau.

4.3. Störungen

Zwei bedeutende NE–SW-gerichtete Blattverschiebungen, im Alpenbach und im Fermersbach besonders deutlich ausgeprägt, durchziehen das Blattgebiet. Beide sind sinistrale Störungen vom Loisach-Typ, der Horizontalversatz im Alpenbach beträgt etwa 1 km. Die Fermersbach-Blattverschiebung zieht durch die weithin sichtbare Röthelklamm; hier wurde sie von JASKOLLA (1978: 44 ff.) speziell untersucht; der zentrale Bereich zeigt große, glatt polierte Bewegungsflächen; in der eigentlichen Kernzone ist wegen starker Zerrüttung keine Schicht-

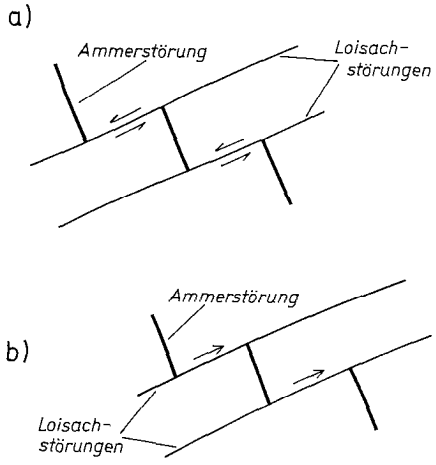


Abb. 9. Zur Altersbeziehung einer Ammer-Störung zu zwei Loisachstörungen im unteren Staffel-Graben; a) echter Versatz, b) scheinbarer Versatz.

fläche mehr erkennbar, diese Mylonitzone ist ca. 15 m breit, der Verschiebungsbetrag soll hier nicht größer als 10–20 m sein; größere Verschiebungen sollen an Begleitstörungen stattgefunden haben, die im Abstand von 200–600 m beiderseits der Röthelklamm verlaufen (u. a. Stuhlbachklamm).

Im Nordteil des Blattgebietes wurden desweiteren mehrere NW–SE-gerichtete Störungen kartiert; es sind dies dextrale Blattverschiebungen vom Ammer-Typ. Für eine von ihnen gibt JASKOLLA (1978: 68 ff.) im Staffelgraben eine relativ breite zerrüttete Kernzone von ca. 90 m an, die randlich von zwei Störungen mit größeren Verschiebungsbeträgen begrenzt wird.

Erwähnenswert ist noch der großflächige Störungsharnisch mit annähernd horizontaler Striemung an der Störung (Loisach-Typ) im Seibertsgraben (SCHMIDT-THOMÉ 1950: 29).

Die Störungen vom Loisach- und Ammer-Typ können als Scherflächenpaar gedeutet werden; der Scherflächenwinkel beträgt im Blattgebiet ca. 60°. Die Scherung bewirkte eine Längsdehnung des Gebirgskörpers, bzw. eine Querverkürzung, und damit nach der Faltung eine nochmalige Einengung.

Die Störungen sind demnach ± gleich alt und mechanisch gleichwertig. Dem scheinbar zuwiderlaufend ist der gegenseitige Versatz der beiden Störungstypen beobachtet worden, z. B. im unteren Staffel-Graben durch JASKOLLA (1978: 68 ff.); hier versetzen angeblich mehrere Loisachstörungen eine Ammerstörung. Mechanisch plausibel wäre aber auch, wenn eine jüngere Scherzone, falls sie eine ältere kreuzt, diese überspringt, wobei ein scheinbarer Versatz auftritt. Damit würde sich im obigen Fall die relative Altersbeziehung umkehren (Abb. 9) und

der obige Satz bestätigen: mechanisch gleichwertig, an einem bestimmten Ort jedoch nicht streng gleichzeitig.

4.4. Klüfte

SCHMIDT-THOMÉ (1950: Abb. 7, 8) hatte bei Messungen sowohl im Grasberg- als auch im Hochkopf-Stollen, also über eine Breite von ca. 7 km quer über den Wamberger Sattel hinweg, jeweils zwei übereinstimmende Hauptkluftrichtungen festgestellt: eine zahlenmäßig bedeutendere mit Maximum bei N 30° E sowie eine schwächer vertretene mit Maximum bei N 165° E, beide steil einfallend. Diese Stollenmessungen konnte MÜLLER-WOLFSKEIL (1981: 242) übertage bestätigen. Die beiden Kluftrichtungen zeigen keine Beziehungen zu den Faltenstrukturen und wurden daher – ebenso wie die Störungen (s. o.) – als durch Scherung entstanden gedeutet.

Ein theroretisch zu erwartendes schichtungsbezogenes Klüftungssystem, älter als die Faltung (aus der Zeit der Sedimentkompaktion stammend), wurde von JASKOLLA (1976, 1978) beschrieben (Streichen 35° bzw. 125°); seinem Auffinden mußte eine geometrische Rückformung der Faltenstrukturen vorausgehen. Ferner beschrieb er ein drittes faltungsbezogenes System (Streichen 180° bzw. 90°). Diese weniger augenfälligen beiden letzten Systeme wurden von den älteren Autoren noch übersehen.

4.5. Zeitlicher Ablauf tektonischer und thermischer Ereignisse

Die teilweise im Blattgebiet datierbare Reihenfolge tektonischer und thermischer Ereignisse lautet wie folgt:

1. Präcenomaner Faltenbau, wegen der Winkeldiskordanz, mit der das Sagrinnen- und Rotwand-Cenoman auf Kössener Schichten transgrediert; darauf folgende Krustenaufheizung (mesoalpidisch im Sinne von KUCKELKORN et al. 1990): denn die Inkohlung organischer Sedimentpartikel in den Muldenbereichen beiderseits des Wamberger Sattels ist höher als in diesem selbst (HEHN-WOHNLICH 1986: 41, Abb. 11).
2. Versteilung der Faltenstrukturen und/oder Anlage von Aufschiebungen im Nordostteil des Blattgebietes im Zuge des (neoalpidischen) Deckenbaus: Überschiebung der Allgäu-Decke durch die Lechtal-Decke; Fixierung der Inkohlungssprünge zwischen Basis oberer (stark) und Top unterer Decke (niedrig) sowie innerhalb der Lechtal-Decke (HUFNAGEL et al. 1981: Abb. 1).
3. Weitere Einengung mit der die Strukturgrenzen überschreitenden Anlage von Scherklüften und diagonalen Blattverschiebungen des Ammer- und Loisach-Typs.

5. Geophysikalische Untersuchungen

(KURT BADER*)

5.1. Refraktionsseismik und Geoelektrik zur Erkundung der Isartalfüllung

Im Isartal wurden 8 refraktionsseismische Messungen (Anregung durch Kleinsprengungen in 1 m tiefen Schlagbohrungen) und 70 geoelektrische Tiefensondierungen ausgeführt. Aus der Gesamtheit der Messungen können folgenden geologischen Schichten seismische Geschwindigkeiten (km/s) und spezifische elektrische Widerstände (Ohm m) zugeordnet werden:

	km/s	Ohm m
Auelehmdecke	0,3–0,5	50–200
Schotter, nicht eisbelastet	((0,5))1,5–2,0	((500–5000))200–400
Schotter, eisbelastet	((1,4–1,8))2,2–2,8	((500–5000))200–400
Nagelfluh	ca. 3,0	
Seeton, eisbelastet	ca. 2,5	50–100
Hauptdolomit	4,5–5,5	1000–5000

(( )) = über dem Grundwasser

Das Isartal weist von der Blattwestgrenze bis kurz vor der Einmündung des Rißbachtals eine gleichbleibende Mächtigkeit von 120–140 m auf. Von der Bohrreihe Staudengraben (etwa Fluß-km 237,5) fällt der Felstalboden immer rascher zur Talweitung im Bereich der Rißbacheinmündung ab: Blattwestgrenze etwa 680 m NN, Staudengraben 650 m NN, Bohrreihe Ochsensitz (etwa Fluß-km 236,2) 600 m NN, TB Vorderriß 1 (etwa Fluß-km 234,4) 450 m NN. Den nächsten Anhaltspunkt liefert eine seismische Messung am Blattostrand mit 500–550 m NN. In der Talweitung E' der Rißbacheinmündung ergaben seismische und geoelektrische Messungen eine Schulter des Felstalbodens unter der Grammersau in etwa 650 m NN. Die Talfüllung besteht zu 90% aus eisbelasteten Schottern, in die bei Fluß-km 243 im Südteil und am Blattostrand von unten her nach E zunehmend schluffiges Material (Seeton einer Deltaschüttung) eingeschaltet ist (BADER 1979, FRANK 1979).

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geophysiker Dr. KURT BADER, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, D-80797 München.

5.2. Geoelektrische Tiefensondierung mit Großauslage der Elektroden

Etwa bei Fluß-km 237,5 wurde eine Tiefensondierung mit einer halben Elektrodenentfernung bis 12 km vermessen (BLOHM 1970). Die Auswertung unter Berücksichtigung der bekannten Daten über Quartär (Kap. 5.1.) und Hauptdolomit (TB Vorderriß 1) ergibt 300 Ohm m bis 5 m Tiefe (schluffige Schotter), 5000 Ohm m bis 20 m Tiefe (wasserfreie Schotter), 400 Ohm m bis 150 m Tiefe (wassererfüllte Schotter), 10 000 Ohm m und schließlich 5 000 Ohm m bis mindestens 3 000 m. Die angestrebte Aussage über die Existenz einer niederohmigen Schicht in großer Tiefe (autochthone Molasse) konnte nicht erreicht werden.

5.3. Reflexionsseismik der Erdölindustrie

Zur Vorerkundung für die Tiefbohrung Vorderriß 1 in den Wamberger Sattel wurden im Isartal und im Jachental reflexionsseismische Profile in Vibroseistechnik vermessen. Die Sattelstruktur konnte in 3,2–3,5 km Tiefe seismisch geortet werden. Für die kalkalpinen Decken wurden dabei 4,5–7,0 km/s erhalten, wobei die chemischen Sedimente die höheren Geschwindigkeiten gegenüber den klastischen Sedimenten aufweisen. Der tiefste Reflexionshorizont liegt in etwa 7 500 Tiefe. Damit ist jedoch die Grundgebirgsoberfläche noch nicht erfaßt. Weitere Reflexionen weisen auf eine noch größere Tiefe der Grundgebirgsoberfläche hin (DOHR 1981).

5.4. Regionale geophysikalische Messungen

Aus tiefenseismischen Messungen zwischen den Sprengorten Langer Kögel bei Eschenlohe und Golling östlich Berchtesgaden ergibt sich ein Gegenschußprofil, das etwa zwischen Kochel- und Walchensee das Blattgebiet überquert. WILL (1976: 743) erhält 5,5–6,2 km/s für das Kalkalpin (in Kalkfazies, 3 km mächtig) und darunter und vorgelagert (aufgrund des Profilverlaufs im Westen) 4,5–5,0 km/s bis in 8–9 km Tiefe, das als Deckgebirge (Flysch, Helvetikum, Molasse) interpretiert wird. Die darunter folgende kristalline Erdkruste, beginnend mit etwa 6,0 km/s, besitzt eine Zone verringerter Geschwindigkeit in 10 km bis knapp 20 km Tiefe, die auch durch Tiefenreflexionen gekennzeichnet ist (mittlere Erdkruste). Die Mohorovičić-Zone, welche definitionsgemäß die Erdkruste vom Oberen Erdmantel trennt, liegt in etwa 37 km Tiefe und sinkt nach Süden zu weiter ab (GIESE & STEIN 1971).

Die Schwerekarte von Westdeutschland 1 : 1 000 000 (GERKE 1957) zeigt am Südrand des Blattgebietes minus 115 mGal, wobei dieser geringe Schwerewert hauptsächlich durch die große Tiefe der Mohorovičić-Zone, dann aber auch durch die nach Süden abnehmende Mächtigkeit des Hauptdolomits (HUFNAGEL et al. 1981: Abb. 6) verursacht wird.

Nach der aeromagnetischen Vermessung (Teile der Nordalpen, BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE 1976) liegt das Blattgebiet am Westrand der großen positiven Magnetikanomalie von Berchtesgaden (BLEIL & POHL 1976).

Literatur:

BADER, K. (1979): Exarationstiefen würmeiszeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern (Trennung eisvorbelasteter und nicht eisvorbelasteter Sedimente aufgrund der seismischen Geschwindigkeiten). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **29:** 49–61, Hannover.

BLEIL, U. & POHL, J. (1976): The Berchtesgaden Magnetic Anomaly. – Geol. Rdsch., **65:** 756–767, Stuttgart.

BLOHM, E. K. (1970): Bericht über geoelektrische Messungen am Wamberger Sattel. – Archiv-Nr. G 1217 Bundesanstalt für Bodenforschung u. Niedersächs. LA fürBodenforschung, Hannover.

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (1976): Karte der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes in der Bundesrepublik Deutschland 1 : 500 000, Hannover.

DOHR, G. (1981): Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet der Tiefbohrung Vorderriß 1. – Geologica Bavarica, **81:** 55–64, München.

FRANK, H. (1979): Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers, neue Erkenntnisse über Aufbau und Mächtigkeit des Quartärs in den alpinen Tälern, im Gebiet des „Murnauer Schotters" und im „Tölzer Lobus". – Eiszeitalter und Gegenwart, **29:** 77–99, Hannover.

GIESE, P. & STEIN, A. (1971): Versuch einer einheitlichen Auswertung tiefenseismischer Messungen aus dem Bereich zwischen der Nordsee und den Alpen. – Z. Geophys., **37:** 237–272, Würzburg.

GERKE, E. (1957): Die Karte der Bouguer-Isanomalen 1 : 1 000 000 von Westdeutschland. – Deutsch. Geod. Kommission, Reihe B, **46,** Teil I, 13 S., Frankfurt a. Main.

HUFNAGEL, H., KUCKELKORN, K., WEHNER, H. & HILDEBRAND, G. (1981): Interpretation des Bohrprofils Vorderriß 1 aufgrund organo-geochemischer und geophysikalischer Untersuchungen. – Geologica Bavarica, **81:** 123–143, München.

WILL, M. (1976): Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen im Nordteil der Geotraverse IA. – Geol. Rdsch., **65:** 733–747, Stuttgart.

6. Hydrogeologische Verhältnisse

(JAN-PETER WROBEL*)

6.1. Hydrogeologischer Überblick

Innerhalb des Blattgebietes stehen Gesteine der alpinen Trias, des Jura und der Kreide sowie des Quartärs an. Die Gebirgsstöcke bestehen fast vollständig aus alpiner Trias, deren Gesteine für eine Wasserspeicherung wenig geeignet sind, weshalb dort die oberirdische Entwässerung vorherrscht. Sehr ergiebige Grundwasserleiter sind dagegen die quartären Lockergesteins-Talfüllungen, während Hangschuttmassen und Moränenablagerungen nur ein begrenztes Wasserspeichervermögen besitzen.

Der Isar und dem Rißbach werden durch Überleitungsmaßnahmen, die im Zuge des Wasserkraftausbaus erfolgten, größere Wassermengen entzogen und dem Walchensee zugeführt. Während die Ausleitungen aus der Isar weiter oberstromig bei Krün vorgenommen werden, liegt die Rißbachüberleitung, der sogenannte Rißbachstollen, gänzlich im Blattgebiet. Er beginnt im Rißbachtal knapp nördlich der Staatsgrenze, verläuft am östlichen Rand des Grasberges, quert das Isartal, unterfährt den Rißer Hochkopf und erreicht bei Niedernach den Walchensee.

Durch die Überleitungen aus dem Isargebiet – im Mittel 14,2 m^3/s aus der Isar bei Krün und 2,7 m^3/s aus dem Rißbach (Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft 1991) – wird der Isar ein erheblicher Teil ihres Abflusses entzogen. Dies hat zur Folge, daß das Flußbett oberhalb des Sylvenstein-Stausees, der wenig östlich der Blattbegrenzung beginnt, in niederschlagsarmen Zeiten auf weiten Strecken trockenfällt. Aus naturbedingten Gründen sind nach längeren Trockenzeiten auch die meisten Bäche des Blattgebietes ohne Wasser, da die Festgesteine und Hangschuttmassen ein zu geringes Wasserspeichervermögen besitzen.

Der Wasserspiegel des im Nordwesten ins Blattgebiet hereinreichenden Walchensees ist aufgrund des Betriebs des Walchenseekraftwerkes stärkeren Schwankungen unterworfen. Im Winter sinkt der Seespiegel im allgemeinen ab, um im Frühjahr während der Schneeschmelze wieder anzusteigen. Bei Höchststau liegt der Seespiegel bei 801,79 m ü. NN, bei Mindeststau bei 794,89 m ü. NN. Bei einer Seefläche von 16,2 km^2 entspricht das einem Speicherraum von etwa 110 Millionen m^3.

Das gesamte Blattgebiet gehört zum Niederschlagsgebiet der Isar und damit ins Donaugebiet, wobei der nordwestliche Teil um den Walchensee zunächst zur Loisach hin entwässert.

---

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe Dr. JAN-PETER WROBEL, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, D-80797 München.

6.2. Grundwasser

6.2.1. Grundwasserführung der Gesteine

In den Gebirgsstöcken mit ihren vorwiegend steilen Hängen und Felsabstürzen kann eine nennenswerte Grundwasserneubildung nur dort stattfinden, wo die anstehenden Gesteine so durchlässig sind, daß sie das Niederschlagswasser sehr rasch aufnehmen, bevor es oberirdisch abfließt. Zur Entstehung größerer Grundwasservorkommen ist selbstverständlich auch eine ausgedehnte Ausstrichfläche des Aquifers im Gelände notwendig, auf der Grundwasserneubildung stattfinden kann. Diese Voraussetzungen sind bei den anstehenden Gesteinen des Jura und der Kreide nicht gegeben.

Der Hauptdolomit steht zwar auf weiten Flächen an, besitzt aber eine minimale Gesteinsdurchlässigkeit, so daß er nur dort Grundwasser führt, wo die Gebirgsdurchlässigkeit durch Zerrüttung oder Klüftung verbessert ist. Innerhalb des Blattgebietes sind größere derartige Zonen nicht bekannt. Dennoch wurden beim Bau des Rißbachstollens, der fast vollständig im Hauptdolomit vorgetrieben wurde, teilweise erhebliche Wasserzutritte beobachtet.

Während beim Auffahren des südlichen Abschnitts des Stollens kaum Wasser zulief, erfolgten auf der Strecke nördlich der Isar teilweise starke Wassereinbrüche (SCHMIDT-THOMÉ 1950: 40 ff.). Ein Sohlenwassereinbruch wies anfangs 30 l/s Schüttung auf, die langsam zurück ging. Wasser trat auch aus Klüften und Schichtfugen zu, so daß die gesamte Bergwassermenge des sogenannten Hochkopfstollens mitunter etliche hundert l/s betrug. Bei diesen großen Wassermengen handelt es sich keineswegs vollständig um dauerhaft zur Verfügung stehendes Grundwasser, wie bereits Überlegungen zu Grundwasserneubildung und Einzugsgebiet nahelegen. Vielmehr dürfte der größte Teil davon Wasser sein, das in offenstehenden Klüften oder Schichtfugen gespeichert ist, die kaum untereinander in Verbindung stehen. Hierfür spricht die mit der Zeit nachlassende Schüttung, aber auch der erhöhte Eisengehalt mancher Wassereinbrüche (SCHMIDT-THOMÉ 1950: 43), der auf stagnierendes und reduzierendes Milieu hindeutet. Die schlechte Verbindung der wassererfüllten Klüfte untereinander geht daraus hervor, daß im Bereich des Mundloches des Hochkopfstollens am Isarsteilhang keinerlei Quellen zu finden sind, obwohl bereits 250 m bergeinwärts Kluftwasser angefahren wurde. Die schlechte Wasserwegsamkeit des Hauptdolomits zeigte sich auch beim Unterfahren des Fischbaches südlich der Isar bei nur 15 m Überdeckung über der Firste, das ohne jeglichen Wasserzutritt vorgenommen werden konnte.

Insgesamt ist festzuhalten, daß der Hauptdolomit in der Regel kaum Grundwasser führt, daß er jedoch bei besonderen tektonischen Bedingungen in offenen Schichtfugen und Klüften sowie Zerrüttungszonen Wasser speichern kann, das aber über die Grundwasserneubildung meist nur spärlich ergänzt wird.

Der Plattenkalk und die, den mergelig ausgebildeten Kössener Schichten, zwischengeschalteten Kalke neigen häufig zu intensiver Verkarstung wie z. B. auf dem westlich anschließenden Blatt Nr. 8433 Eschenlohe (WROBEL 1976). Innerhalb des Blattgebietes ist sie jedoch bei weitem nicht so stark ausgeprägt. Deutliche Kennzeichen in Form von Dolinen und kräftigen Karstquellen sind nur östlich des Rißbaches festzustellen und in geringerem Maße nördlich des Altlachberges am Walchensee. In Bereichen stärkerer Verkarstung werden die Niederschlagswässer zwar sehr schnell aufgenommen, aufgrund der schlechten Speicherfähigkeit können die Karstwässer jedoch nicht längerfristig zurückgehalten werden.

Die einzigen ergiebigen Grundwasserleiter des Blattgebietes sind die quartären Lockergesteinsfüllungen der Flußtäler und einzelne Bachschuttkegel am Walchensee. Die gute Durchlässigkeit dieser Ablagerungen spiegelt sich in den kf-Werten wider, die sich zwischen 2.10^{-3} m/s und 2.10^{-2} m/s bewegen. In Verbindung mit der teilweise sehr großen Grundwassermächtigkeit sind stattliche Entnahmemengen aus Brunnen möglich.

Der 30 m tiefe Brunnen südwestlich des Zollamtes, der Vorderriß versorgt, förderte 20 l/s bei nur 0,25 m Absenkung bei einem Ruhewasserspiegel von 9,35 m unter Gelände. Ein 9,8 m tiefer Brunnen in Niedernach, mit Ruhewasserspiegel bei – 6,12 m erbrachte 13 l/s bei 1,53 m Absenkung und ein 16 m tiefer Brunnen im Bachschuttkegel bei Altlach am Walchensee förderte 7 l/s bei 0,4 m Absenkung und einem Ruhewasserspiegel von – 8,43 m.

Der etwa 200 m nördlich von Luitpolder im Jachental knapp nördlich des Blattrandes gelegene 46 m tiefe Brunnen von Jachenau weist eine Ergiebigkeit von 52 l/s bei 1,5 m Absenkung auf. Sein Ruhewasserspiegel liegt etwa 17,5 m unter Gelände.

6.2.2. Quellhorizonte und Quellen

Trotz des hohen Gebietsniederschlages von fast 1800 mm gibt es nur wenige Quellen. Ausgenommen vereinzelte Karstquellen, übersteigt ihre Schüttung kaum 5 l/s. So treten am Südrand des Jachentales einige Hangschuttquellen hervor, deren Schüttung sich Ende Mai 1992 zwischen 1,0 und 5,0 l/s bewegte. Einige Quellen mit ähnlicher Schüttung entspringen im Bereich der Hangschuttmassen des oberen Fischbachtales südlich der Isar. Vereinzelt finden sich im Hauptdolomit schwache Quellen, deren Schüttung in Trockenzeiten 1 l/s kaum übersteigt.

Während die mergeligen Kössener Schichten die Entstehung von Vernässungsstellen begünstigen, finden sich im Plattenkalk einzelne intermittierende Karstquellen. Sie zu entdecken ist häufig schwierig, da manche von ihnen nur kurzfristig nach extremen Niederschlagsereignissen aktiv werden.

Zwischen Niedernach und Breitörterer am Walchensee treten am Nordfuß des Altlachberges im Bereich von Moränenablagerungen zwei nichtgefaßte Quellen

aus, deren Schüttung Ende Mai 1992 nach längerer Trockenheit 1,5 bzw. 2,0 l/s betrug. Wenig oberhalb sind an beiden Stellen Karstöffnungen im dort anstehenden Plattenkalk erkennbar, die offensichtlich nach Extremniederschlägen aktiv werden. Im Plattenkalk des gesamten Bereichs um Walchensee und Jachenau konnten keine weiteren Karstquellen mehr entdeckt werden.

Starke, vermutlich intermittierende Karstquellen finden sich am südlichen Ast des Kälbergrabens östlich des Rißbaches und ca. 250 m südwestlich der Mooslahner-Alm, die offensichtlich an der Grenze Plattenkalk/Hauptdolomit hervortreten. Die Hauptquelle entspringt unterhalb einer Felswand aus einer Quellhöhle. Die Schüttung betrug Ende Mai 1992 etwa 40 l/s. Rund 100 m westlich davon und etwas tiefer befinden sich im Abstand von ca. 25 m zwei weitere Quellen mit etwa 8 l/s bzw. 20 l/s Schüttung. Es handelt sich wahrscheinlich ebenfalls um Karstquellen, obwohl sie aus lockerem Hangschutt hervortreten. Die starke Wasserführung der Quellen dürfte auf der Ende Mai 1992 noch in Gang befindlichen Schneeschmelze beruht haben.

Die bei der Begehung im Mai 1992 entdeckte Höhle an der Hauptquelle, die Kälbergrabenhöhle, wurde im anschließenden Sommer von Speläologen befahren. Dabei konnte die nach Osten gerichtete aktive Karsthöhle*), die starke Wasserstandsschwankungen aufweist, auf einer Strecke von ca. 55 m erkundet werden. Bei weiter gesunkenem Wasserstand soll versucht werden, weiter in die Höhle vorzudringen.

Im gesamten nördlich anschließenden Plattenkalkgebiet und auch im Bereich des Markgrabens konnten keine weiteren Karstquellen festgestellt werden. Es scheint, daß die Quellen am Kälbergraben das Hauptentwässerungsorgan der Plattenkalkregion zwischen Schafreuter und Stuhlbachjoch sind.

6.2.3. Grundwasserhöffigkeit

Die Grundwasserhöffigkeit in den Festgesteinsbereichen ist minimal. Auch in Zonen verstärkter Zerrüttung und Klüftung erreicht sie allenfalls wenige l/s. Diese Aussage bezieht sich auch auf die Zonen unter dem Niveau der Täler, wo die Verhältnisse sogar noch ungünstiger werden.

Eine große Grundwasserhöffigkeit ist jedoch in den Lockergesteinsfüllungen der tief eingeschnittenen Täler und im Bereich der großen, meist sehr gut durchlässigen Bachschuttkegel gegeben.

In den Bachschuttkegeln bei Altlach und bei Niedernach kann eine Höffigkeit von mehreren Zehner l/s angenommen werden, wobei allerdings bei größeren

*) 1258/3: Höhlennummer lt. „Höhlenkataster der Bayerischen Alpen" des Vereins für Höhlenkunde in München e. V., Blutenburgstraße 91, D-80636 München, dem für die Mitteilung der Erkundungsergebnisse gedankt wird.

Entnahmen mit zunehmenden Anteilen an Uferfiltrat aus dem Walchensee zu rechnen ist. In der quartären Füllung des Jachentals besteht bei Grundwassermächtigkeiten von mehr als 20 m eine Höffigkeit von mindestens 100 l/s.

Noch höffiger ist das Quartär des Isar- und Rißbachtales. Das Isartal ist 0,5 bis 1,5 km breit. Sein quartärer Talquerschnitt ist in der Regel trogförmig mit steilen Flanken und flachem Boden. Bei Vorderriß steigt die südliche Flanke allerdings nur allmählich an. Nach Bohrungen und geophysikalischen Messungen (FRANK 1976) betragen die Taltiefen im westlichen Isartal 120 bis 180 m im östlichen Abschnitt 230 bis 150 m. In der Bohrung Vorderriß 1 wurde sogar eine Quartärmächtigkeit von 362 m festgestellt. Die quartäre Talfüllung besteht zwar nicht völlig aus gut durchlässigen Schottern – es gibt Einlagerungen von Kalkschluff und Seeton – die gut durchlässige Profilmächtigkeit beträgt jedoch jeweils mindestens mehrere Zehner Meter. Bei der guten Durchlässigkeit der Ablagerungen und Ausnutzung der gesamten Grundwassermächtigkeit sind hier Brunnenergiebigkeiten von mehreren hundert l/s möglich.

6.3. Grundwasserhaushalt

6.3.1. Klima

Die Bayerischen Kalkalpen, in denen das Blattgebiet liegt, gehören zu den kontinentalsten Klimagebieten in Deutschland (KELLER 1956). Allerdings ist dieser Klimatyp durch den Einfluß der Alpen etwas modifiziert. Die Sommerniederschläge sind höher als jene des Winters. Die Winter sind kalt und die Sommer zumindest in den Niederungen ziemlich warm. Aufgrund der Niederschlagsverteilung und des Zeitraumes der Schneeschmelze liegt das Maximum des oberirdischen Abflusses in den Frühjahrs- und Sommermonaten.

Die Lage im Bereich der Nördlichen Kalkalpen schlägt sich in dem hohen mittleren Gebietsniederschlag (1931/60) von 1789 mm*) nieder. Die Gebietsverdunstung (1931/60) wird mit 551 mm angegeben. Im Trockenjahr 1947 betrug der Gebietsniederschlag 1126 mm, im Naßjahr 1966 2145 mm (jeweils nur bayerischer Anteil). Die mittleren Jahresniederschläge (1931/60) verschiedener Stationen des Blattgebietes und seiner Umgebung bewegen sich zwischen 1328 mm und 1855 mm (Tab. 2). Im hydrologischen Sommerhalbjahr fallen 64,6% der Niederschläge, im Winterhalbjahr 35,4% (Tab. 3).

Die mittlere Jahrestemperatur der Luft beträgt für die Täler +4 bis +6 °C, für die Höhen <+4 °C (KNOCH 1952). Die mittlere Jahresschwankung der Lufttemperatur liegt bei <16 bis 18 °C. Während der Vegetationsperiode (Mai–Juli) herrschen in den Tälern mittlere Lufttemperaturen von +12 bis +13 °C, auf den Höhen von <+10 bis +12 °C.

---

*) Dem Bayerischen Landesamt für Wasserwirtschaft, München, wird für die Bereitstellung von Klima-, Abfluß- und Grundwasserdaten gedankt.

Tabelle 2: Mittlere Jahresniederschläge (1931/60) verschiedener Stationen (mm)

Niederschlags-meßstelle	Jahresnie-derschlag	Niederschlags-Meßstelle	Jahresnie-derschlag
Mittenwald	1328	Niedernach	1627
Krün	1359	Walchensee-Kraftwerk	1672
Obernach	1570	Fall	1688
Rißbachwehr	1595	Jachenau	1717
Vorderriß	1598	Urfeld	1855

Tabelle 3: Jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge in %

Nov.	Dez.	Jan.	Feb.	März	April	Winter
5,5	5,1	6,3	5,9	5,8	6,8	35,4
Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Sommer
9,8	12,7	14,4	11,7	9,2	6,8	64,6

Der Tockenheitsindex reicht von 100 bis >180. Der mittlere Anteil des Schnees am Gesamtniederschlag bewegt sich zwischen 20 und 40%.

6.3.2 Abfluß und Grundwasserneubildung

Im Bereich der Gebirgsstöcke vollzieht sich der Abfluß, mit Ausnahme der geringen Zonen mit stärkerer Verkarstung, nahezu vollständig oberirdisch. In den großen Tälern dagegen vollzieht sich ein nicht unbedeutender Teil auch unterirdisch.

Nach Frank (1976) liegt der Grundwasserabfluß im Isartal im Querprofil Ochsensitz bei Niedrigwasser (NW) im Bereich von 1,2 bis 2,4 m^3/s, bei Hochwasser (HW) bei 1,5 bis 3,0 m^3/s. Die Zunahme des Abflusses bei HW beruht vor allem auf dem dann erhöhten Gefälle der Grundwasseroberfläche von 6‰ gegenüber 4,8‰ bei NW. Ursache hierfür sind die starken Schwankungen der Grundwasserstände, die langjährig im Westen bis etwa 12 m reichen und am östlichen Blattrand nur mehr 6 bis 7 m betragen.

Bei HW liegt die Grundwasseroberfläche nur wenig unter Gelände. Das starke Absinken der Grundwasseroberfläche bei NW ist zum Teil auch auf die Ausleitungen von Wasser aus dem Isargebiet zurückzuführen. Eine Verminderung des Wasserentzugs würde die Schwankungen der Grundwasseroberfläche verringern, da die Isar durch Aussickerungen zur Grundwasserneubildung beiträgt. Außerdem könnte damit das Trockenfallen des Flußbettes in niederschlagsarmen Zeiten vermieden werden oder auf kurze Zeiten beschränkt werden.

Außer durch Aussickerungen aus den Flüssen, vor allem bei höheren Wasserständen und direkte Versickerung von Niederschlägen, erfolgt ein erheblicher Teil der Grundwasserneubildung auch durch die Versickerung von Bächen in ihren gut durchlässigen Schuttkegeln.

Abflußpegel, die über die Grundwassersituation im Blattgebiet Auskunft liefern könnten, bestehen nicht.

6.4. Beschaffenheit des Grundwassers

Da karbonatische Gesteine das Blattgebiet beherrschen, handelt es sich bei den hier vorkommenden Wässern, je nach Intensität des Kontaktes mit dem Gestein und Aufenthaltsdauer in ihm, um Kalkschotterwässer oder Kalkalpenwässer im Sinne von GERB (1956).

In den Talgrundwasserleitern haben die Wässer in der Regel ausreichend Zeit, um ins Kalk- Kohlensäure-Gleichgewicht zu gelangen. In den Gebirgsstöcken werden die zirkulierenden Wässer dagegen bei der meist schnellen Passage durch stark geklüftete oder verkarstete Gesteine nur unvollständig entsäuert. Der Lösungsinhalt dieser Wässer ist dann relativ gering. Aufgrund des Mangels an Kontaminationsquellen sind die Grund- und Quellwässer in der Regel arm an Nitrat und sonstigen Schadstoffen. Die relativ große Höhenlage des Gebietes bringt niedrige Temperaturen des Grund- und Quellwassers mit sich.

6.5. Stand der Wasserversorgung

Vorderriß, Altlach und Niedernach sowie die Jachenau besitzen ergiebige Trinkwasserbrunnen. Die übrigen Weiler, Gehöfte und Berghütten werden aus wenig ergiebigen Quellfassungen versorgt.

Literatur:

BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (1991): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Donaugebiet, Abflußjahr 1989. – München.

FRANK, H. (1976): Unveröff. Bericht über hydrogeologische Untersuchungen im Isartal zwischen Wallgau und Sylvensteinsee. – Bayerisches Geologisches Landesamt, München.

GERB, L. (1956): Grundwassertypen. – In: TRAUB; F.: Hydrogeologische Übersichtskarte 1:500000, Erläuterungen zu Blatt München. – Remagen (B.-Anst. f. Landeskde.)

KELLER, R. (1956): Klima und Hydrologie. – In: TRAUB, F: s. GERB, L.

KNOCH, K. (1952): Klimaatlas von Bayern. – Bad Kissingen.

SCHMIDT-THOMÉ, P. (1950): Geologie des Isartalgebietes im Bereich des Rißbach-Stollens und des geplanten Sylvenstein-Staubeckens. – Geologica Bavarica, **4:** 55 S., München.

WROBEL, J.-P. (1976): Hydrogeologie. – In: DOBEN, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 8433 Eschenlohe. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).

7. Rohstoffe

7.1. Nichtmetallrohstoffe

(KLAUS POSCHLOD*)

7.1.1. Festgesteine

7.1.1.1. Plattenkalk

In der Gegend um Vorderriß existieren drei Steinbrüche im Plattenkalk, von denen der am Steineck gelegene bis vor kurzem noch zeitweise in Betrieb war. Die Kalksteine dieses Bruches weisen einen stark schwankenden Dolomitgehalt auf (3,8% bis 25,3%). Die makroskopisch und gesteinsphysikalisch (vgl. Tab. 4) sehr ähnlichen Plattenkalke des Bruches östlich von Niedernach haben dagegen beim Dolomitspektrum mit 7,1 bis 8,1% eine geringere Schwankungsbreite. Der Calcitgehalt bewegt sich zwischen 88,9 und 89,9%, d. h. der Plattenkalk von Niedernach wäre für eine Branntkalkherstellung geeignet. Sowohl vom Chemismus her, als auch von den gesteinsphysikalischen Eigenschaften fällt der Plattenkalk, der östlich von Christoph ansteht, völlig aus dem Rahmen. Der Gehalt an SiO_2 beträgt teilweise bis zu 20,0%, derjenige von Al_2O_3 bis zu 7%; als weitere Komponenten sind enthalten: Calcit 32 bis 78%, Dolomit 12 bis 30% und Gips 2 bis 6%.

Dieses chemisch sehr inhomogene Material eignet sich nur zu Verschotterung (z. B. für Wegebau). Obendrein ist es weder frostsicher noch verwitterungsbeständig (vgl. Tab. 4).

Die Plattenkalke von Niedernach und Steineck haben sehr niedrige Wasseraufnahme- und Porositätswerte und wären nach DIN 52106 verwitterungsbeständig. Der hohe Sättigungsgrad beider zeigt allerdings, daß sie nicht frostbeständig sind. Die Gesteine dieser Brüche wurden zu Schotter und teilweise zu Wasserbausteinen verarbeitet.

Im Gegensatz zu den im Abbau befindlichen Plattenkalken bei Hellerschwang (Blatt Nr. 8335 Lenggries), die absolut frostunempfindlich sind (POSCHLOD 1991), lohnt es sich also nicht, die hier auf dem Blatt Vorderriß vorkommenden Plattenkalke als zu schützendes Rohstoffpotential einzustufen.

7.1.1.2. Hauptdolomit

Neben dem Plattenkalk steht auf dem Blatt Vorderriß als weiterer Festgesteins-Rohstoff der Hauptdolomit zur Verfügung, der hier allerdings bis jetzt noch nicht genutzt wurde. Für gesteinsphysikalische Untersuchungen wurden Hauptdolomit-Proben am Nordrand des Grammersberges (R ^{44} 62 03, H ^{52} 69 03) genommen.

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe Dr. KLAUS POSCHLOD, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, D-80797 München.

Tabelle 4: Gesteinsphysikalische Parameter der Plattenkalke des Blattes Vorderriß (bestimmt an 3 bis 4 Proben)

Parameter		Christoph E	Niedernach N	Steineck
Wasseraufnahme				
bei Atm.druck	(Gew.-%):	0,80	0,14	0,15
unt. Vakuum	(Gew.-%):	0,83	0,15	0,16
Sättigungsgrad	(–):	0,96	0,94	0,92
Porosität	(Vol.-%):	2,19	0,40	0,43
Reindichte	(g/cm³):	2,71	2,70	2,73
Rohdichte	(g/cm³):	2,65	2,69	2,72

Die Proben weisen einen Dolomitgehalt auf, der zwischen 93,4 und 95,9% schwankt. Da der Eisenoxidgehalt unter 0,25% liegt, eignet sich dieser Hauptdolomit für fast alle Anwendungen in der chemischen Industrie, in der Glasindustrie und bei der Roheisenerzeugung, wo sehr reine Dolomite gefordert werden.

Die gesteinsphysikalischen Untersuchungen ergaben, daß dieser Hauptdolomit mit durchschnittlich 0,55 Gew.-% Wasseraufnahme unter Atmosphärendruck über den Werten der beprobten Hauptdolomite des Blattes Lenggries (vgl. Tab. 5) angesiedelt ist. Er liegt damit auch überhalb des Grenzwertes von 0,5 Gew.-%, die in DIN 52106 für einen verwitterungsbeständigen Stein gefordert werden. Der Sättigungsgrad von 0,93 sagt aus, daß er stark frostempfindlich ist. Weitere gesteinsphysikalische Parameter können untenstehender Tabelle entnommen werden.

Der Hauptdolomit ist das am häufigsten auf diesem Blatt auftretende Gestein. Abgesehen von der landschaftlichen Empfindlichkeit dieses Gebietes gäbe es hier von diesem Gestein ein riesiges Rohstoff-Reservoir für die Rohdolomit-verarbeitende Industrie.

Tabelle 5: Gesteinsphysikalische Parameter des Hauptdolomits vom Grammersberg im Vergleich mit Hauptdolomiten des Blattes Lenggries von Langeneck und von Glashütte (bestimmt an mindestens 4 Proben)

Parameter		Grammersberg	Langeneck	Glashütte
Wasseraufnahme				
bei Atm.druck	(Gew.-%) :	0,55	0,33	0,16
unt. Vakuum	(Gew.-%) :	0,60	0,42	0,23
Sättigungsgrad	(–) :	0,93	0,79	0,72
Porosität	(Vol.-%) :	1,66	1,15	0,65
Reindichte	(g/cm³) :	2,84	2,84	2,84
Rohdichte	(g/cm³) :	2,80	2,81	2,82

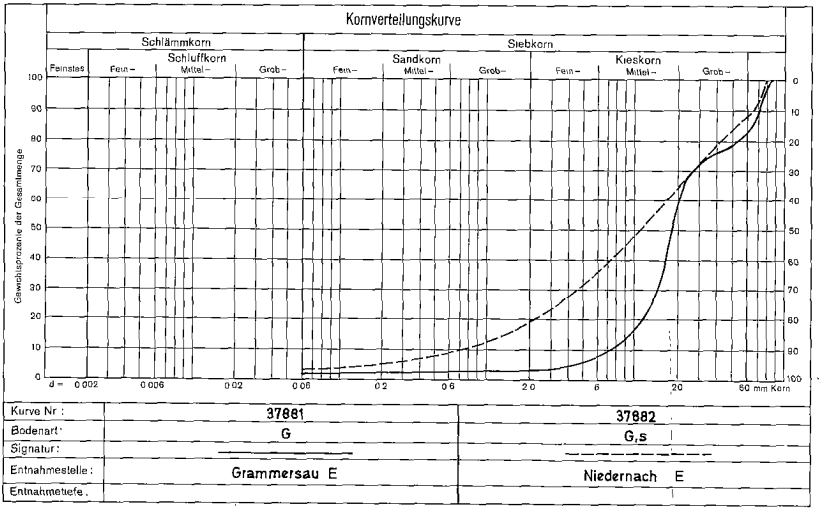


Abb. 10.

7.1.2. Lockergesteine

7.1.2.1. Kies

Ein großes, sich immer wieder erneuerndes Kiesreservoir bietet die Isar. Aus ihr wird oberhalb der Geschiebesperre seit über 10 Jahren auf einer Breite von 300 m und einer Länge von über 2 km Kies entnommen. Da die Kiese von Beckenschlufflagen unterlagert sind, ist nur ein flachgründiger Abbau möglich.

Weitere Kiesvorkommen befinden sich im NE-Teil des Blattgebietes südlich der Reiser- Alm in den Würm-Fernmoränen, nahe des Walchensees östlich von Niedernach in einem Schwemmkegel aus Moränenmaterial und in der östlichen Grammersau in einem Kegel aus Hangschutt des Grammersberges. Von den beiden zuletzt erwähnten Kiesgruben wurden Siebanalysen durchgeführt (vgl. Abb. 10).

Der Feinanteil (Ton und Schluff) beider Kiese liegt unter 5%, d_{10} beträgt beim Niedernacher Kies 0,8 mm, beim Grammersauer Hangschutt sogar über 7 mm. Das zuletzt genannte Material verfügt über eine ungewöhnlich niedere Ungleichförmigkeitszahl U (d_{60}/d_{10}) von 2,9 („gleichförmig") mit dem Schwerpunktbereich Mittelkies. Die Ungleichförmigkeitszahl beim Kies von Niedernach beläuft sich auf 22,5, d. h. er ist sehr ungleichförmig; nach DIN 1045 (Eignung als Betonzuschlag) stellt er weitestgehend ein „noch brauchbares" Korngemisch dar.

Als Kiesreservoir für die Zukunft käme im Bereich Vorderriß nur das Trockenbett der Isar in Frage. Es kann jedoch sein, daß dort aus Naturschutz-/Landschaftsschutzgründen der Betrieb eingestellt bzw. stark reduziert wird (vgl. NAGLER 1992).

7.1.2.2. Karbonatischer Beckenschluff („Seekreide")

Der von GÜMBEL (1861: 801) als Tünchererde bezeichnete karbonatische Beckenschluff wurde im 19. Jahrhundert am östlichen Blattrand nördlich der Isar am „Alten Kreidenbruch" abgebaut und zum Weißtünchen, zum Anstreichen von Riemenwerk und sogar zum Schreiben verwendet. Er wurde außerdem zu Düngemittel verarbeitet und fand selbst im Arzneimittelbereich Anwendung. Ähnliche, wesentlich bekanntere Vorkommen befinden sich auf dem Blatt Mittenwald (JERZ & ULRICH 1966: 64 ff.).

Die Hauptbestandteile des Beckenschluffs vom „Alten Kreidenbruch" sind Dolomit (52,1%) und Calcit (40,4%); in untergeordneten Mengen kommen Quarz, Albit und Glimmer vor. Damit besitzt diese „Kreide" einen wesentlich höheren Dolomitgehalt als diejenige von Kaltenbrunn bei Mittenwald (vgl. JERZ & ULRICH 1966: 69 f.).

Tabelle 6: Zusammenstellung der ehemaligen und der in Abbau befindlichen Steinbrüche und Kiesgruben

Name	Zustand	Geol. Form.	R	H
Christoph E/Parkpl.	aufgelassen	Plattenkalk	445155	527068
Steineck	zeitw. i.B.	Plattenkalk	445312	527264
Niedernach NE	verwachsen	Plattenkalk	445502	527256
Niedernach E	in Abbau	Würmmoräne	445505	527195
Reiser-Alm S	zeitw. i. B.	Würmmoräne	446165	527094
Grammersau E	zeitw. i. B.	Holoz. Hangsch.	446038	526850

Literatur:

DIN (1972): DIN 1045 Beton- und Stahlbetonbau. Bemessung und Ausführung. – 96 S.; Berlin (Beuth).

DIN (1972): DIN 52106 Prüfung von Naturstein. Beurteilungsgrundlagen für die Verwitterungsbeständigkeit. – 6 S.; Berlin (Beuth).

GÜMBEL, C. W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – 950 S., Gotha (Perthes).

JERZ, H. & R. ULRICH (1966): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8533/8633 Mittenwald. – 152 S., München (Bayer. Geol. Landesamt).

NAGLER, R. (1992): Wenn ein Fluß zur Kiesgrube wird. – Süddeutsche Zeitung vom 23. 10. 92: S. 57, München (Süddt. Verlag).

POSCHLOD, K. (1991): Nutzbare Ablagerungen. – In: DOBEN, K.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8335 Lenggries. – 120 S., München (Bayer. Geol. Landesamt).

7.2. Energierohstoffe

7.2.1. Erdöl und Erdgas

(KLAUS POSCHLOD)

Auf der Suche nach Kohlenwasserstoffen und speicherfähigen Gesteinen im Bereich der Kalkalpen wurde auf dem Blatt Vorderriß nahe des gleichnamigen Weilers (R 44 58 24, H 52 68 82) eine Tiefbohrung niedergebracht (Vorderriß 1).

In der Bohrung wurden die autochthone Molasse und somit die erdöl-/erdgashöffigen Schichten nicht erreicht.

BACHMANN & MÜLLER (1981) berichten, daß der ab 362 m Teufe angetroffene Hauptdolomit nur schwach bituminös ist; bei 1500 m Teufe traten vereinzelt (autochthon gebildete) Öltröpfchen im Bohrklein auf. In den liegenden Raibler Schichten befand sich in den Haarrissen und kleinen Hohlräumen von mit Anhydrit wechselnden Dolomitsteinen ein dickflüssiges dunkelbraunes Öl. Unterhalb 2400 m Teufe traten keine Ölspuren mehr auf.

Die Aufschlußbohrung Vorderriß 1 brachte bezüglich rohstoffgeologischer Fragestellungen folgendes Ergebnis:

Das erbohrte Kalkalpin und das Helvetikum sind mäßig kohlenwasserstoffhöffig; die Basis der wahrscheinlich darunterliegenden autochthonen Überfahrenen Molasse, die als erdöl-/erdgasführend angenommen wird, liegt in ca. 7500 m Tiefe.

Literatur:

BACHMANN, G. H. & M. MÜLLER (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen, Bayern). – Geologica Bavarica, **81:** 17–53, München (Bayer. Geol. Landesamt).

7.2.2. Ölschiefer

(HORST FRANK)

Im Ölschieferwerk Schröfeln (Unterer Ölgraben, östlich Wallgau) wurden bis Anfang der 60er Jahre bitumenreiche Lagen, sog. Ölschiefer oder Asphaltschiefer, im Hauptdolomit (siehe auch Kap. 3) in der Grube „Kurt" bergmännisch abgebaut. Der Abbau erfolgte bis zum Beginn der 60er Jahre auf einer Grundstrecke (Kurt-Stollen) und 4 Sohlen. Auch bei Krün wurden Ölschiefer in der Grube „Wolfgang" zeitweise abgebaut.

Die bitumenreichen Lagen wurden gewonnen und verschwelt (unter Luftabschluß erhitzt). Das so gewonnene Steinöl wurde durch Sulfonierung (Behandlung mit Schwefelsäure) in einen wasserlöslichen Zustand überführt und zu pharmazeutischen Produkten verarbeitet.

Kurzzeitig wurde auch eine mögliche energetische Nutzung untersucht, aber wegen zu geringer Abbaumengen nicht weiter verfolgt.

Der Bitumen-Gehalt betrug in Schröfeln z. T. mehr als 20%. In den im Jahre 1957 abgeteuften Untersuchungsbohrungen (siehe auch Kap. 3) wurden „Öl"-Gehalte von 11,7% und 9,7% und Schwefel-Gehalte von 11,3% und 10,8% festgestellt (jeweils Mittel aus 3 Proben).

In früheren Jahrhunderten wurde aus dem „Ölstein" in bäuerlichen Kleinbetrieben das Steinöl gewonnen. Der stückig gebrochene Ölschiefer wurde in konisch geformte „Häfen" gefüllt und mit einer Siebplatte abgedeckt und umgekehrt auf eine gemauerte Herdstatt gestellt, auf der sich für jeden Hafen eine Vertiefung mit einer in einen Sammelabfluß mündenden Röhre befand. Zwischen den Gefäßen wurde Holz aufgeschichtet und entzündet. Aus den sich bis zur Rotglut erhitzenden Häfen wurde das Bitumen ausgetrieben und aufgefangen.

Das Steinöl (Pechöl) wurde von Ölhändlern (Dürschlern, Olearii) mit Kraxen von Dorf zu Dorf getragen und verkauft. Es war nicht nur gegen fast alle Krankheiten bei Mensch und Vieh gut, sondern wurde auch zum Dichten der Schuhe und als Wagenschmiere verwendet. Nach einer Legende war es das Blut des Riesen Thyrsus (daher in Tirol auch Dürschenöl genannt) der, vom ebenfalls riesenhaften, aber geharnischten Haymon mit dem Schwert erschlagen wurde.

Die bituminösen Lagen im Hauptdolomit sind nach HUFNAGEL et al. (1981), wenigstens z. T., als Ausgangssubstanz von Erdöl anzusehen. In der gleichen Arbeit sind Angaben über die organisch-chemischen (bzw. -petrographischen) Analysen des Bitumens im Hauptdolomit der Bohrung Vorderriß 1 gemacht.

8. Die Böden

(WALTER GROTTENTHALER & ALOIS PETSCHL*)

8.1. Bodenkundlich-standortkundlicher Überblick

Karbonatgesteine spielen im Blattgebiet von Vorderriß als Bodenausgangsgesteine eine überragende Rolle. Sie treten einerseits in Form von Festgesteinen auf, vor allem als Hauptdolomit und Plattenkalk der alpinen Trias, andererseits als dominierender Anteil der quartären Lockermassen. Schichtserien mit höherem nichtkarbonatischem Anteil, wie Kössener Schichten und verschiedene Schichtglieder des Jura, sind nur auf kleineren Arealen bodenbildend.

*) Anschrift der Verfasser: Diplom-Geologe Dr. WALTER GROTTENTHALER und Dipl.-Ing. agr. (FH) ALOIS PETSCHL, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, D-80797 München.

Neben dem Ausgangsgestein wirken auf die Entwicklung der Böden weitere Faktoren in hohem Maße ein: das Klima und davon abhängig das Bodenwasserregime, das Oberflächenrelief, die Zeit, die der Bodenbildung zur Verfügung stand, und biotische Faktoren. Zu den letzeren zählen Pflanze und Tier, aber auch der wirtschaftende Mensch.

Das Klima des Gebiets (vgl. auch Kap. 6) ist als kühl und sehr feucht zu charakterisieren, bei Jahresniederschlägen von 1600 bis >2000 mm, einer mittleren Jahrestemperatur von 7° bis <4° C und einem Trockenheitsindex von >100, der mit zunehmender Höhenlage bis auf 180 ansteigt . Das für die Entwicklung von Pflanze und Boden entscheidende Kleinklima ist – abhängig von der Reliefposition und der Exposition eines Standortes – besonders großen und engräumigen Schwankungen unterworfen.

Das ausgeprägte Gebirgsrelief mit seiner hohen Reliefenergie begünstigt Umlagerungsvorgänge in der Verwitterungszone, die sich in der Horizontabfolge der Böden als Erosions- und Akkumulationserscheinungen bemerkbar machen. Oberflächlich sichtbare Erosionsschäden in Form von vegetationslosen Flächen – in der Umgangssprache auch Blaiken genannt – können durch eine Reihe unterschiedlicher Abtragsmechanismen entstanden sein: durch abfließendes Regen- und Schmelzwasser, durch die Schurfarbeit langsam abgleitender Schneedecken, durch die abschürfende Wirkung von Lawinen, durch das Abgleiten der Bodendecke bei Hangrutschen, durch Weidetiere, die die Grasnarbe abtreten, aber auch durch den Sommer- und Wintertourismus. Meist ist der Bodenabtrag die Folge einer Kombination oder einer Aufeinanderfolge verschiedener Vorgänge. Neben den sichtbaren Schäden treten latente Bodenverluste auf, insbesondere durch Humusschwund nach Auflichtung oder Verlust der natürlichen Waldbestockung (vgl. BOCHTER et al. 1981). Die Erosionsdisposition aller Hanglagen des bayerischen Gebietsanteils wurde durch eine Hanglabilitätskartierung im Maßstab 1 : 25 000 dokumentiert (BAYER. STAATSMINISTERIUM FÜR ERNÄHRUNG, LANDWIRTSCHAFT U. FORSTEN 1989).

Die Vegetation übt als bodenbildender Faktor unterschiedliche Funktionen aus: Sie ist als Wurzelbildner und Humuslieferant wesentlich am Aufbau des Bodens beteiligt, außerdem schützt sie den Boden vor Erosion. Das natürliche Vegetationskleid des Gebiets weist eine ausgeprägte Höhenstufung auf und reicht vom submontanen Bergmischwald über den hochmontanen Fichten-Tannenwald bis zu subalpinen Fichtenwäldern und Latschenfeldern (nach FOERST & KREUTZER 1978). In einigen Gipfelregionen wird die natürliche Waldgrenze überschritten.

Der Beginn der Bodenbildungszeit kann frühestens nach dem würmzeitlichen Eiszerfall angesetzt werden. Sie wurde wiederholt unterbrochen, denn im Zeitabschnitt des Würm-Spätglazials (vgl. Kap. 3.4.1.6.) fanden im hängigen Gelände noch mehrmals intensive solifluidale Umlagerungen, in ebenen Lagen kryoturbate Durchmischungen der oberflächennahen Zone der Lockermassen statt, zuletzt in der abschließenden spätglazialen Kaltphase, die als „Jüngere Tundrenzeit" bekannt ist. Eine bis heute ununterbrochen andauernde Bodenentwick-

lung ist erst seit dem Fortbestand einer schützenden Vegetation, also seit dem älteren Holozän zu erwarten. Die holozäne Bodenbildung begann aber nicht überall mit der Verwitterung des rohen Gesteins, denn in den periglazialen Schuttdecken stand vorverwittertes, z.T. bereits pedogen verbrauntes Material als Bodenausgangssubstrat zur Verfügung. An steilen Berg- und Talflanken wird die Pedogenese bis heute durch Erosionsvorgänge unterbrochen. Wir finden deshalb ein Mosaik von Böden unterschiedlichen Alters und Entwicklungsstandes.

Die Bodennutzung wird im Bereich des Kartenblattes fast ausschließlich von der Forstwirtschaft bestimmt. Große Flächen sind Schutzwald. Zur Stabilisierung verlichteter oder überalterter Schutzwälder wurden Sanierungsmaßnahmen notwendig. Sie verfolgen das Ziel, die Bodenerosion zu vermindern, Siedlungen und Verkehrswege vor Steinschlag, Lawinen und Murgängen zu schützen und den Wasserhaushalt zu verbessern. Landwirtschaftliche Bodennutzung tritt im wesentlichen nur am Nordrand des Blattgebietes auf (Jachenau). Außerdem werden einige Almen bewirtschaftet. Sie liegen bevorzugt auf Böden aus quartären Lockermassen in hochgelegenen Talungen (z. B. Luitpolder Alm, Lainer Alm) sowie auf Böden aus mergelreichen Kössener Schichten (Moosen Alm).

8.2. Die geologischen Einheiten und ihre Böden

Hauptdolomit und Plattenkalk

Die Bergmassive werden im wesentlichen aufgebaut von den Karbonatgesteinen der oberen Trias. Felswände tragen nur in geschützten Nischen und Spalten eine Bodenbildung. Es handelt sich um Böden initialen Charakters, in der Regel um Karbonat-Syroseme oder um Alpine Protorendzinen im Sinne von KUBIENA (1953: 214 f.)

Auf vegetationsbedeckten Hangteilen liegt eine weitgehend geschlossene Bodendecke. Sie entwickelte sich hauptsächlich im physikalisch aufbereiteten und meist hangabwärts verlagerten Lockermaterial, im Ausnahmefall auf festem Fels. Außerhalb der Schutt- und Sturzkegel liegen die Umlagerungsprodukte in Form von grusig-steinigem Hangschutt vor, dessen Mächtigkeit die Größenordnung von wenigen Dezimetern selten übersteigt. Dieser parautochthone Schutt der anstehenden Karbonatgesteine ist in bestimmten Bereichen vermischt mit Moränenmaterial, erkennbar als silikatische Komponente in Form von glimmerreichem Schluff und kristallinen Geschieben. Örtlich tritt an Stelle des Hangschutts eine Moränendecke auf, insbesondere auf flacheren Hangteilen. Ausschließlich aus Hauptdolomit und Plattenkalk hervogegangenes Lockermaterial ist nur in den höheren Bereichen der Bergmassive, d. h. außerhalb des Einflußbereiches der pleistozänen Ferneismassen (s. Kap. 3.4.), sowie im Bereich der Lokalvergletscherungen (vgl. Profil 4, Kap. 8.3.) zu erwarten. Dort können aber äolische Staubsedimente als Zwischenmittel des karbonatischen Grobschutts oder als dünne Lehmdecke die Bodenbildung beeinflussen.

Auf reinem Karbonatschutt beginnt die Pedogenese mit einem Lockersyrosem, durchläuft verschiedene Stufen der Rendzina (zusammenfassende Darstellung siehe REHFUESS 1990: 45) und endet im Idealfall bei der Terra Fusca. Diese auch als „Kalklsteinbraunlehm" bekannte Bodenbildung (vgl. Profil 1, Kap. 8.3.) besteht aus dem äußerst tonreichen Rückstand der Karbonatlösung, der sich hauptsächlich in erosionsgeschützten Geländepositionen und in Verwitterungstaschen ansammeln konnte. Die Tonfraktion von Rückstandslehmen des Hauptdolomits setzt sich nach Untersuchungen von WILKE et al. (1984) überwiegend aus Illiten, Vermiculiten, Wechsellagerungsmineralen und sekundären Chloriten zusammen. Völlig untergeordnet ist Kaolinit vertreten.

Häufiger als Böden der Terra-fusca-Entwicklungsreihe sind die Vertreter einer Braunerde-Gesellschaft: Bei deutlichem Anteil nichtkarbonatischer Minerale am Ausgangsmaterial führt die Bodenbildung vom Rohboden (Lockersyrosem) über die Pararendzina zur basenreichen Braunerde. Weitere Entwicklungsstadien, wie z. B. die Parabraunerde, kommen kaum vor. Dagegen finden sich auf zahlreichen Standorten zweischichtige Profile aus geringmächtigem Locker- über Festgestein, mit einer Verbraunung, die bis in die Entfestigungszone der Felsunterlage reicht. Übergänge zwischen Braunerde und Terra fusca sind zu beobachten. Entsprechende Böden, mit der Horizontfolge Ah/Bv/IIBvT/(T/)C, sind auf Plattenkalkstandorten häufiger als auf Hauptdolomit. Letzterer liefert weniger Lösungsrückstand und zerfällt bei der Verwitterung zunächst zu grusig-schluffigem Dolomitsand (vgl. JERZ 1976: 76).

Örtlich sind die Böden in Lockerschuttdecken entwickelt, die im letzten Spätglazial unter kaltklimatischen Einflüssen entstanden. Es handelt sich dabei um Fließerden unterschiedlicher Zusammensetzung. Im Gegensatz zu den Mittelgebirgen, wo Fließerden als Bodenausgangsmaterial eine überragende Rolle spielen, haben sie in den Alpen – reliefbedingt – die holozänen Erosionsvorgänge nur örtlich überdauert, so z. B. im Gebiet zwischen Isartal und Walchensee. Dort herrscht oberhalb der steilen Talflanken ein mittelgebirgstypisches Relief vor, in dem schluffreiche Fließerden mit hohem Anteil an äolischem Fremdmaterial zu finden sind (vgl. Profil 2, Kap. 8.3.). Aufgrund ihrer Lage an der Oberfläche werden diese Fließerden als Bildungen der letzten spätglazialen Kaltphase angesehen und entsprechend einer in den Mittelgebirgen gebräuchlichen Schuttdeckengliederung (zusammenfassende Darstellung siehe ALTERMANN 1993) als „Hauptlage" bezeichnet. Bodenökologisch kommt den „Hauptlagen" große Bedeutung zu, denn sie besitzen im allgemeinen günstige Nährstoff- und Wasserhaushaltseigenschaften und eine gute Filterwirkung. Im Fall des Profils 2 liegt bodentypologisch eine durch lockeres Gefüge charakterisierte Varietät der Braunerde vor, die den Namen „Lockerbraunerde" führt. Das Porenvolumen der B-Horizonte liegt über 60%.

In den Hauptdolomit- und Plattenkalkarealen sind mächtige, torfähnliche Humusauflagen verbreitet, die keinem Grund- oder Stauwassereinfluß unterlie-

gen. Sie wurden v. a. auf schattseitigen Hängen der subalpinen Stufe unter Latschengebüsch, z. T. auch unter zwergstrauchreicher Fichtenbestockung akkumuliert. Unter dem dort herrschenden kühl-feuchten Kleinklima erreichen die Humusauflagen eine Mächtigkeit von mehreren Dezimetern. Das organische Material steht oft in direkten Verband mit dem anstehenden Gestein (Böden mit der Horizontfolge O/C). Mineralischs Bodenmaterial ist in diesem Fall nicht ausgebildet. Diese nur aus mächtigen Humusauflagen bestehenden Böden werden in der älteren Literatur oft als Tangelrendzina bezeichnet. Sie verfügen über eine Wasserspeicherkapazität von weit über 600% ihres Trockengewichtes (STRUNK 1992). Damit stellen sie einen bedeutenden ausgleichenden Faktor für den Wasserhaushalt dar.

Kössener Schichten

Böden der mergelreichen Kössener Schichten bilden die Weidegründe des zwischen 1400 und 1600 m Meereshöhe liegenden Moosenalm-Gebiets sowie einige talnahe Waldstandorte östlich des Walchensees. Nur geringe Verbreitung haben Bodenbildungen aus den unmittelbar anstehenden Mergeln. Sie kommen bevorzugt auf steileren Hangrücken und Geländespornen vor. Ihre Entwicklung geht kaum über das Stadium der Pararendzina hinaus. Pelosol-Horizonte treten an diesen Standorten nicht auf, denn bei dem geringen Verwitterungsgrad der Mergel ist der Gehalt an quellfähigen Tonmineralen noch zu niedrig, um eine Quellungs- und Schrumpfungsdynamik herbeizuführen.

Meist liegt das Substrat der Bodenbildung als stein- und blockdurchsetzte Hanglehmdecke vor, die in einer Mächtigkeit von wenigen Dezimetern bis >1 Meter den anstehenden Mergeln und Kalken aufliegt. Neben den Verwitterungsprodukten der Kössener Schichten ist allochthones äolisches Material am Aufbau des Hanglehms beteiligt. Die Böden besitzen in der Regel einen deutlichen Verbraunungshorizont, zeigen fast durchwegs Staunässemerkmale, jedoch nur selten die Horizontdifferenzierung des klassischen Pseudogleys in Stauwasserleiter (Sw-Horizont) und Stauwassersohle (Sd-Horizont). Die diffuse Verteilung von Rost- und Bleichflecken im Profil ist typisch für den Haftnässepseudogley, dessen wesentliche Eigenschaften im geringen Anteil an Grobporen, verbunden mit Luftmangel bei Feldkapazität, und in der Seltenheit von Trockenphasen liegen. Der für Pseudogleye typische schroffe Wechsel zwischen Vernässung und Austrocknung fehlt. Abweichend davon herrscht in Hangmulden und unterhalb von Quellaustritten ein Wasserregime der ganzjährigen Vernässung, das zu Hang- und Quellengleyen führt. Diese außerordentlich trittempfindlichen Böden sind für Beweidung ungeeignet. Je nach Hangneigung und Vernässungsgrad kommt es in den Hanglehmdecken zu mehr oder weniger ausgeprägten Kriech- und Rutschbewegungen.

Schichtrippen aus Kössener Kalk tragen eine Bodengesellschaft, wie sie von den Plattenkalkstandorten bekannt ist.

Jura- und Kreidegesteine

Ähnlich wie die Kössener Schichten liefern die ausschließlich im Südost-Bereich des Blattes auftretenden Juragesteine bei der Verwitterung einen relativ hohen Anteil an nichtkarbonatischem Feinmaterial. Auch hier spielt sich die Bodenbildung in lehmigen Hangschuttdecken ab, die das gesamte Spektrum der hangaufwärts anstehenden Gesteine widerspiegeln. Ein scharfkantig-grusiger Grobkornanteil des Hangschutts geht auf Kiesel- und Hornsteinkalke sowie auf Radiolarit zurück. Bodentypologisch reicht die Entwicklungsreihe von der Pararendzina (örtlich vom Regosol) bis zur Braunerde. Unter heideartigen alpinen Zwergstrauchgesellschaften – charakteristische Pflanze ist die Rostrote Alpenrose *(Rhododendron ferrugineum)* – kommt es zu kräftiger Podsolierung.

Auf den Karbonatgesteinsbreccien der Oberkreide (Branderfleck Schichten) am südlichen Talrand der Jachenau findet sich eine den benachbarten Hauptdolomitgebieten ähnliche Bodenassoziation, die maßgebend von an der Oberfläche liegenden Lockergesteinen bestimmt wird. Braunerden aus dünnen Moränendecken sind die dominierende Bodenform. Glazialgeschiebe aus zentralalpinem Kristallin belegen, daß es sich um Fernmoräne handelt (vgl. Profil 3).

Auch bei geringer Gründigkeit des Lockermaterials bieten die Böden vielfach gute Waldstandorte, denn das Kluftnetz des Festgesteins ist für das Wurzelwerk standortgerechter Baumarten nutzbar. Das Profil 3 zeigt, wie in Klüfte eingreifende Bodenbildungen wesentlich bessere Wasserhaushalts- und Standfestigkeitsbedingungen bieten, als auf dem relativ flachgründigen Lockermaterial zu erwarten wäre.

Lockermassen des Quartärs

In der vorausgehenden Skizze der Bodenentwicklungen auf bzw. über Trias-, Jura- und Kreidegesteinen wurde bereits die überragende Bedeutung der Quartärbildungen als Bodenausgangsmaterial deutlich (vgl. Hanglehm im Profil 1, Hangschutt im Profil 4, Fließerde im Profil 2, Fernmoräne im Profil 3).

Bisher nicht behandelt wurden die ausgedehnten Schutt- und Schwemmkegel, die fast ausschließlich im Hauptdolomit wurzeln und auf nordexponierten Hängen zum Isartal gerichtet sind. Teilweise sind die Schuttmassen noch in Umlagerung begriffen und tragen keine Böden. Unter Strauch- und Baumvegetation finden sich im wesentlichen nur Humusauflagen. Die organische Substanz wurde vielfach auch in die Hohlräume des Grobschutts eingewaschen („Skeletthumusböden" nach KREUTZER et al. 1991). Sofern mineralisches Feinmaterial als Hohlraumfüllung auftritt, ist es humusreich – oft bis in eine Tiefe von mehreren Dezimetern. Häufig handelt es sich um kolluviale Bildungen, seltener um Böden, die in situ entstanden sind.

Die ebenen Tal- und Terrassenflächen beiderseits der Isar und des Rißbachs werden aus spät- bis postglazialen Schottern und aus jüngsten Flußsedimenten

aufgebaut. Außerhalb der rezenten Überschwemmungsgebiete tritt eine Rendzina mit skelettreichem Ah-Horizont als vorherrschende Bodenform auf. Dazwischen zeichnen sich ehemalige Flußschlingen ab. Ihr Verlauf ist häufig schon durch die Vegetation erkennbar. Das Bodeninventar dieser Standorte besteht aus sandigen Pararendzinen und schluffig-lehmigen Braunerden, die, soweit sie auf den älteren Terrassen liegen, deutlich lessiviert sind.

Mit zu den jüngsten Böden des Gebiets zählen die durch periodische Überflutungen und stark schwankende Grundwasserstände geprägten Auenböden. Während auf den Kiesbänken der Flußbetten nur örtlich eine initiale Bodenbildung vorliegt (Kalkrambla), haben sich auf den begrünten Schotterflächen des Hochwasserbereichs Auenrendzinen und Auenpararendzinen (Kalkpaternien) entwickelt. Eine humusreiche Variante, die im Profil 5 (Kap. 8.3.) beschriebene Borowina, geht hier wohl auf die reichlichen Niederschläge zurück. Gegen eine Genese unter langanhaltendem Grundwassereinfluß, im Sinne einer anmoorigen Bildung, sprechen die topographischen Standortverhältnisse.

Unter den flächenmäßig unbedeutenden Naßböden auf quartären Lockermassen sind Nieder-, Übergangs- und Hochmoore zu nennen. Eine ausführliche Darstellung erfolgt im Kap. „Die Moorvorkommen" (LAFORCE & SCHUCH i. ds. Bd.).

8.3. Profilbeschreibungen

(Analysen siehe Beilage)

Profil 1: R 44 55 340; H 52 66 210
Grasberg; Mittelhang, 25° SSW, 1130 m ü. NN; Fichtenbestand mit Waldweidenutzung.
Humusform: Mull

Terra fusca auf Hauptdolomit

L	1,5 cm	Grasstreu-Wurzelfilz
Ah	0– 10 cm	schwarzgrauer, äußerst humusreicher, schwach karbonalthaltiger, schluffig-feinsandiger Lehm; Gefüge subpolyedrisch; (Hanglehm)
IIAhT	10– 20 cm	gelbgrauer Ton, durch Viehtritt verwürgt mit schwarzgrauem Ah-Material; Gefüge polyedrisch bis ungegliedert; (Residualton der Hauptdolomitverwitterung mit Hanglehm verwürgt)
mCv	20–100 cm+	graues Festgestein (Hauptdolomit, dünn gebankt, stark klüftig)

Untergrenze Hauptwurzelraum: 20 cm
nutzbare Feldkapazität im Hauptwurzelraum: ca. 50 mm

Profil 2: R 44 52 530; H 52 69 500
Altachberg; Hangschulter, 15° S, 1180 m ü. NN; Fichtenbestand mit Buchen
Humusform: Rohhumus

Lockerbraunerde, podsolig, schwach pseudovergleyt, aus äolischem Deckschichtmaterial über Hauptdolomit

L	1 cm	Nadelstreu mit geringem Laubstreuanteil
Of	3 cm	zersetzte Streu
Oh	5 cm	Feinhumus
Aeh	0– 4 cm	schwarzgrauer (10 YR 2/1), äußerst humusreicher, schwach grusiger, schwach toniger Lehm; Krümelgefüge; („Hauptlage")
Bsv	3– 10 cm	rötlichbrauner (5 YR 4/6), sehr humusreicher, schwach grusiger, toniger Lehm; Gefüge feinsubpolyedrisch, schwache Rost- und Bleichflecken; („Hauptlage")
SwBv	10– 42 cm	gelblichbrauner (7,5 YR 4/6), humusreicher, schwach grusiger, schluffig-sandiger Lehm; Gefüge feinsubpolyedrisch, sehr locker gelagert, Rost- und Bleichflecken; („Hauptlage")
Bv	42– 48 cm	braunschwarzer (7,5 YR 2/2), sehr stark humusangereicherter, grusiger, toniger Lehm; Krümelgefüge; („Hauptlage")
IImCv	48–150 cm+	graues (10 YR 6/1) Festgestein (Hauptdolomit, dünn gebankt, klüftig)

Untergrenze Hauptwurzelraum: 48 cm
nutzbare Feldkapazität im Hauptwurzelraum: 150 mm

Profil 3: R 44 59 100; H 52 73 110
Fuchseneck; Mittelhang 30° NNE, 850 m ü. NN; Bergmischwald
Humusform: L-Mull

Braunerde aus Fernmoränenmaterial über Karbonatbreccie der Branderfleck-Schichten.

L	1 cm	Laub- und Nadelstreu
Ah1	0– 4 cm	dunkelgraubrauner (10 YR 3/2), sehr humusreicher, blockhaltiger, glimmerhaltiger, schluffig-sandiger Lehm; Krümelgefüge; (Fernmoränenmaterial)
Ah2	4– 13 cm	graubrauner (10 YR 4/3), humusreicher, blockhaltiger, glimmerhaltiger, schluffig-sandiger Lehm; Gefüge feinsubpolyedrisch; (Fernmoränenmaterial)
Bv	13– 30 cm	brauner (10 YR 4/6), humoser, grusiger und blockhaltiger, glimmerhaltiger, sandiger Lehm bis schluffig-sandiger Lehm; Gefüge subpolyedrisch; (Fernmoränenmaterial)

IImCv+CvBv	30– 80 cm	gelbgraues (10 YR 7/4) Festgestein (Kalkarenit bis Kalkrudit der Branderfleck-Schichten, gebankt mit offener Klüftung); Kluftfüllungen (= CvBv) aus gelbbraunem (10 YR 6/6), humosem, sehr karbonatreichem, schwach grusigem, schluffig-sandigem Lehm; Gefüge subpolyedrisch; (Fernmoränenmaterial)
mCn	80–150 cm+	gelbgraues (10 YR 7/4) Festgestein (wie im Horizont 30–80 cm); Klüfte geschlossen

Untergrenze Hauptwurzelraum: 30 cm, in Klüften 80 cm
nutzbare Feldkapazität im Hauptwurzelraum: bis 30 cm Tiefe ca. 65 mm, bis 80 cm Tiefe ca. 95 mm unter Annahme von 20% Kluftvolumen.

Profil 4: R 44 53 230; H 52 64 600
Waldeck; Mittelhang, 35° S, 1150 m ü. NN; Fichtenwald
Humusform: Of-Mull

Braunerde-Rendzina aus Hangschuttdecke über Lokalmoräne

LOf	2 cm	Nadel- und Grasstreu
Ah	0– 10 cm	dunkelgrauer, äußerst humusreicher, glimmerhaltiger, grusiger, sandig-lehmiger Schluff; Gefüge feinsubpolyedrisch; (Hangschutt)
BvCv	10– 40 cm	hellbräunlichgrauer, stellenweise humoser, äußerst karbonatreicher lehmig-schluffiger Fein- bis Mittelgrus, blockhaltig; Feinmaterial glimmerhaltig; (Hangschutt)
IIICn	40–100 cm+	hellgrauer, sandiger Karbonatgrus, blockhaltig (Lokalmoräne, Komponenten: Hauptdolomit und Plattenkalk)

Untergrenze Hauptwurzelraum: 40 cm
nutzbare Feldkapazität im Hauptwurzelraum: ca. 50 mm

Profil 5: R 44 51 560; H 52 67 250

Isartal bei Schröfeln; Talsohle, 825 m ü. NN, Viehweide im Naturschutzgebiet

Humusreiche Auenrendzina (Borowina) aus Isarschotter

Ah	0– 3 cm	grauschwarzer, äußerst humusreicher, kiesiger, schluffiger Dolomit-Feinsand; (kristallinfreier, dolomitreicher Schotter)
lCv	3– 80 cm	hellgrauer, stellenweise schwach humoser, sandiger Kies; (kristallinfreier, dolomitreicher Schotter)
IIICn	80–150 cm+	hellgrauer, blockhaltiger, sandiger Kies; (kristallinreicher Schotter)

Untergrenze Hauptwurzelraum: 10 cm
nutzbare Feldkapazität im Hauptwurzelraum: ca. 10 bis 15 mm

Literatur:

ALTERMANN, M. (1993): Gliederung von pleistozänen Lagen. – Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges., **72:** 825–828, Oldenburg.

BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM F. ERNÄHRUNG, LANDWIRTSCHAFT U. FORSTEN [Hrsg.] (1989):Karte der Hanglabilitätsformen und -stufen im Forstamt Fall 1 : 25 000, München.

BOCHTER, R., NEUERBURG, W. & ZECH, W. (1981): Humus und Humusschwund im Gebirge. – Forsch.-Ber., **2:** 109 S., Berchtesgaden (Nationalparkverwaltung).

FOERST, K. & KREUTZER, K. (1978): Forstliche Wuchsgebietsgliederung Bayerns. — Karte i. M. 1 : 1 000 000, München (Bayer. Staatsministerium f. Ernährung, Landwirtschaft u. Forsten).

JERZ, H. (1976): Die Böden. – In: DOBEN, K.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8433 Eschenlohe: 72–81, München (Bayer. Geol. L.-Amt).

KREUTZER, K. & GROTTENTHALER, W. (1991): Terrestrische organische Bodenbildungen auf Fels- und Skelettsubstraten (O-C-Böden). – Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges., **66,** II: 815–818, Oldenburg.

KUBIENA, W. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. – 392 S.,Stuttgart (Enke).

REHFUESS, K. E. (1990): Waldböden, Entwicklung, Eigenschaften und Nutzung. – Pareys-Studientexte, **29:** 294 S., Hamburg und Berlin (Parey-Verl.).

STRUNK, H. (1992): Die Bedeutung von Fels- und Skeletthumusböden für Hangstabilität und Wasserhaushalt in den Kalkalpen. – Bonner Geograph. Abh., **85:** 149–166, Bonn.

WILKE, B. M., MISHRA, V. K. & REHFUESS, K. E. (1984): Clay minerlogy of a soil sequence in slope deposits derived from Hauptdolomit (Dolomite) in the Bavarian Alps. – Geoderma, **32:** 103–116, Amsterdam.

9. Geologisch wichtige Stellen

- Schafreuter-Gebiet: Faltenbau (Plattenkalk oberhalb der Waldgrenze), Karstformen im Plattenkalk, südlich Tölzer Hütte Jura/Kreide-Profil.
- Fischbach-Tal: Zur Lokalvereisung Aufschlüsse in der Moräne, Wallformen.
- Rißbach-Tal bei Punkt 822: Blick auf westliche Talseite mit Aufbau der Rißbach-Moräne.
- Um Vorderriß: spät- bis postglaziale Terrassenlandschaft.
- Am Großen Wurf und im unteren Staffelgraben: würmzeitliche Ablagerungen in Form von Deltaschottern, Beckenschluff und Nagelfluh.
- Südhang des Jachentals: transgressive Sedimente der Mittel-Kreide, (Fern-) Moränenlandschaft.

10. Profile von Bohrungen

Die folgende Zusammenstellung umfaßt außer der Tiefbohrung Vorderriß 1 sowie kleineren Rohstoff- und Wasserbohrungen insbesondere Baugrundbohrungen im Isartal in Höhe Ochsensitz bzw. Staudengraben, die der Vorerkundung für einen Staudamm oberhalb der Rißbachmündung dienten (wenn nicht anders vermerkt nach Bohrmeisterangaben). Die AZ-Bohrungen am Schluß sind auf der geologischen Karte nicht durchnumeriert.

1. Tiefbohrung Vorderriß 1

Auftraggeber: Industriekonsortium, Bundesrepublick Deutschland, Freistaat Bayern, 1977–78
R 44 58 237,8, H 52 68 819,6; Höhe 812 m ü. NN
Kurzfassung (BACHMANN & MÜLLER 1981: 17):

– 326 m	Quartär
	Schichtlücke
–1647 m	Hauptdolomit
–2880 m	Raibler Schichten (Chemische Serie)
	Überschiebung
–3167 m	Raibler Schichten (Chemische Serie)
–3635 m	Raibler Schichten (Klastische Serie)
–3951 m	Partnach-Schichten
–4186 m	Alpiner Muschelkalk
	Überschiebung
–4477 m	Allgäu-Schichten
–4507 m	Adneter Kalk, Rätolias-Riffkalk
–4550 m	Kössener Schichten
–5785 m	Hauptdolomit
–6220 m	Raibler Schichten (Chemische Serie)
–6299 m	Raibler Schichten (Klastische Serie)
	Überschiebung
–6304 m	Cenoman-Ober-Alb – Losensteiner Schichten („Randcenoman")
–6335 m	Malm/Neokom-Aptychen-Schichten
–6373 m	Ober-Dogger
	Überschiebung
–6401 m	Ober-Alb – Losensteiner Schichten („Randconoman"), Neokom Aptychen-Schichten
	Überschiebung

–6468 m (Endteufe) Campan – Wang-Schichten
Coniac/Santon – Amdener Schichten
Turon – Seewer Kalk

Geologische Deutung:
Lechtal-Decke II und I bilden zusammen eine scheinbar sequente Abfolge. Die Lechtal-Decke ist jedoch stärker inkohlt (Hufnagel et al. 1981) und wurde vermutlich von der Lechtal-Decke II schichtparallel überschoben. Die Deckengrenze verläuft in der Chemischen Serie der Raibler Schichten. Der Flysch ist tektonisch ausgequetscht. Das Kalkalpin wird unmittelbar von allochthonem, verschupptem Helvetikum unterlagert.

2. **Rohstoffbohrung 2,** 1957

Staatsforst (Ganterplatz)
R 44 57 96, H 52 65 74

– 6 m Schotter (nach geol. Kt.)
– 17 m Moräne

3. **Rohstoffbohrung 13,** 1957

Westl. Straße n. Hinterriß

– 1,3 m Schotter (nach geol. Kt.)
– 17,0 m Moräne

Baugrundbohrungen am Ochsensitz im Isartal oberhalb Vorderriß (Wasserwirtschaftsamt München), 1972:

4. **Bohrung 1**

R 44 56 86, H 52 68 57; Höhe ü. NN 797 m

– 12,00 m Kies, tonig mit Sand, hellgrün
– 16,00 m Kies, sandig, tonig
– 18,50 m Kiesschotter mit Feinsand, wenig tonig
– 21,00 m Kiesschotter mit Sand
– 27,00 m Kiesschotter mit Sand und weißgr. Ton, festgelagert
– 36,80 m Kies, sehr grob mit Sand, Durchmesser 30–40 cm
– 49,00 m Kies, teils sehr grob, Durchmesser 15–20 cm, in weißgr. Ton gelagert
– 59,90 m Mergel, graugelb
– 49,00 m Kies, teils sehr grob, in weißgr. Ton gelagert, mit Kalksteinfindlingen
– 62,00 m Kies, mittel und fein, schwach bindig
– 71,00 m Kies, teils sehr grob, in weißgr. Ton
– 92,00 m Kies, grob, in hellgr. Ton gelagert, teils sehr fest
–126,00 m Kies, teils grob, in hellgr. Ton gelagert
–152,00 m Kies, teils grob, in weißgr. Ton gelagert
–164,00 m Kies, teils grob, in weißgr. Ton gelagert
–173,00 m Fels (Kalksteine)

5. Bohrung 2

R 44 56 88, H 52 68 42; Höhe ü. NN 787 m
gekürztes Profil

- 78,50 m Kies, sandig, ± schluffig, mit dünnen Seetonlagen
- 176,00 m Seeton mit Kies, hart gelagert
- 181,00 m Kalkstein mit Seeton

6. Bohrung 5

R 44 57 04, H 52 67 94; Höhe ü. NN 824 m
gekürztes Profil:

- 194,00 m Kies, sandig, ± schluffig, mit dünnen Seetonlagen
- 200,00 m Kalkstein mit Ton, sehr hart
- 205,00 m Kalkstein, sehr hart

7. Bohrung 3

R 44 56 91, H 52 68 04; Höhe ü. NN 823 m
gekürztes Profil:

- 82,60 m Kies, sandig, ± schluffig, mit dünnen Seetonlagen
- 84,50 m Kalkstein, sehr hart

8. Bohrung 4

R 44 56 91, H 52 67 94; Höhe ü. NN 824 m
gekürztes Profil:

- 51,00 m Kies, sandig, ± schluffig, mit dünnen Seetonlagen
- 56,00 m Kalkstein, sehr hart

Baugrundbohrungen am Staudengraben im Isartal oberhalb Vorderriß (Wasserwirtschaftsamt Weilheim), 1970:

9. Bohrung 1

R 44 55 57, H 62 68 38; Höhe ü. NN 794 m
gekürztes Profil:

- 53,00 m Kies, sandig, schluffig, z. T. steinig
- 62,00 m Fels

10. Bohrung 5

R 44 55 57, H 52 68 30; Höhe ü. NN 793 m
gekürztes Profil:

- 87,20 m Kies, sandig, steinig, vermutl. schluffig
- 95,00 m Fels

11. Bohrung 4

R 44 55 57, H 52 68 19; Höhe ü. NN 793 m
gekürztes Profil:

- 21,30 m Kies, sandig, schluffig, schwach steinig
- 22,60 m Sand, kiesig, schwach schluffig
- 25,30 m Kies, sandig, schluffig, schwach steinig
- 30,20 m Schluff, z. T. schwach sandig und kiesig
–137,00 m Kies, sandig, steinig, vermutl. schluffig
–143,00 m Fels

12. Bohrung 3

R 44 55 57, H 52 68 08; Höhe ü. NN 793 m
gekürztes Profil:

–140,00 m Kies, sandig, steinig, vermutl. schluffig
–146,00 m Fels

13. Bohrung 2

R 44 55 57, H 52 68 03; Höhe ü. NN 793 m
gekürztes Profil:

–123,30 m Kies, sandig, schluffig, steinig
–134,00 m Fels

Wasserbohrungen:

14. Bohrung Niedernach (Bayernwerk AG), 1947

R 44 54 82, H 52 72 18; Höhe ü. NN 802,4 m
Ruhewasserspiegel: –6,12 m (1947)

- 9,80 m Mittel-Grobkies

15. Bohrung Jachenschleuse

- 1,50 m Kalksteingerölle
- 2,50 m gelber, sandiger Lehm
- 3,50 m blauer Tegel
- 4,80 m Kalksteinschotter
- 6,00 m gelber, sandiger Lehm
- 6,80 m gelber, fetter Lehm

16. Bohrung südlich Vorderriß (Gemeinde Lenggries), 1962

R 44 57 59, H 52 68 18; Höhe ca. 800 m
Ruhewasserspiegel: –9,35 m (27. 4. 1962)

- 0,25 m Humus, schwarz, lose
- 4,00 m Grobkies, braun, lettig, Steine, Durchmesser 30 cm, fest
–18,30 m Grobkies, grau, lettig, Steine, Durchmesser 30 cm, fest

–20,20 m Grobkies, grau, leicht lettig, Grobsand, fest
–30,00 m Feinkies, grau, fest

17. Bohrung Hof Altlach (privat), 1974

R 44 50 41, H 52 70 82; Höhe 804 m ü. NN
Ruhewasserspiegel: –8,43 m (März 1974)

– 0,20 m Humus
– 1,20 m Kies, schluffig, gelb
–13,00 m Fein- bis Mittelkies, schluffig

18. Bohrung Schröfeln 1 (Bayer. Geol. L.-Amt), 1978

R 44 51 64, H 52 67 30; Höhe ca. 817 m ü. NN
Ruhewasserspiegel: –3,70 m (11/12, 1978)

– 1,00 m Kies, lehmig, humos, braun
–10,00 m Kies, sandig, grau
–11,00 m Kies, sandig, schluffig, grau
–12,00 m Kies, sandig, grau
–23,50 m Kies, sandig, schluffig, grau

19. Bohrung Schröfeln 2 (Bayer. Geol. L.-Amt), 1978

R 44 53 74, H 52 67 99; Höhe ca. 803 m ü. NN
Ruhewasserspiegel: –2,20 m (Dez. 1978)

– 1,00 m Kies, humos, bräunlich
–23,50 m Kies, sandig, grau

Schußbohrungen der Preussag Aktiengesellschaft
(auf der geol. Karte nicht numeriert):

AZ 15: R 60 819, H 68 750
Höhe: +791,9 m ü. NN

– 93 m Kies,43–46 m grob
–102 m Kies mit Seekreide, hellgrau
(ET)

AZ 16: R 59 939, H 68 948
Höhe: +789,4 m

–120 m Kies, sehr gleichförmig, mittlere Körnung, bis 9 m mit Schotter
–138 m Kies mit Seekreide, hellgrau
(ET)

AZ 17: R 58 929, H 68 825
Höhe: +808,7 m

–119 m Kies
–138 m Kies mit Seekreide, hellgrau
(ET)

AZ 18: R 58 363, H 68 811
Höhe: +810,8 m

–102 m	Kies, ab 92 m mit etwas Seekreide, hellgrau
–108 m	Kies mit Seekreide, hellgrau, nach unten zunehmend
–132 m	Seekreide, hellgrau, mit wenig Kies
(ET)	

AZ 19: R 57 024, H 68 577
Höhe: +785,9 m

– 40 m	Kies, z. T. grob, sehr wenig Seekreide, hellgrau
– 65 m	Kies mit wenig Seekreide, hellgrau
–108 m	Kies mit Seekreide, hellgrau
–121 m	Seekreide, hellgrau, mit Kies
–132 m	Kies, bis 123 m mit Seekreide (Nachfall?)
(ET)	

AZ 20: R 57 769, H 67 802
Höhe: +794,6 m

–123 m	Kies, z. T. grob
(ET)	

AZ 21: R 58 016, H 66 790
Höhe: +810,1 m

– 60 m	Kies, 4–12 m und 44–60 m mit wenig Seekreide, hellgrau
– 69 m	Dolomitstein, mittelgrau
(ET)	

AZ 22: R 57 975, H 65 773
Höhe: +815,1 m

– 2 m	Kies, z. T. grob
– 32 m	Seekreide, hellgrau, mit wenig Kies, z. T. grob, bei 32 m erhöhter Kiesgehalt
– 37 m	dolomitstein, mittelgrau
(ET)	

11. Literatur

BACHMANN, G. H. & MÜLLER, M. (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriß (Kalkalpen, Bayern). – Geologica Bavarica, **81:** 17–53, München.

DOBEN, K. (1976): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8433 Eschenlohe. – 96 S., München (Bayer. Geol. Landesamt).

— (1991): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8335 Lenggries. – 120 S., München (Bayer. Geol. Landesamt).

DREXLER, O. (1977): Einfluß von Petrographie und Tektonik auf die Gestaltung des Talnetzes im oberen Rißbachgebiet (Karwendelgebirge, Tirol). – Diss. LM-Univ. München: 124 S., München.

FRANK, H. (1979): Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers. – Eiszeitalter und Gegenwart, **29:** 77–79, Hannover.

FRUTH, J. & SCHERREIKS, R. (1984): Hauptdolomit–sedimentary and paleogeographicmodels (Norian, Northern Calcareous Alps). – Geol. Rdsch., **73** (1): 305–319, Stuttgart.

GÜMBEL, C. W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – 950 S., Gotha (Perthes).

HEHN-WOHNLICH, A. (1986): Inkohlungsuntersuchungen in den Kalkalpen und den nördlichen Vorzonen. – Diss. TU Berlin: 55 S., Karlsruhe.

HUFNAGEL, H., KUCKELKORN, K., WEHNER, H. & HILDEBRAND, G. (1981): Interpretation des Bohrprofils Vorderriß aufgrund organo-geochemischer und geophysikalischer Untersuchungen. – Geologica Bavarica. **81:** 123–143, München.

JASKOLLA, F. (1978): Geologisch-tektonische Untersuchungen an Satellitenbildlineamenten in den Nördlichen Kalkalpen. – Diss. LM-Univ. München: 118 S., München.

KUCKELKORN, K., HILTMANN, W. & SCHWERD, K. (1990): Zur Maturität und Erdölbildungin den Allgäuer Alpen (1). – Erdöl, Erdgas, Kohle, **106** (1): 7–11, Hamburg/Wien.

LUTYJ-LUTENKO, A. (1951): Bau und Strukturen der Lechtal-Decke im Gebiet der Jachenau. – Geologica Bavarica, **8:** 63 S., 1 geol. Kt. 1 : 25 000, München.

MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U. (1970): Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. – Festbd. Geol. Inst., 300-J.-Feier Univ. Innsbr.: 255–308, Innsbruck.

MÜLLER-WOLFSKEIL, P. (1981): Tektonische Analyse des Wamberger Sattels im Bereich-Vorderriß. – Geologica Bavarica, **81:** 235–250, München.

MUTSCHLECHNER, G. (1950): Spuren des Inntalgletschers im Bereich des Karwendelgebirges. – Jb. Geol. B.-A., **93:** 155–206, Wien.

SCHMIDT-THOMÉ, P. (1950): Geologie des Isartalgebietes im Bereich des Rißbach-Stollens und des geplanten Sylvenstein-Staubeckens. – Geologica Bavarica, **4:** 55 S., München.

— (1953): Geologische Karte von Bayern 1 : 100 000, Blatt 664 Tegernsee. – München (Bayer. Geol. Landesamt).

ULRICH, R. (1960): Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. – Geologica Bavarica, **41:** 99–151, München.

Bodenanalysen

Profil-Nr.	Horizontfolge	Horizont-mächtigkeit	Physikalische Kennwerte: Korngrößenverteilung: Bodenart	Gew.% des Feinbodens <2 mmØ: Ton	Schluff			Sand				Bodenskelett >2 mmØ Vol. % des Gesamtbodens geschätzt	Organische Substanz: C	N	C/N	pH	Carbonate	Sorptionsverhältnisse: Austauschbare Kationen cmol$_c$/kg Feinboden								KAK eff.	Fe	Al
				T	fU	mU	gU	ffS	gfS	mS	gS								H	Ca	Mg	K	Na	Al	Mn	Fe		oxal	oxal
		cm		<0,002 mm	0,002-0,006 mm	0,006-0,02 mm	0,02-0,063 mm	0,063-0,125 mm	0,125-0,2 mm	0,2-0,63 mm	0,63-2,0 mm		%	%		$CaCl_2$	%									(T-Wert)	%	%
1	**Terra fusca auf Hauptdolomit**																												
	Ah	10	usL	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0	22,1	1,07	20,6	8,0	0,05	0	50,30	25,90	0,91	0,07	0,02	0,03	0	77,72		
	II AhT	10	T	81,4	6,9	5,8	1,9	3,5	0,2	0,2	0,1	0	4,1	0,22	18,6	6,0	0	0	29,12	19,92	0,68	0,04	0,01	0	0	49,8		
	mCv	80+	Fels	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,2	96,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
2	**Lockerbraunerde, podsolig, aus äolischem Deckschichtmaterial über Hauptdolomit**																												
	L	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	47,1	1,35	34,5	4,3	-	0,09	29,41	4,43	0,92	0,09	0,06	0,68	0,01	35,7		
	Of	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	45,8	1,74	26,3	4,0	-	0,56	36,87	4,88	1,17	0,11	0,26	0,78	0,02	80,3		
	Oh	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	45,4	1,70	26,7	2,9	-	8,05	24,97	4,21	1,18	0,23	1,15	0,05	0,14	40,0		
	Aeh	3	gr''t'L	33,1	10,9	17,0	11,9	11,7	4,5	6,9	4,0	2	13,7	0,57	24,0	3,1	-	1,61	2,60	1,42	0,24	0,04	16,4	0	0,67	23,0	0,57	0,34
	Bsv	7	gr'tL	37,1	12,5	17,2	15,4	6,5	3,4	5,3	2,7	5	8,4	0,30	28,0	3,6	-	0,16	1,05	0,40	0,14	0,04	19,35	0	0,69	21,8	1,78	0,79
	SwBv	32	gr'usL	22,2	9,7	18,9	18,6	11,2	6,9	9,7	2,8	5	5,3	0,16	33,1	4,1	-	0	1,24	0,43	0,08	0,03	10,30	0	0,04	12,1	1,10	1,23
	Bv	6	gr tL	43,3	17,1	13,4	8,4	6,1	4,1	5,9	1,7	15	14,4	0,49	29,4	6,3	-	0	56,10	23,21	0,24	0,09	0,05	0	0	79,7	0,90	1,54
	II mCv	100+	Fels	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,2	98,1	0	9,35	8,54	0,03	0,07	0	0	0	18,0		
3	**Braunerde aus Fernmoränenmaterial über Karbonatbreccie der Branderfleck - Schichten**																												
	L	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	43,2	1,42	30,4	4,9	-	0	39,11	10,41	2,48	0,09	0,05	0,63	0	52,8		
	Ah1	4	gr'usL	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	5	8,3	0,62	13,4	6,1	-	0	31,53	8,99	0,44	0,03	0,02	0,12	0	41,1		
	Ah2	9	gr'usL	15,6	10,5	19,9	11,8	10,6	7,2	12,6	11,6	5	4,6	0,37	12,4	5,3	-	0	17,99	4,86	0,21	0,04	0,07	0,17	0	23,3		
	Bv	17	gr sL-usL	23,3	12,1	17,0	10,7	7,8	4,8	9,6	14,8	20	2,8	0,23	12,2	6,4	-	0	20,88	7,45	0,20	0,04	0	0,01	0	28,6		
	II mCv+CvBv	63	gr'usL/Fels	19,8	9,8	18,6	19,1	15,9	4,4	6,5	5,9	5	2,4	0,21	11,4	7,4	29,0	0	26,55	8,10	0,20	0,03	0,01	0	0	34,9		
	mCn	70+	Fels	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,1	93,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
4	**Braunerde - Rendzina aus Lokalmoräne**																												
	LOf	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	45,6	1,37	33,3	5,4	-	0	47,76	16,17	1,28	0,10	0,05	0,41	0	65,8		
	Ah	10	grslU	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	15	17,9	0,91	19,7	5,6	-	0	47,22	21,95	0,51	0,06	0,02	0,03	0	69,8		
	BvCv	30	suGr	8,3	5,0	19,9	26,4	6,4	2,2	5,8	25,9	>75	1,2	0,08	15,0	7,7	88,8	0	18,35	7,00	0,16	0,04	0	0	0	25,6		
	II ICn	60+	sGr	5,7	4,9	12,9	16,9	7,2	5,1	15,7	31,7	>75	-	-	-	7,1	92,4	0	19,01	2,41	0,06	0,02	0,01	0	0	21,5		
5	**Humusreiche Auenrendzina (Borowina) aus Isarschotter**																												
	Ah	3	gufS	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	ca.10	29,8	2,65	11,2	6,6	38,0	0	90,80	25,10	0,62	0,08	0,01	0,06	0,01	116,7		
	ICv	77	sG	1,6	1,0	2,3	2,9	3,4	6,0	29,3	53,5	>75	-	-	-	7,5	94,3	0	17,18	0,52	0,01	0,01	0	0	0	17,72		

"n.b." = nicht bestimmt
" - " = nicht bestimmbar

Korngrößenverteilung: Pipettmethode nach KOHN kombiniert mit Siebanalyse; Dispergierung mit $Na_4P_2O_7 \times 10H_2O$; C- und N Bestimmung (Gesamtgehalte): trockene Veraschung mit anschließender gaschromatographischer Trennung und Wärmeleitfähigkeitsmessung der Gase CO_2 und N_2; pH-Werte: Messung mit Gaselektrode in 0,01m $CaCl_2$; Carbonate: nach verglühen des organischen Kohlenstoffs bei 530°C trockene Veraschung und anschließende Wärmeleitfähigkeitsmessung von CO_2; effektive Austauschkapazität nach ULRICH; K_2O und P_2O_5 nach CAL-Methode. Fe und Al nach DIN 19684, Teil 6.