Dorothea Frieling & Herbert Scholz

Geologische Exkursionen im Westallgäu zwischen Oberstaufen, Weiler und Isny – Quartär und Molasse im Westallgäuer Alpenvorland

Geological Excursion to the Region between Oberstaufen, Weiler und Isny – Quaternary and Molasse in the Alpine Foreland of southwesternmost Bavaria

Zusammenfassung
Im vorliegenden Beitrag wird mit vier geologischen Tagesexkursionen ein Exkursionsgebiet anhand von insgesamt 49 interessanten Exkursionshalten vorgestellt, das größtenteils im Bereich des Landkreises Lindau liegt, und zwar zwischen und in der Umgebung der Orte Oberstaufen, Krumbach in Vorarlberg, Weiler, Scheidegg, Großholzleute und Isny. Geologische Kartengrundlage für diese Exkursionen ist die „Geologische Übersichtskarte des Landkreises Lindau“ im Maßstab 1 : 50 000, die, zusammen mit Kurzerläuterungen, vor nunmehr 28 Jahren als Sonderheft des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schwaben (Scholz 1993a) veröffentlicht worden ist. Bei den im Rahmen dieses Exkursionsführers behandelten Themen geht es vor allem um die Geologie am Südrand der Vorlandmolasse, der Faltenmolasse, um Quartärgeologie im Grenzbereich zwischen Rhein-Bodensee- und Iller-Vorlandgletscher sowie um lokale Kohlevorkommen und angewandte geologische Fragen im Alpenvorland.

Summary
This geological guide introduces a region in southwesternmost Bavaria, mostly situated within the district of Lindau between and around the settlements of Oberstaufen, Krumbach in Vorarlberg (Austria), Weiler, Scheidegg, Großholzleute and Isny. The regional geology is illustrated through 4 single day excursions with 49 locations of outstanding geological interest. The region has already been shown on the „geological map of the Lindau district“ (1 : 50 000) published together with short descriptions in a special issue of the same society (Scholz 1993a) 28 years ago. The locations described here deal mainly with the southern rim of the unfolded and the northernmost folded Molasse, the Quaternary geology in the border region between two major piedmont glaciers (Rhine and Iller Glacier), and with local coal deposits as well as applied geology in the Alpine Foreland.

1. Kenntnisstand

Für das hier vorgestellte Exkursionsgebiet stehen bisher nur recht wenig amtliche geologische Karten zur Verfügung. Abgesehen von den beiden geologischen Karten 1 : 200 000 der Bundesanstalt für Geologie und Rohstoffe (BGR), nämlich den Blättern CC 8726 Kempten (Scholz & Zacher 1983) und CC 8718 Konstanz (Schreiner et al. 1991), sind bisher nur die Gradabteilungblätter (GK 25) Nr. 8423 Kressbronn und 8424 Lindau am Bodensee (beide Schwerd 1986), 8425 Weiler im

Allgäu (Vollmayr & Ziegler 1976), 8426 Oberstaufen (Vollmayr 1958) und 8226 Isny Nord (Hansel 1989) sowie 8324 Wangen West (Schmidt & Bräuhäuser 1913/1985) im Maßstab 1 : 25 000 verfügbar, die vom Bayerischen Geologischen Landesamt bzw. Geologischen Landesamt Baden-Württemberg herausgegeben worden sind. Manche Messtischblätter sind bisher überhaupt nicht erschienen (z. B. Isny Süd oder Wangen Ost), einige schon vor mehr als 50 bzw. 100 Jahren aufgenommen worden. Diese sind daher auch wenig differenziert, vor allem was die quartären Bildungen anlangt. Eine der neueren Karten ist sogar ziemlich mangelhaft und teilweise ganz einfach falsch kartiert. Vor vielen Jahren schon ist eine geologische Karte des hier vorgestellten Exkursionsgebietes im Maßstab 1 : 50 000 veröffentlicht worden (Scholz 1993a). Diese „Geologische Übersichtskarte des Landkreises Lindau“ war als Sonderbericht zum Band 97 der Berichte des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schwaben erschienen, zusammen mit knappen Kartenerläuterungen. Die Veröffentlichung dieser aus Kostengründen nicht farbigen, sondern graphisch gestalteten geologischen Karte des Westallgäus war das Ergebnis einer Reihe von Diplomkartierungen, die im Rahmen der Suche nach einem geeigneten Standort für eine Reststoffdeponie in den Landkreisen Oberallgäu und Lindau angefertigt, durch H. Scholz vergeben und betreut sowie vom Zweckverband für Abfallwirtschaft bezuschusst worden waren. In dieser Karte gingen – abgesehen von den Ergebnissen von Kartierungsübungen, die H. Scholz hier schon in den 80er Jahren durchgeführt hatte – die Resultate von Diplomkartierungen bzw. Diplomarbeiten von Uhlig (1986, 1987), Strohmenger (1991), Prömm (1991), Appel (1992), Bühring (1993) und Scheidhammer (1994) ein.

Leider war in diesem Sonderheft kein Platz, um ausführlichere geologische Erläuterungen oder gar Vorschläge für Exkursionen im Kartengebiet unterzubringen. Die Reihe der von H. Scholz im Westallgäu vergebenen Arbeiten ist allerdings bis zum Jahr 2006 weitergeführt worden, wo bei den Diplomkartierungen von Kanzock (1995), Hautmann (1998), Rogozinski (1998), Wimmer (1998), Kratzer (2004) und Elsner (2005) sowie der Dissertation von Strohmenger (1998) noch eine Reihe weiterer, neuer Erkenntnisse hinzugekommen waren.

Ein kurzer geologischer Führer, der sich an Leute wendet, die sich für die vielfältigen und teilweise recht komplizierten geologischen Verhältnisse im Molasseuntergrund und im Quartär des Westallgäus interessieren, soll nun an dieser Stelle nachgereicht werden. Die Autoren des vorliegenden Beitrages haben in den vergangenen Jahren immer wieder geologische Exkursionen ins Westallgäu geführt, teils im Rahmen der Ausbildung von Geologie- und Geographiestudenten, im Rahmen geologischer Fachtagungen (etwa des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Bregenz 1993) oder in der Erwachsenenbildung (z. B. für die VHS Kempten oder die Freunde der Paläontologischen Staatssammlung in München). In den letzten Jahren haben wir immer wieder geologische Tagesexkursionen für Westallgäuer Heimatpfleger unter der Leitung von Herrn Gerd Zimmer in der weiteren Umgebung von Weiler und im Pfändergebiet geführt. Insbesondere diese Exkursionsreihe diente als Vorlage für die Zusammenstellung der hier präsentierten Exkursionspunkte, die im Bereich der TK 50 Blätter Kempten, Immenstadt, Lindau und Wangen Ost im Maßstab 1 : 50 000 liegen.

In vier Tagesexkursionen mit insgesamt 49 Aufschlüssen lässt sich nicht alles erkunden, was das Westallgäuer Alpenvorland an geologischen Phänomenen zu bieten hat. Bewusst liegt der Schwerpunkt auf den Gebieten außerhalb des Kürnach-Eschacher Waldes und – bis auf den 4. Exkursionstag – auch außerhalb der Nagelfluhberge. Da hier nicht alle existierenden Aufschlüsse besprochen werden können, sei auch auf die Exkursionsvorschläge in den Erläuterungsheften der geologischen Karten (GK 25, vergl. Kartenverzeichnis 4.3), auf andere geologische Exkursionsführer sowie sonstige Exkursionsvorschläge verwiesen (Bauer 1983 und 1986, Richter 1978 und 1984, Lagally et al. 2009, Scholz 1993b, Münst 1955 oder Jerz & Ziegler 1983). Nutzern des Führers, denen geologische Begriffe oder die Geologie Bayerns weniger geläufig sind, seien Lagally et al. (2009), Glaser et al. (2004), Bayer. Geol. Landesamt (1996) sowie Scholz (1995 oder 2016) zur Lektüre empfohlen.

An dieser Stelle möchten sich die Autoren bei Angelika Gebele-Lang, Gaudenz Lang, Christof Meier, Claudia Holderied und Uta Sporhan-Bittlinger vom ungemein rührigen geologischen Arbeitskreis der VHS Kempten ganz herzlich bedanken. Sie haben viele Exkursionsvorschläge ausprobiert und teilweise die Hoch- und Rechtswerte der Aufschlüsse ermittelt. Auch Herr Kurz vom Heimatkundlichen Informationszentrum des Landkreises Lindau (Weiler) hat uns dankenswerterweise bei der Abfassung des vorliegenden Exkursionsführers mit wertvollen Hinweisen unterstützt.

2. Kurze Landschaftsgeschichte des Westallgäus

Ausführlichere, allgemein verständliche Darstellungen der Geologie und Landschaftsgeschichte des Westallgäus finden sich, zusammen mit Abbildungen, bei Scholz (1993a) sowie Scholz (1995 und 2016). Auch die meisten hier verwendeten Abbildungen sind diesen beiden Büchern entnommen.

2.1. Die Kies-Schwemmfächer der Molasse werden aufgeschüttet

Als die Alpen vor etwa 30 Mio. Jahren (Oligozän) noch jung waren, lagen sie noch mehrere Zehnerkilometer weiter im S als heute. Es gab aber auch damals schon hohe Berge, von denen jedoch noch keiner einem der heutigen glich, noch keinen Bodensee, keinen Rhein, und das Alpenvorland war ein niedriges, ziemlich ebenes und teilweise vom Meer überflutetes Tiefland. Wie heute gab es tief eingeschnittene, von großen Flüssen durchflossene Alpentäler (Abb. 1/1). Einer dieser Flüsse, der sog. „Hochgrat-Fluss“, erreichte südlich des heutigen Hochgrats den Alpenrand und schüttete aus dem mitgebrachten Flusskies im Laufe von 20 Jahrmillionen einen riesigen Schwemmfächer auf, den sog. Hochgrat-Adelegg-Fächer (Abb. 1/1, 9), der im Gebiet zwischen den Immenstätter Nagelfluhbergen und dem Kürnach-Eschacher Wald lag. Etwas weiter im W trat die „Ur-Bregenzer Ach“ ins Alpenvorland und schüttete aus dem mitgebrachten Flusskies dort, wo das damals ebene Alpenvorland begann, im heutigen Pfändergebiet einen bedeutend kleineren Schwemmfächer auf, den sog. Pfänderfächer (Abb. 1/1). Das Meer war inzwischen aus dem westlichen Alpenvorland zurückgewichen und der ehemalige Meeresboden wurde zu einem weiten, ebenen Tiefland, ähnlich der heutigen Poebene. Es war teilweise dicht bewaldet, vor allem entlang der Flussrinnen, abschnittsweise aber auch einer Savanne ähnlich. Im Laufe der folgenden Jahrmillionen wuchsen Hochgrat- und Pfänderfächer und breiteten sich immer weiter nach Norden,

Osten und Westen aus, bis das Nordende des Pfänderfächers schließlich die Gegend um Lindenberg, das Nordende des Hochgratfächers vor ca. 11 Mio. Jahren das Gebiet nördlich von Altusried erreichte.

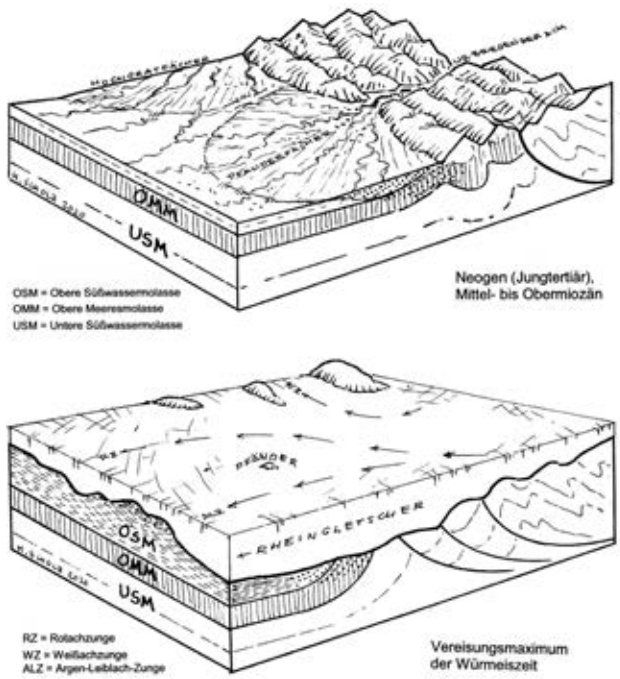


Abb. 1: Geologische Blockbild-Skizzen des Pfändergebietes im Miozän und im Quartär, Norden ist links. Zeichnungen von H. Scholz 2020.

1/1. Situation im Jungtertiär (Mittelmiozän), z. Z. der Ablagerung der Oberen Süßwassermolasse. Der von der Ur-Bregenzer Ach aus den jungtertiären Alpen heraus geschüttete Pfänderfächer baut sich ins Alpenvorland vor – damals ein ebenes Tiefland zwischen Alpennordrand und Schwäbischer Alb. Im Hintergrund (weiter östlich) der deutlich größere Hochgrat-Fächer.
1/2. Situation im Quartär, z. Z. des würmzeitlichen Vereisungsmaximums (LGM). Der Pfänder-Gipfel überragt die Eisoberfläche als Nunatak. Der Rheingletscher spaltet sich in zwei Zungen auf, die Rotachzunge (RZ) und die Argen-Leiblach-Zunge (ALZ). Der Bregenzer-Ach-Gletscher wird nach Nordosten abgedrängt und fließt als Weißachzunge (WZ) weißachaufwärts.

Auf den Schwemmfächern lagerten Flüsse grobes Geröll ab, bei Hochwasser traten sie über die Ufer, überfluteten die Talauen und setzten hier feinkörnigen, tonig-sandigen und kalkhaltigen Schlamm ab. Der ursprünglich weiche Schlamm wurde im Laufe von Jahrmillionen langsam fest, vor allem durch die Auflast immer neuer Ablagerungen, die ihn schließlich unter sich begruben. Der Schlamm wurde zum Molassemergel, der beispielsweise unterhalb der Scheidegger Wasserfälle herauskommt. Auch der grobe Kies verfestigte sich dadurch, dass sich die Poren des ursprünglich lockeren Sedimentes mit der Zeit langsam mit aus dem Grundwasser ausgefällten Mineralen füllten. Sie wurden zu äußerst festen Molassekonglomeraten, die an Steilhängen Stufen bilden und

über die gelegentlich auch Wasserfälle stürzen. Geologisch gesehen sind Adelegg und Pfänder wie ein überdimensionaler „Bigmac“ gebaut und bestehen immer abwechselnd aus vielen übereinander liegenden Mergel- und Konglomeratpaketen, die beide auf den Oberflächen der beiden Kies-Schwemmfächer entstanden sind.

2.2. Die Kies-Schwemmfächer der Molasse werden schief gestellt und gefaltet

Schon während Hochgratfluss und Ur-Bregenzer Ach den Hochgrat- und Pfänderfächer aufschütteten, wanderten die Alpen immer weiter nach N, schoben alle möglichen Ablagerungen wie ein Bulldozer vor sich her, stauchten sie und falteten sie zusammen. Vor etwa 6 bis 11 Mio. Jahren (Obermiozän) erreichte diese Stauchfront schließlich das Gebiet um Buchenberg, Kugel und Pfänder, begann auch die Südränder der inzwischen nicht mehr aktiven Fächer einzuengen und die ursprünglich eben abgelagerten Gesteinsschichten hochzubiegen. Tatsächlich liegen die Molassekonglomerate und Molassemergel bei Lindenberg und Scheidegg bzw. in großen Teilen des Kürnach-Eschacher Waldes (Adelegg) ziemlich eben. In südlicher bzw. südöstlicher Richtung sind sie zunehmend nach N bzw. NW geneigt und fallen immer steiler ein, je weiter man nach S kommt (Abb. 1/2). Diese Schiefstellung ist am Sonneckzug, an der Kugel, am Enschenstein, im Wirtatobel oder am Pfänder deutlich zu erkennen. Jenseits einer Linie, die dem Weitnauer Tal folgt, sind die Molassegesteine zu weitspannigen Mulden zusammengestaucht, fallen in unterschiedliche Richtungen ein und stehen mitunter sogar senkrecht (Abb. 11, 12).

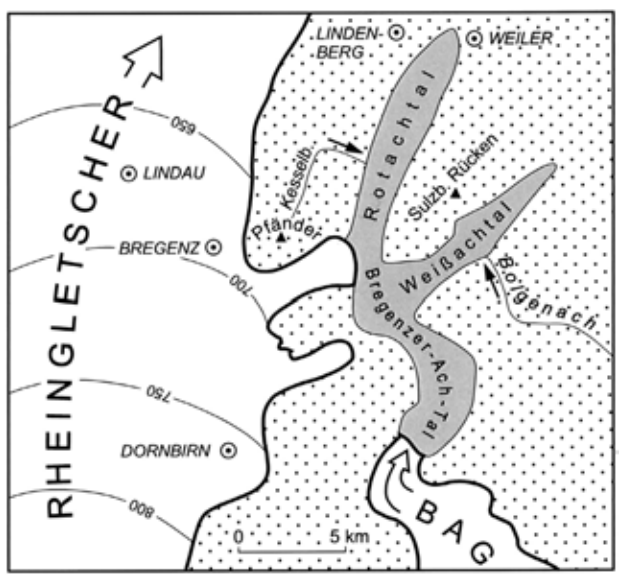


Abb. 2: Paläogeographische Skizze des Westallgäus im ausgehenden Hochglazial der Würmeiszeit. Große Flächen sind eisfrei (punktiert), Bregenzer-Ach-Gletscher (BAG) und Rheingletscher (Pfeile geben Stoßrichtungen an) liegen immer noch in den Alpentälern. Der Rheingletscher blockiert das Bregenzer Ach-Tal und staut einen in drei Arme gegliederten Schmelzwassersee (grau) auf. Kesselbach und Bolgenach schütten Kiesdeltas (einfache Pfeile) in den See vor. Nach Hantke (1980), verändert. Zeichnung von H. Scholz 2020.

Schon während die Gesteine am Rande der Nordalpen eingeengt wurden, begann sich das ganze Alpenvorland unmerklich langsam zu heben, weiter im S nahe der Alpen stärker, weiter im N in Oberschwaben weniger stark. Diese Heraushebung dauert bis heute an und hat sich inzwischen weiter im N zu Hebungsbeträgen von Hunderten, im

Pfänder- und Hochgratgebiet sogar bis weit über 2000 m summiert. In dem Maße, wie sich die Landschaft heraushob, wurde sie durch Verwitterung und fließendes Wasser ständig abgetragen, sodass der Pfändergipfel heute 1063 m, der Hochgrat sogar 1842 m hoch ist. Der Rest verwitterte und wurde weggeschwemmt. Im Laufe der letzten Jahrhunderttausende bildete sich auf diese Weise allmählich die Landschaft heraus, die wir heute kennen.

2.3. Gletscher verpassen der Westallgäuer Landschaft den letzten Schliff

Schon in der Zeit des Tertiärs gab es immer wieder Klimaveränderungen; kühlere und wärmere Perioden wechselten miteinander ab. Diese Klimaschwankungen wurden im Laufe der Zeit immer stärker und führten schon während des Miozäns, im anschließenden Pliozän und erst recht im Quartär, das vor etwa 2,6 Mio. Jahren begann, zu einer mehrmals wiederkehrenden Vergletscherung des Hochgebirges. Im Laufe des Quartärs wurden die kühleren Klimaabschnitte kälter und die Gletscher dehnten sich immer weiter aus. Schließlich drangen die Talgletscher des Gebirges zeitweise sogar bis ins Alpenvorland vor.

Während der letzten Kälteperiode, der sog. Würmeiszeit, die ihren Höhepunkt vor etwa 20 000 bis 25 000 Jahren erreichte, schoben sich große Gletscherströme aus den Tälern des Alpenrheins und der Bregenzer Ach bis ins Alpenvorland (Abb. 8). Eine Zunge des Rheingletschers floss auf der Westseite des Pfänderrückens vorbei und breitete sich im Bodenseebecken aus (Argen-Leiblach-Zunge, Abb. 8, 2). Eine andere zwängte sich im Osten am Pfänder vorbei und folgte dem Rotachtal (oder Rotachsee) aufwärts (Rotach-Zunge, Abb. 8, 2). Der mächtige Rheingletscher verhinderte die Ausbreitung des Bregenzer-Ach-Gletschers im Alpenvorland und drängte ihn nach Osten ins Weißachtal ab, dem er bis in die Gegend von Oberstaufen aufwärts folgte. Die Gletscherströme wuchsen schließlich zu einem einzigen, riesigen Eiskuchen mit einem Durchmesser von mehr als 100 km zusammen, dem sog. Rhein-Bodensee-Vorlandgletscher. Während des Vereisungsmaximums (LGM, Würm-Hochglazial) schaute zeitweise nur noch der Pfändergipfel als kleines Nunatak aus dieser Eiswüste (Abb. 1/2). Auch das Gebiet um Weiler, Lindenberg und Isny war damals unter Gletschereis begraben.

Die Eisströme hobelten und schliffen die Landschaftsoberfläche ab, schürften die Täler zu breiten Trogtälern aus und übersteilten die Bergflanken. Als das Klima schließlich gegen Ende des Würm-Hochglazials etwas milder wurde, die Eisoberfläche langsam absank und die ursprünglich vom Gletschereis bedeckte Landschaft freigab, blieben stellenweise Geschiebemergel, Gesteinsschutt und Findlinge zurück, die der Rheingletscher aus dem Rätikon und den Schweizeralpen mitgebracht hatte. Im Rotachtal entstand ein größerer Schmelzwassersee mit langen, fjordähnlichen Buchten in den Tälern von Weißach und Bregenzer Ach. Er wurde noch eine Zeitlang vom langsam zurückschmelzenden Rheingletscher abgedämmt (Abb. 2), indem er dessen Auslaufen über das Schluchttal der Bregenzer Ach auf der Südseite des Pfänders verhinderte.

3. Geologische Exkursionsvorschläge im Westallgäu

Den Nutzern des vorliegenden Exkursionsführers sei hier noch einmal die „Geologische Übersichtskarte des Landkreises Lindau“ im Maßstab 1 : 50 000 empfohlen, die im Sonderheft Bd. 97 (Berichte des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schwaben)

als Kartenbeilage zu finden ist (Scholz 1993a). Der vorliegenden Arbeit sind stark verkleinerte Ausschnitte dieser Karte beigefügt (Karten 1-3), aus denen die ungefähre Lage der einzelnen Haltepunkte hervorgeht. Zudem gibt es eine digitale kolorierte Version dieser geologischen Karte, von der farbige Ausdrucke am Heimatkundlichen Informationszentrum des Landkreises Lindau in Weiler (E-Mail: hdz@landkreis-lindau.de) erbeten werden können.

1. EXKURSIONSTAG

Gebiet zwischen Weiler, Röthenbach und Gestratz (Halte 1.1–1.12)

Exkursionsverlauf: Weiler – Enschenstein – Kesselbach – Scheffau – Ellhofer Tobel – Röthenbach Bahnhof – Hohe Wand bei Höll – Röthenbach – Schönau – Tobel bei Untersteig

Halt 1.1: Deltakonglomerate der OMM (Obere Meeresmolasse) am Enschenstein (UTM 32T E: 568378, N: 5267344).
Auf einer Teerstraße von Weiler aus entlang des östlichen Talhanges der Rotach (oder Rothach) nach S. Hinter Weißen biegt man nach links ab und folgt der schmalen Straße bis zur Brücke über den Mühlbach. Hinter der Brücke kann man parken. Man folgt dem ausgeschilderten Weg, der auf der Südseite des Mühlbachtobels zum Enschenstein (oder Menschenstein) hinaufführt. Er verläuft, anfangs als ungeteerter Forstweg genutzt, durch ein Gebiet mit lauter riesigen, deutlich gebankten Konglomeratblöcken, die vom Enschenstein stammen und als Sturzblöcke hierher gelangt sind (Abb. 3).

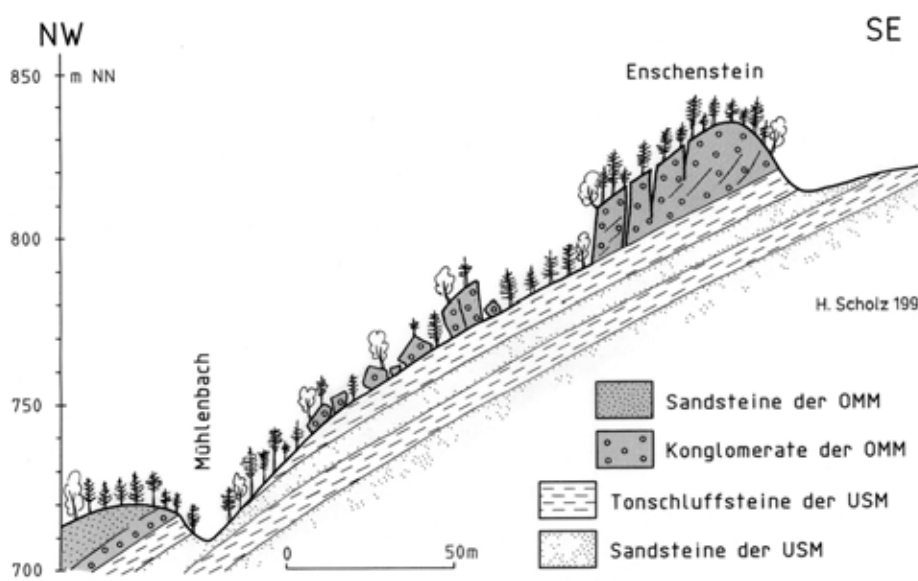


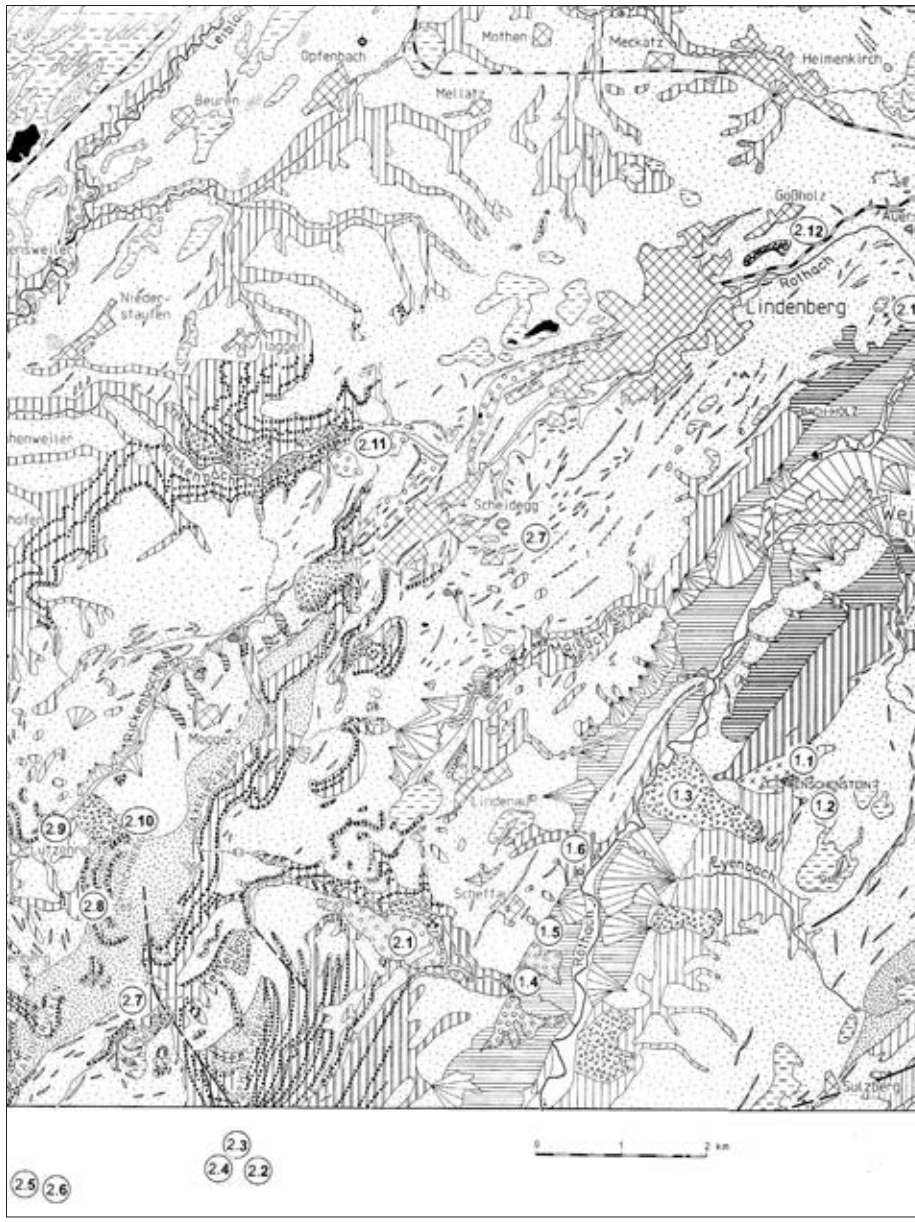
Abb. 3: Schematischer geologischer NW-SE-Schnitt durch den Enschenstein (OMM) bei Weiler. Zeichnung von H. Scholz 1993.

An einem hohlwegartig eingetieften Wegstück sind grünliche, kaum geschichtete OMM-Sandsteine aufgeschlossen. Über einen schmalen Fußweg mit Treppen erreicht man schließlich einen höher gelegenen Forstweg direkt unter der Steilwand des Enschensteins. Man folgt diesem Weg nach rechts.
Hier sind mehr als 20 m mächtige Konglomerate aufgeschlossen (Abb. 3), welche am Wandfuß stellenweise anstehenden Mergeln auflagern, die mit etwa 10° hangparallel nach NW einfallen. Als Teil des „Aufgerichteten Südrandes" der Vorlandmolasse ist die Schichtfolge schief gestellt. Die USM (Untere Süßwassermolasse)-Mergel dienen als Gleithorizont, auf dem immer wieder abgelöste Teile der überlagernden OMM-Konglomerate abrutschen und schließlich ins Tal stürzen. An der Felswand ist zu erkennen, dass in die geschichteten Konglomerate Sandsteinhorizonte eingeschaltet sind. Ihr gleichsinniges Einfallen ist über die ganze Wand zu verfolgen und bildet einen deutlichen Winkel zu dessen Basis. Das Schrägliegen der Konglomerat-Schichtung ist nicht durch eine tektonische Verkippung erklärbar, sondern muss primär sein. Es handelt sich um ein sog. „large scale cross bedding", eine großmaßstäbliche Schrägschichtung, wie sie z. B. für einfach gebaute Deltas (Gilbert-Deltas) typisch ist (vergl. Scholz 2016: Abb. 161).
Dass es sich tatsächlich um eine Delta-Schrägschichtung handelt, wird deutlich, wenn man sich die Sturzblöcke näher anschaut. An einem riesigen, auf dem Kopf liegenden Block ist zu erkennen, dass über den schon primär schräg einfallenden Delta-foresets mit scharfer Grenze horizontal gelagerte Delta-topsets folgen, wie sie für Gilbert-Deltas typisch sind (Scholz 2016: Abb. 161). Topsets und foresets bilden hier einen Winkel von etwa 20 bis 25°. Gilbert-Deltas in der OMM sind auch von der Kanzelfels-Nagelfluh am Pfänder (Schaad et al. 1992) bekannt.
Die Konglomerate enthalten auffällig viele Karbonat-, Hornstein- und Kristallingerölle, ein für die Hochgratschüttung charakteristisches Geröllspektrum. Obwohl der Pfänder nahe ist, können die Kiese unmöglich vom Pfänderfächer stammen. Diese nur im höheren Unter- und Mittelmiozän aktive Bodensee-Schüttung lieferte Kiese mit hohen Anteilen von Sandstein- und Karbonatgeröllen und ist weitgehend kristallinfrei. Da in den anstehenden Konglomeraten und in Sturzblöcken unterhalb der Felswand am Enschenstein immer wieder Austernschalen zu finden sind, kann es sich um keine OSM-Konglomerate handeln, wie von Vollmayr & Ziegler (1976) auf der amtlichen geologischen Karte dargestellt. Es ist vielmehr der Erosionsrest eines marinen Deltakomplexes in der OMM (Scholz 1993a, 2016).

Halt 1.2: Onkoidbank der USM unweit des Enschensteins (UTM 32T E: 568424, N: 5266965).
Den Forstweg von Halt 1.1 am Fuße der Felswand bis zu einer Weggabelung zurück und dann den Weg nach rechts, der auf der anderen Seite des Enschensteins dem Fuße des bewaldeten Höhenrückens folgt (Abb. 3). Nach dem Ende des Weges läuft man auf einer Wiese am Waldrand entlang weiter nach SW bis zu einem bewaldeten Bacheinschnitt. Der Rinne folgt man etwa 150 m bachaufwärts, bis ein kleiner Felsriegel den Bach quert.
Hier stehen feste, geschichtete Sandsteine der USM im Liegenden der OMM an, die mit ca. 20° nach NW einfallen. Wie der Enschenstein gehören sie zum „Aufgerichteten

Südrand“ der Vorlandmolasse. In die Sandsteine des Felsriegels ist ein ca. 60 cm mächtiger Onkolithhorizont eingeschaltet. Er besteht aus rundlichen, konzentrisch-schalig aufgebauten Kalkkörpern, mit Durchmessern bis > 10 cm. Es handelt sich um Süßwasseronkoide, die von kalkfällenden Cyanobakterien um einen Kern herum ausgefällt worden sind. Solche „Onkoide“ entstehen auch heute noch in geschiebearmen Flüssen und Seen Süddeutschlands (Pia 1926) und sind etwa von der Amper, Hürbe, Alz oder vom Überlinger See her bekannt.
Besonders viele Onkoidfundstellen der Molasse kennt man aus den jüngsten Ablagerungen der USM, v. a. aus den Kojenschichten, z. B. von der Durach bei Sulzberg, von der Autobahn bei Waltenhofen oder vom Südfuß der Kugel. Die meisten Onkolithe in der USM sind in Positionen wenige Dekameter im Liegenden der Grenze zur überlagernden OMM zu finden (Scholz 1985).

Halt 1.3: Großer Hangrutsch in USM-Gesteinen bei Salmers (UTM 32T E: 567103, N: 5266826).
Die kleine Straße von Halt 1.2 weiter nach SE bis zum Hof Salmers, der in einem Rutschgebiet liegt. Die Rutschmasse hat eine Länge von ca. 1,5 km und ist nahe der Rotach (auf der Karte Rothach) ca. 800 m breit (Karte 1). Die Abrisskante am oberen Ende des Hangbewegungsareals ist deutlich ausgebildet und liegt in einer Höhe von ca. 850 m (Appel 1992).
Das Gebiet zwischen Enschenstein und der Landesgrenze am Eyenbach wird von Gesteinen der USM aufgebaut, die hier, am Südrand der Vorlandmolasse, aus einer Wechselfolge von Sandsteinen und Mergeln besteht. Konglomerate treten hier in der Molasse erst in der OMM und OSM auf. Die Gesteine fallen mit 30 bis 35° nach NW ein, mehr oder weniger parallel zur Hangneigung, denn auch hier gehört das Gebiet zum „Aufgerichteten Südrand“ der Vorlandmolasse. Hangparalleles Einfallen einer Schichtfolge ist eine der Voraussetzungen für Hanginstabilitäten. Die Labilität des Hanges ist auf die tonig-schluffigen Mergeleinschaltungen zurückzuführen, die als Schmiermittel für überlagernde Sandstein-Pakete dienen (Appel 1992).
Ein weiterer Grund liegt in der ehemaligen Vergletscherung des Gebietes. Während der Würmeiszeit und den vorangegangenen Vereisungsphasen folgte die Rotachzunge des Rhein-Bodensee-Vorlandgletschers dem Rotachtal aufwärts, schürfte das Tal aus und formte es zu einem Trogtal um. Dabei sind die hangparallel einfallenden Sandsteinpakete stellenweise erosiv unterschnitten worden und verloren dadurch ihre Stütze am Hangfuß, was zu größeren Hanggleitungen führte. Auch am Enschenstein ist die Situation vergleichbar, nur sind es dort fossilführende OMM-Konglomerate, die auf unterlagernden USM-Mergeln abgleiten (Abb. 3). Auch auf der Vorarlberger Seite findet sich an der Fortsetzung des Hanges oberhalb von Hagen ein ähnliches, aber deutlich kleineres Rutschareal. Beide Rutschungen sind auf Karte 1 sowie bei Scholz (1993a) eingezeichnet.



Karte 1: Haltepunkte des 1. Exkursionstages (Halt 1.1–1.6) sowie des 2. Exkursionstages (Halt 2.1 -2.13). Ausschnitt aus der „Geologischen Übersichtskarte des Landkreises Lindau“ (Scholz 1993a: Beilage). Die Haltepunkte 2.2 bis 2.6 liegen ein Stückweit außerhalb des unteren Kartenrandes. Kartenlegende auf Karte 3.

Halt 1.4: OMM in der Kesselbachschlucht bei Scheffau (UTM 32T E: 565090, N: 5264795).
An der Landesgrenze parkt man an einem blind endenden Forstweg am Kesselbach, dem man bachaufwärts bis zu einer felsigen Engstelle folgt.
Der Kesselbach hat eiszeitliche Seeablagerungen (Bändertone) durchschnitten (Karte 1); Scheffau liegt auf einem inaktiven Schwemmfächer, der die Oberfläche dieser Seeablagerungen überdeckt. In der Kesselbach-Schlucht selbst ist ein hervorragendes Profil durch die konglomeratisch-sandige OMM und basale Teile der konglomeratisch-mergeligen OSM aufgeschlossen (Abb. 11) – Ablagerungen des Pfänderfächers (Bodenseeschüttung). Das schwierig begehbare Schluchtprofil, bei dem viele Abschnitte nur kletternd überwunden werden können, bietet viele interessante Aufschlüsse. So kennt man hier einen „Seismit" – ein durch ein Erdbeben im Untermiozän erzeugter Sandsteingang in Sandsteinen – oder ein Kohleflöz nahe der Grenze OMM/OSM, das jünger ist als die früher im Wirtatobel abgebaute Pfänderkohle. Einige der interessanten Stellen sind z. B. bei Kanzock (1995), Scholz & Frieling (2006) oder Frieling et al. (2009a) beschrieben. Am Ende des Forstweges sind nur ungeschichtete OMM-Sandsteine aufgeschlossen, die leichter im Halt 1.7 oder 2.2 zugänglich sind.

Halt 1.5: Seesedimente im Rotachtal zwischen Scheffau und Weiler (UTM 32T E: 567030, N: 5269313).
Zwischen Scheffau und Weiler verläuft die St 2001 von Bregenz nach Weiler auf einer 100 bis 200 m breiten Verebnungsfläche am Osthang des Pfänderrückens, die bei ± immer gleicher Höhenlage von rund 620 bis 630 m das tief eingeschnittene Rotachtal im W begleitet. Bei Weiler ist die Rotach (Rothach) nur wenig in diese Fläche eingeschnitten, etwas weiter im S bei Neuhaus sind es schon 75 bis 80 m.
Wie ist diese Fläche entstanden? Diese Terrasse wird von feinkörnigen, tonigen, in einem Schmelzwassersee abgesetzten Seeablagerungen aufgebaut, entstanden während des Rückschmelzens der Rotachzunge in der letzten Eiszeit (Appel 1992). Die Terrassenfläche entspricht dem ehemaligen Seeboden. Die stellenweise mehrere Dekameter mächtigen, feinschichtigen Seesedimente (Warventone, Beckentone) wurden jahrelang in einer Tongrube an der Straße zwischen Fischinger und Eschau abgebaut (vergl. Scholz & Peter 1995). Der See (Abb. 2) füllte während des Konstanzer Stadiums (ausgehendes Würm-Hochglazial) nicht nur das Rotachtal, sondern auch die Täler von Weißach und Bregenzer Ach (Keller & Krayss 1994). Er wurde vom zurückschmelzenden Rheingletscher aufgestaut. Kesselbach und Bolgenach schütteten Kiesdeltas in diesen See vor (vergl. Halt 2.1, 4.12, Abb. 2).
Die zahlreichen Straßenschäden, die alle paar Jahre größere Reparaturen notwendig machen, deuten auf wenig tragfähige Seeablagerungen aus der letzten Eiszeit im Untergrund hin. Neben diesen als Baugrund problematischen Beckensedimenten lassen sich in der Umgebung von Weiler auch ältere pleistozäne Seesedimente nachweisen, die vom Eis der Rotachzunge überfahren und stark verdichtet worden sind (Prömm 1991). Sie müssen zumindest vor dem letzten Eisvorstoß abgelagert worden sein, vielleicht zu Beginn des Hochwürms, vielleicht aber auch in der Risseiszeit. Die Verbreitung beider Beckensedimente ist aus Karte 1 sowie aus Scholz (1993a) ersichtlich.

Halt 1.6: Gletschertopf in OMM-Sandsteinen an der Straße nach Weiler (UTM 32T E: 565835, N: 5266126).
Auf halbem Wege zwischen Neuhaus und Siebers ist in einem Waldstück unterhalb der St 2001, etwa 1 km südlich Siebers, ein Gletschertopf erhalten (Karte 1). Das runde, glattwandige, ca. 2 m tiefe und 1,5 m breite Loch ist in OMM-Sandsteine eingetieft, war ursprünglich mit Kies gefüllt, wurde beim Straßenbau entdeckt und künstlich freigelegt. Heute ist er als Geotop ausgewiesen (Lagally et al. 2009), aber leider mit einem Geländer umgeben.
Gletschertöpfe entstehen unter dem Eis an Stellen, wo Schmelzwässer in Tunnelsystemen zwischen Gletscherbasis und Felsuntergrund fließen. Das Schmelzwasser steht hier zeitweise unter enormem Druck, vor allem während der Schneeschmelze im Frühjahr. Dann kann das Wasser in diesen Tunnelsystemen u. U. hohe Geschwindigkeiten erreichen und auch größere Gesteinsbrocken zum Tanzen bringen. Ortsfeste Schmelzwasserwirbel, in denen viel Geröll suspendiert ist, können eine gewaltige Erosionskraft entwickeln und innerhalb kurzer Zeit tiefe Wannen (Gletschertöpfe) in den Felsuntergrund fräsen. Der Gletschertopf südlich Siebers ist gut erhalten, aber vergleichsweise klein. Gletschertöpfe bei Kempten-Eich (Scholz 2016: Abb. 140) oder im Gletschergarten von Luzern sind deutlich größer; ein weiterer bei Sipplingen am Überlinger See dürfte einen Durchmesser von mehr als 15 m erreichen. Bis heute gut erhaltene Gletschertöpfe sind ursprünglich meist mit Schmelzwasserablagerungen aufgefüllt worden, die sie vor der Verwitterung geschützt haben.

Halt 1.7: Sedimentstrukturen in OMM-Sandsteinen des Ellhofer Tobelbaches (UTM 32T E: 571860, N: 5271231 und UTM 32T E: 572412, N: 5272119 und UTM 32T E: 572511, N: 5272246).
Über Weiler nach Simmerberg von hier aus der Straße ein Stück Richtung Röthenbach folgen. Etwa 1,5 km hinter Simmerberg Richtung Tobelmühle rechts abbiegen und auf einer kleinen geteerten Straße in den Ellhofer Tobel hinunter. Wenn man fragt, kann man an der ehemaligen Tobelmühle am Talgrund parken. Von hier die Straße ein Stück bis zur Brücke über den Bach zurück und zu Fuß dem Wanderweg am Ellhofer Tobelbach aufwärts folgen.
Der Bach verläuft hier im Streichen der nach NW einfallenden Schichtfolge. Am Ufer sind immer wieder Rippelmarken auf Oberseiten der Sandsteinbänke zu erkennen. Ein Stück hinter einem großen Haus, einer früheren Hammerschmiede, ändert der Ellhofer Tobel seine Laufrichtung und durchschneidet auf einer etwa 150 m langen Gefällestrecke Sandsteine der OMM senkrecht zum Streichen (Karte 2). Die Stromschnellen im breiten Bachbett nutzen glatte Schichtflächen der Sandsteine. An einer ca. 2 m hohen Sandsteinwand sind schräggeschichtete Sandsteine der OMM aufgeschlossen. Es handelt sich um Gleithangschichten eines in eine Wattfläche am Südrand des untermiozänen Molassemeeres eingeschnittenen Priels, also um Schrägschichtungsblätter, die am Gleithang einer Rinne strömungsparallel abgelagert wurden (Abb. 4). Das während der Flut über der Wattfläche stehende Meerwasser hat sich in den Prielen gesammelt, um bei Ebbe in Richtung Meer nach N abzufließen. Von den ehemaligen feinsandig-schluffigen Wattsedimenten selbst ist wenig erhalten, da die Erhaltungswahrscheinlichkeit für solche Sedimente immer sehr gering ist. Sie werden bei der Seitwärtsverla-

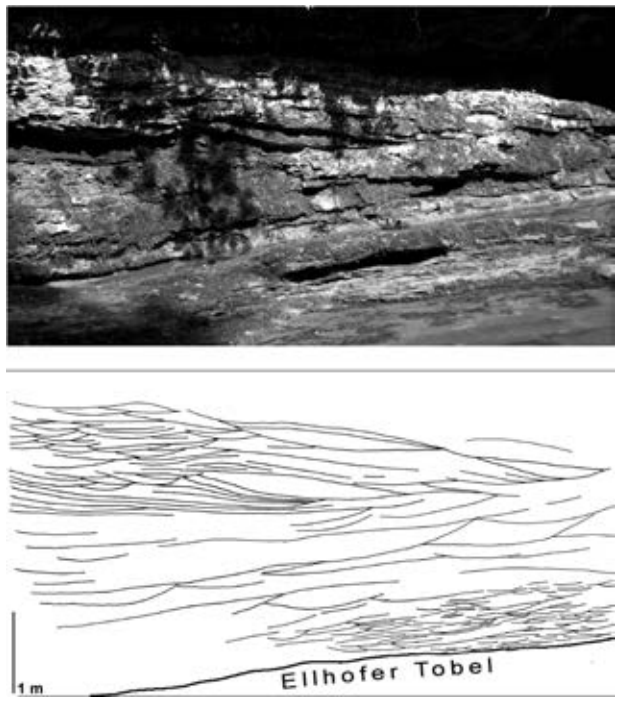


Abb. 4: Trogförmige Schrägschichtungsblätter in mittel- bis grobkörnigen, teilweise stark fossilführenden Sandsteinen am Prallhang des Ellhofer Tobels südlich der Hammerschmiede. Die Sandsteine repräsentieren Gleithangschichten eines Priels im intertidalen Bereich der Südküste des OMM-Meeres. Aus Frieling et al. (2009b).

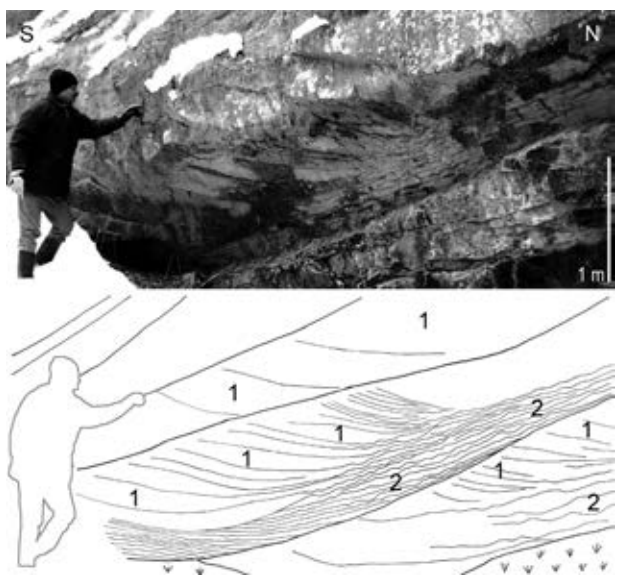


Abb. 5: Verzahnung seitlich angelagerter Vorschüttblätter (1) in einer Sandsteinbank mit feinsandig-mergeliger Wechsellagerung (2) im Bereich des Prallhanges am Ellhofer Tobel nördlich der Tobelmühle. Die Vorschüttblätter bauen einen subaquatischen Dünenkörper auf, welcher im subtidalen Bereich die feinkörnige Hintergrundsedimentation überwandert. Aus Frieling et al. (2009b).

gerung mäandrierender Priele größtenteils wegerodiert (Frieling et al. 2009b). Basal finden sich in solchen Gleithangschichten regelmäßig Lagen mit Schalenresten mariner Muscheln, die ursprünglich in der ehemaligen Wattfläche gelebt haben. Sie wurden

durch die Seitwärtsverlagerung der Gezeitenrinnen ausgespült und am Rinnenboden als sog. „channel lag deposits“ angereichert.

Den Weg wieder zurück zur Tobelmühle, an ihr vorbei und, bevor die Straße ansteigt, links am Wiesenrand entlang zum Bach abbiegen. Diesem folgt man ca. 80 m bis zu einer Kiesbank auf der rechten Seite, von welcher man einen guten Blick auf die fast 20 m hohe Steilwand gegenüber am Prallhang hat. Sie wird aufgebaut aus einer Wechselfolge feinkörniger, mergelbetonter Abschnitte mit eingeschalteten dünnen Sandsteinlagen und dm- bis m-dicker, regelmäßig nordwärts schräggeschichteter Sandsteinbänke (Abb. 5). Die einzelnen Lagen der mergelbetonten Abschnitte werden bis 1,5 cm dick und sind wellig geschichtet, teilweise ist eine kleindimensionale, nach Norden gerichtete Rippelschrägschichtung in den Sandsteinbänkchen erkennbar. Die mit den feinkörnigen, heterolithischen Abschnitten seitlich verzahnenden und sie überlagernden massigen Sandbänke bestehen aus gebogenen, bis 17 cm dicken, nach Norden geneigten Vorschüttblättern. Sie werden als Ablagerungen subaquatischer Dünen in großen Gezeitenkanälen interpretiert, die mergeligen Abschnitte repräsentieren dabei die feinkörnige Hintergrundsedimentation in diesen Rinnen, welche zwischen den wandernden Dünenkörpern abgelagert wird. Die einheitliche Nordrichtung aller Vorschüttblätter widerspiegelt die dominante Gezeitenströmung, bei welcher es sich hier um die Ebbströmung handeln muss. Aufgrund der Größe der Sandkörper, welche in direktem Zusammenhang zur Wassertiefe steht, sind die Dünen höchstwahrscheinlich im Subtidal abgelagert worden.

Im Bach ca. 160 m weiter, an einer Kiesbank vorbei, bis zum nächsten Prallhang an der nordwestlichen Tobelseite. Hier sieht man wiederum eine Wechsellagerung aus grauen Mergeln und Sandsteinen aufgeschlossen, nur sind die Sandsteinbänke viel dünner als im Aufschluss vorher, sie erreichen kaum mal 10 cm Mächtigkeit (Abb. 6). An den unten liegenden, aus der Wand herausgebrochenen Platten sieht man sofort die uneben ausgebildeten Schichtflächen, bei denen es sich um die Bankunterseiten handelt. Sie weisen teilweise flächendeckend sehr markant ausgebildete Sohlmarken wie Strömungs- und Belastungsmarken auf. Die Oberflächen der Bänke weisen meistens Rippelflächen mit asymmetrischen Internstrukturen auf. Innerhalb der Sandsteinbänke sind basal tonige Resedimente zu beobachten, die Sandsteine sind oft parallel und im oberen Bereich kleindimensional schräggeschichtet. Sowohl die Sohlmarken als auch die Vorschüttblätter der Rippeln zeigen eine Paläoströmungsrichtung in nördliche und nordöstliche Richtung. Die wiederholten Sandsteineinschüttungen in eine mergelige Umgebung, kombiniert mit Strömungsmarken an den Bankunterseiten, spiegeln hochenergetische Ereignisse im Zusammenhang mit dem generell küstennahen Milieu wider, welche als sturminduzierte Suspensionswolken interpretiert werden, die zur Ablagerung von Tempestiten im Bereich der Übergangszone zwischen unterem Vorstrand und Schelf führten. Dieser Aufschluss spiegelt also eine größere Wassertiefe und Entfernung zur Küste wider als der vorherige.

Insgesamt beweisen die Aufschlüsse im Ellhofer Tobelbach, dass die Ablagerungen des Molassemeeres im Allgäu von Gezeiten beeinflusst wurden (Frieling et al. 2009b). Dabei fand eine Vertiefung des Ablagerungsraumes vom ersten bis zum dritten oben beschriebenen Aufschluss statt (intertidal – subtidal – Übergangszone).

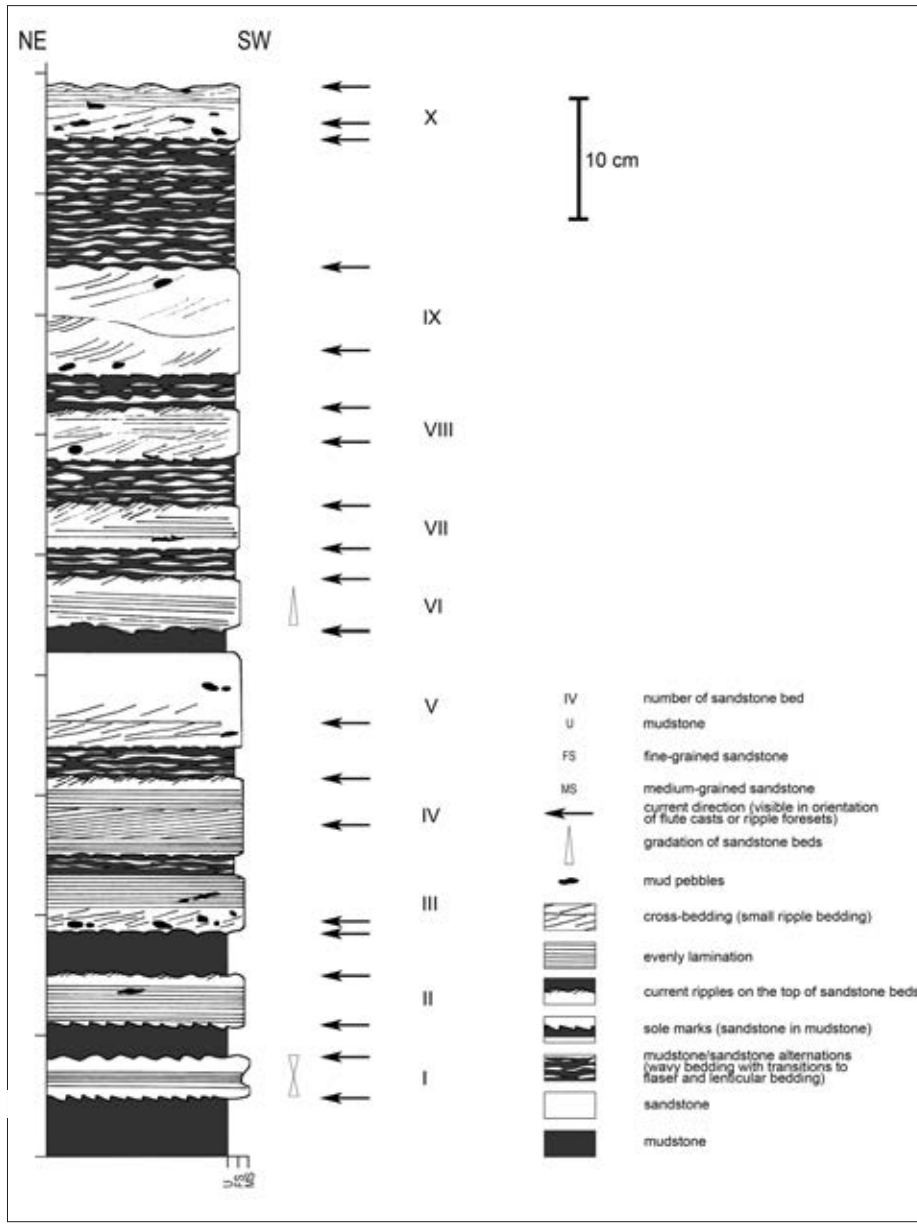
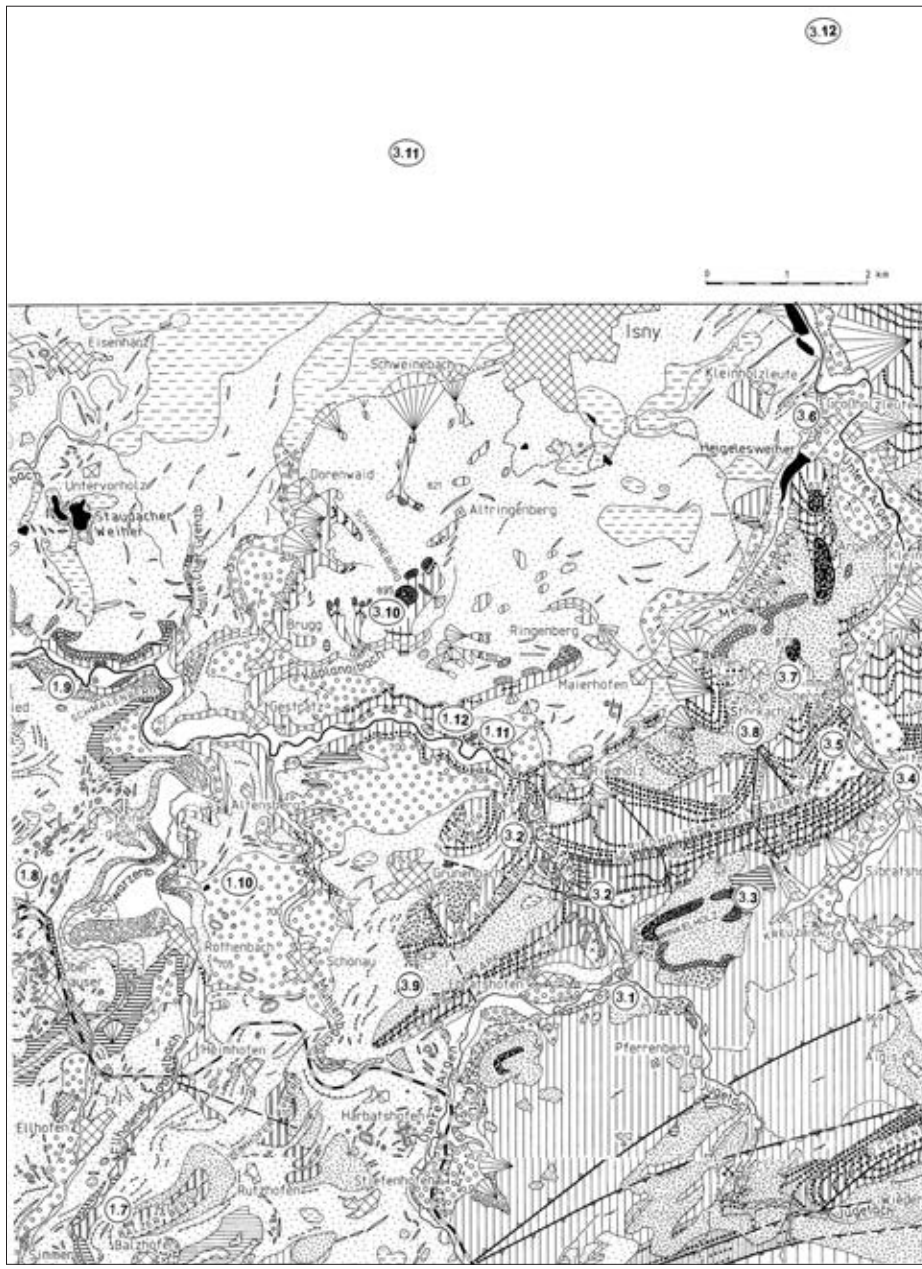


Abb. 6: Profilausschnitt aus einer Feinsandstein-Mergel-Wechsellagerung an einem Prallhang des Ellhofer Tobels nördlich der Tobelmühle. Die Abfolge entstand sturmbeeinflusst im Übergangsbereich zwischen unterem Vorstrand und Schelf. Aus Frieling et al. (2009b).



Karte 2: Haltepunkte des 1. Exkursionstages (Halt 1.7–1.12) sowie des 3. Exkursionstages (3.1–3.12). Ausschnitt aus der „Geologischen Übersichtskarte des Landkreises Lindau“ (Scholz 1993a: Beilage). Haltepunkte 3.11 und 3.12 liegen ein Stückweit außerhalb des oberen Kartenrandes. Kartenlegende auf Karte 3.

Halt 1.8: Innere Jungendmoräne im Nordosten des Bahnhofs Röthenbach (UTM 32T E: 571631, N: 5275901).
Über Röthenbach geht es nun weiter nach Oberhäuser zum Bahnhof Röthenbach. Auf dem Weg vom Bahnhof Richtung Steinegaden durchfährt man eine kuppige Landschaft mit abflusslosen Depressionen zwischen den Kuppen. Es handelt sich um Moränenrücken und Toteislöcher, die zum Moränenstand der sog. „Inneren Jungendmoräne" gehören (Karte 2, Abb. 10). Das Zurückschmelzen des Rhein-Bodensee-Vorlandgletschers von den würmzeitlichen Maximalständen am Römerkastell Vemania, Maierhöfen und Laubenberg (Halt 1.8), wurde hier durch einen Stillstand unterbrochen, der ein Bündel von Moränenwällen mit Toteislöchern – eine sog. „Eiszerfallslandschaft" – hinterlassen hat. Ein schönes, als Geotop ausgewiesenes Toteisloch findet sich z. B. bei Vogelsang ca. 2 km südwestlich des Bahnhofs Röthenbach (vergl. Lagally et al. 2009, UTM 32T E: 570541, N: 5273544). Das Wallsystem dieses sog. Stein-Singener Stadiums ist im Westallgäu gut entwickelt (Hantke 1980), im Oberallgäu hingegen kaum erkennbar. Die Innere Jungendmoräne setzt sich nach S hin Richtung Lindenberg, nach N über das Argental hinweg nach Eisenharz fort. Das Wallbündel ist auf Karte 2 sowie bei Scholz (1993a) eingezeichnet.
Da Wälle der Inneren Jungendmoräne oft aus vorher schon abgelagertem Lockermaterial bestehen, das von der Gletscherstirn zusammengeschoben wurde (sog. Stauchmoränen), ist anzunehmen, dass die Eisränder bereits schon weiter zurückgeschmolzen waren, bevor sie zur Inneren Jungendmoräne vorgerückt sind (Scheidhammer 1994).

Halt 1.9: Fossilführende OSM-Mergel und Vorstoßschotter an der Hohen Wand bei Gestratz (UTM 32T E: 572034, N: 5278082).
In Steinegaden links abbiegen und über Happareute Richtung Eglofs. Hinter der Brücke über die Obere Argen biegt man rechts ab, ca. 100 m bevor man die B 12 erreicht, und folgt etwa 2 km einer kleinen Teerstraße das Argental aufwärts, in Richtung der Ausflugsgaststätte Malleichen. 500 m hinter einem steilen Anstieg parkt man an einer großen Wiese am Wegrand. Am Rande der Wiese läuft man nach S auf die andere Talseite zur Hohen Wand westlich des Bauernhofes Höll. Es ist ratsam, hohe Gummistiefel und einen Helm mitzunehmen (Karte 2).
An diesem etwa 25 m hohen Steilhang sind OSM-Mergel und -Sandsteine aufgeschlossen. Sie werden im höheren Teil der Wand mit scharfer Grenze von größtenteils lockeren, sehr groben und kristallinreichen quartären Kiesen überlagert. Da diese Schmelzwasserschotter von Geschiebemergeln der letzten Eiszeit überdeckt sind, also älter sein müssen als der würmzeitliche Hauptvorstoß des Rhein-Bodensee-Vorlandgletschers, jedoch keinerlei Verwitterungserscheinungen zeigen, handelt es sich wohl um sog. Vorstoßschotter, also um würmzeitliche Schmelzwasserkiese, die kurz nach ihrer Ablagerung vom Gletschereis überfahren worden sind.
In einem festen Kalkmergel-Horizont der OSM am Fuße der Hohen Wand sind seit 1965 zahlreiche Fossilien entdeckt worden. Besonders häufig sind Steinkerne von Schneckengehäusen sowie Panzerfragmente von Land- und Wasserschildkröten, aber auch Knochen- und Gelenkreste, Wirbeltierzähne und Kieferfragmente. Insgesamt sind hier Reste von über 25 unterschiedlichen Wirbeltierformen gefunden worden (Scholz 1986b). Die Hohe Wand ist eine der ergiebigen Wirbeltierfundstellen inner-

halb der OSM des Westallgäus, die die Rekonstruktion der miozänen Lebewelt möglich machen (Abb. 7). Es ließen sich hier Maulwürfe, Igel, Hörnchen, Hamster, Pfeifhasen sowie Beutelratten nachweisen. Seltener sind Reste von Wiederkäuern, etwa Kieferbruchstücke und Röhrenknochen der katzengroßen Paarhufer *Lagomeryx* und *Micromeryx*. *Dicrocerus* war ein damwildgroßer Hirsch-Verwandter. Selten sind Zahn- und Knochenreste hornloser Nashorn- (*Aceratherium*) und Elefanten-Verwandter (*Gomphotherium*, Abb. 7) mit 4 Stoßzähnen, Vogelknochen (Eulen) und Eidechsenreste zu finden. Aufgrund der Kleinsäugerarten (vor allem Verwandte von Hamstern und Pfeifhasen) kann man die Fundstelle ins Mittelmiozän (Badenium) stellen – die hier aufgeschlossenen Flussablagerungen sind danach rund 14 Mio. Jahre alt.



Abb. 7: Lebensbild einer Auenlandschaft im Überschwemmungsgebiet eines Flusses während des Mittelmiozäns im Allgäuer Alpenvorland, z. Z. der Ablagerung der Oberen Süßwassermolasse. Unter einem warm-gemäßigten, zeitweise auch etwas kühleren Klima lebten in einem artenreichen Galeriewald am Rande eines Altwassers Krokodile (vorne links), eine Landschildkröte (vorne rechts), ein urtümlicher Elefant (*Gomphotherium*, hinten links) und ein Nashorn-Verwandter (*Aceratherium*, rechts). Bleistiftzeichnung von Udo Scholz, 1975.

Halt 1.10: Schmelzwasserschotter zwischen Schönau und der Eistobel-Brücke (UTM 32T E: 576677, N: 5276796).
Die kleine Straße Argen-aufwärts weiter nach Gestratz; von dort aus auf die andere Argenseite und über Burgstall und Schneit an Röthenbach vorbei nach Schönau, das auf einer weiten Verebnungsfläche liegt.
Sie wird von geschichteten Schmelzwasserkiesen unterlagert, die während des Rückschmelzens des Rhein-Bodensee-Vorlandgletschers in einem toten Zwickel zwischen den Maximalstandsmoränen bei Maierhöfen und der Inneren Jungendmoräne am

Bahnhof Röthenbach (Abb. 10/2) abgelagert wurden. Dieses Kiesplateau hat eine Höhenlage von ca. 700 m und setzt sich bei Grünenbach und auf der anderen Seite der Eistobel-Brücke nach Osten fort. Auf der brettebenen Kiesfläche sind, vor allem im NW von Schönau, mehrere Depressionen erhalten, bei denen es sich um Toteisstrukturen handelt. Während die Schmelzwässer hier grobe, geschichtete Kiese aufschütteten, flossen sie in einer breiten Rinne über Brugg und Dorenwaid Richtung Isny nach N ab. Die auf Karte 2 und bei Scholz (1993a und b) erkennbare „700-m-Terrasse“ wird von mehreren Kiesgruben angeschnitten. Mit etwas Glück sind im Kies von aktiven Kiesgruben nordwestlich Schönau durch Sackungen entstandene Störungen und Schichtverbiegungen zu erkennen, was durch verschüttetes und später ausgetautes Toteis verursacht worden ist.

Halt 1.11: Kalktuffe bei Untersteig im NW der Eistobel-Brücke (UTM 32T E: 576722, N: 5277395).
Von Schönau auf der St 1318 nach Grünenbach und weiter Richtung Maierhöfen. Etwa 500 m hinter der Eistobel-Brücke biegt man links Richtung Brugg ab und fährt auf einer kleinen Teerstraße Richtung Obersteig. Kurz nach der ersten scharfen Kurve parkt man nahe eines Bauernhofes an der Stelle am Straßenrand (UTM 32 T E: 577400, N: 5277607), wo ein nach W führender Taleinschnitt zu erkennen ist. Für den anschließenden Halt 1.12 sollte man Gummistiefel und einen Helm mitnehmen. Man folgt einem ungeteerten Fahrweg nach links (Westen), der in einem kleinen Tobel zur Argen hinunterführt.
Unterhalb einer historischen Wassermühle ist das ganze Bachbett mit Kalktuff ausgekleidet, was für den Kalkreichtum des in Kiesen der „700-m-Terrasse“ entspringenden Quellbaches spricht. Der Bach wird immer wieder von einigen Dezimetern hohen Kalktuffriegeln aufgestaut und dadurch in Stillwasserbecken und kleine Stromschnellen gegliedert (Pia 1926, Stirn 1964).
Die Kalktuffe sind das Werk verschiedener im Süßwasser lebender, kalkfällender Cyanobakterien und Grünalgen (Mollenhauer 1999). Da sich in den Stillwasserbecken Blätter und Äste ablagern, die im fast stehenden Wasser von Cyanobakterien-Gemeinschaften mit Kalk überkrustet werden, entstehen hier Blättertuffe mit einem blättrigen Gefüge. Die Tuffschwellen bestehen hingegen aus teilweise oberflächenparallel geschichteten Kalktuffen, die man Chironomiden-Tuffe nennt. Diese Kalktuffe werden vor allem von Cyanobakterien der Gattung *Phormidium* ausgefällt, die sich in rasch fließendem Wasser wohlfühlen (Pia 1926). Sie werden von winzigen Zuckmücken-Larven (Chironomiden) besiedelt, die in Gespinströhrchen leben und die lebende Kalktuff-Oberfläche abweiden (Stirn 1964, Mollenhauer 1999). Die Röhrchen werden von Kalktuff überwachsen, bleiben so erhalten und sind auf Bruchflächen mit einer Lupe als feine Löcher und wurmartig gewundene Rinnen erkennbar.

Halt 1.12: OSM-Konglomerate am Argen-Prallhang bei Untersteig (UTM 32T E: 576643, N: 5277403).
Man folgt dem Weg weiter bis zur Mündung des Baches in die Argen, dann watet man mit Gummistiefeln am Fuße des Prallhanges entlang weglos im seichten Fluss ca. 40 m nach N (Karte 2).

Die bis zu mehr als 20 m hohe, teilweise überhängende Felswand besteht aus grobkörnigen Konglomeraten, die am Wandfuß sichtbare, gelbliche Mergel und mürbe Sandsteine überlagern. Beide Gesteine gehören zur OSM, die die weiter im S im Eistobel aufgeschlossene OMM konkordant überlagert (vergl. Halt 3.2). Die Grenze zwischen beiden liegt im N auf Flussniveau und steigt nach S zu um Meterbeträge an. Die Schieflage der Grenzfläche deutet auf das Einfallen der Schichtfolge mit wenigen Grad nach NW hin, denn sie ist Teil des Südrandes der Vorlandmolasse. Die scharfe, auf- und absteigende Grenze zwischen beiden Ablagerungen ist eine Erosionsfläche.
Die sehr groben und nicht besonders festen OSM-Konglomerate enthalten sandige Zwickelfüllungen, einzelne Gerölle mit Durchmessern von mehreren Dezimetern und immer wieder Kohlestücke. Die Gerölle sind ausgezeichnet gerundet, bestehen aus Karbonaten und zu mehr als 10 % aus Gneisen, was zeigt, dass die Kiese als Teil des Hochgratfächers entstanden sind (vergl. 2.1 sowie Halt 3.2, 4.1). Die Kohlestücke sind ehemalige Drifthölzer, die der Fluss bei Hochwässern mit sich führte. Manche zeigen noch Jahresringe und Abrollungsspuren, wie sie auch an Hölzern heutiger Flüsse beobachtbar sind.
Bei den unterlagernden Mergeln und Sandsteinen handelt es sich um Ablagerungen, die bei Hochwässern in den damaligen Talauen abgesetzt wurden. Die Überflutungssedimente enthalten immer wieder zusammengeschwemmte Reste von Lebewesen, die damals in den Talauen lebten. Nach einigem Suchen kann man Gehäuse von Land- und Süßwasserschnecken finden (nur mit Helm, Steinschlag-Gefahr!). Aus den Fossilien lässt sich für die OSM-Gesteine ein mittelmiozänes Alter ableiten; sie sind also etwa 14 bis 15 Mio. Jahre alt.

2. EXKURSIONSTAG

Pfänderrücken vom Wirtatobel bis Lindenberg (Halte 2.1–2.13)

Exkursionsverlauf: Weiler – Hirschbergsau – Leckenbach bei Langen – Stollen – Wirtatobel – Hirschberg – Lutzenreute – Scheidegg – Lindenberg – Weiler

Halt 2.1: Würmzeitliches Kiesdelta von Hirschbergsau (UTM 32T E: 563762, N: 5264678).
Auf der St 2001 von Weiler Richtung Bregenz. Etwa 1 km hinter der Landesgrenze biegt man nach rechts ab und fährt auf einer schmalen Straße über Hub nach Hirschbergsau. Hirschbergsau steht auf einer weiten, leicht nach Südosten geneigten Verebnungsfläche. Sie wird von Deltakiesen aufgebaut, die während des ausgehenden Würm-Hochglazials aus dem Kesselbach-Tal herausgeschüttet worden sind. Bei Katzensteig am Nordende der Verebnungsfläche gab es früher eine Kiesgrube, in der deutliche Delta-Schrägschichtung zu erkennen war, wie sie für einfach gebaute Gilbert-Deltas charakteristisch ist (vergl. Scholz 2016: Abb. 161). Ein etwas höher gelegener, konglomeratischer und offenbar älterer (risszeitlicher?) Teil des Kiesdeltas ist dort immer noch erhalten (Appel 1992) und bei Scholz (1993a) eingezeichnet (Karte 1).
Die Deltakiese wurden von Schmelzwässern der Rotachzunge (Kanzock 1995) in einen Schmelzwassersee im Rotachtal geschüttet. Der vermutlich instabile Seespiegel

(Scholz 1997) muss zeitweise eine Stauhöhe von rund 677 m gehabt haben. Damit liegen die Erosionsreste dieses Deltas auf einem vergleichbaren Niveau wie das Delta der „Ur-Bolgenach“ bei Krumbach (Trabers und Zwing, vergl. Halt 4.12). Der See war eine Zeitlang vom zurückschmelzenden, immer noch im Rheintal liegenden Rheingletscher aufgestaut worden, der das Abfließen des Schmelzwassers über das untere Bregenzer Ach-Tal verhinderte. Während des Konstanzer Stadiums (ausgehendes Würm-Hochglazial) erfüllte der See Rotachtal, Weißachtal sowie das Tal der Bregenzer Ach (Hantke 1980, Keller & Krayss 1994) und hinterließ hier mächtige Seeablagerungen (Abb. 2).

Halt 2.2: Fossil- und kristallinführendes OMM-Konglomerat bei Langen (UTM 32T E: 564048, N: 5263480).
Ein Stück der alten Straße, das kurz vor Langen von der begradigten, neuen Straße nach rechts abzweigt, beschreibt am Wasserfall des Leckenbaches eine enge Kurve. Hier lassen sich u. U. auch mehrere Wagen abstellen.
Die Steilwand an der alten Straße besteht aus kaum geschichteten, grünlichen Sandsteinen, ihr unterster Teil ist konglomeratisch (Abb. 11). Zwischen den Geröllen sind immer wieder Bruchstücke von Austernschalen zu finden und zeigen, dass es sich um marine Bildungen handelt. Auf angewitterten Sandsteinblöcken am Straßenrand sind zahlreiche Wühlspuren zu erkennen; auch das Fehlen einer Schichtung in den Sandsteinen der Felswand ist offenbar auf intensive Durchwühlung (Bioturbation) der glaukonitreichen Sande zurückzuführen.
Die hier aufgeschlossenen Gesteine liegen an der OMM-Basis; die Konglomeratbank ist die erste über der unterlagernden, konglomeratfreien Sandstein-Mergel-Wechselfolge der USM. Der Geröllbestand des Konglomerates ist auffällig kristallinreich, was ungewöhnlich erscheint, denn wir sollten uns hier eigentlich im Bereich der Pfänderschüttung befinden, die mehr als 93 % Flyschsandstein- und Flyschkalk-Komponenten, nur wenige, vielleicht kalkalpine und/oder helvetische Karbonat-, aber so gut wie keine Kristallingerölle liefert (Uhlig 1987). Die Leckenbach-aufwärts im Hangenden des Aufschlusses folgenden Konglomerate (Halt 2.3) führen denn auch kein Kristallin mehr (Kanzock 1995, Scholz 2000). Das Auftreten von Kristallingeröllen an der OMM-Basis könnte mit einem kurzfristigen Übergreifen des kristallinreichen Hochgratfächers nach W erklärt werden, bevor der Pfänderfächer überhaupt aktiv wurde. Eine andere Möglichkeit bestünde darin, dass die Kristallingerölle durch Küstenversatz vom Hochgratfächer nach W transportiert wurden, als das Gebiet durch das Ansteigen des Meeresspiegels vorübergehend zur Südküste des Molassemeeres wurde (Scholz 2000, Frieling et al. 2009a).

Halt 2.3: Fossilführende OMM-Tempestite im Leckenbach bei Langen (UTM 32T E: 562420, N: 5262331).
In Langen folgt man zunächst der schmalen Teerstraße, die zum Gasthof Stollen hinaufführt, und biegt nach wenigen hundert Metern rechts Richtung Feßlerberg ab. Am ersten Bauernhof stellt man den Wagen ab und steigt auf einem Holzabfuhrweg ins Tal des Leckenbaches hinunter. Hier folgt man dem Bachlauf ein Stück aufwärts, wo beiderseits sandig-mergelige OMM-Ablagerungen aufgeschlossen sind. Da die Molasse am Pfänder zum Aufgerichteten Südrand der Vorlandmolasse zählt, sind die Schichten

schief gestellt und fallen mit 10 bis 20° nach NW ein (Abb. 1,12). In diese feinkörnigen Ablagerungen sind immer wieder geringmächtige, geröllführende Horizonte eingeschaltet. Nur in diesen wenige Zentimeter mächtigen Lagen sind größere Schalenreste zu finden, vor allem isolierte Klappen und Bruchstücke mariner Muschel- und Schneckenschalen sowie kohliges Material. Diese Horizonte lassen sich als „Tempestite" deuten, als Einschüttungen von ursprünglich strandnah abgelagertem Grobmaterial, das bei Sturmereignissen mobilisiert und ins tiefere Wasser umgelagert worden ist (Scholz 1989).

Halt 2.4: Stollenmundloch des Wirtatobel-Bergwerkes bei Langen (UTM 32T E: 561939, N: 5262039).
Vom Bauernhaus, wo das Auto bei Halt 2.3 abgestellt wurde, zurück zur Straße Langen-Kesslerberg. Kurz vor der Einmündung in diese Straße biegt man auf einen geteerten Weg nach rechts ab und folgt ihm ca. 40 m bergauf. Rechter Hand öffnet sich knapp oberhalb des Weges ein größeres Stollenmundloch in Sandsteinen der OMM. Das Stollenportal befindet sich in einer engständigen Wechsellagerung aus dünnen Mergel- und Sandsteinlagen – eine sog „heterolithische Fazies", wie sie für Gezeitendominierte, flachmarine Sedimente charakteristisch ist (Frieling et al. 2009b). Der Stollen wurde unmittelbar nach dem 2. Weltkrieg angelegt und gehörte zum Braunkohlebergwerk im Wirtatobel. Er ist nicht begehbar, da sein Eingang heute wassergefüllt ist und eine Trinkwasserentnahme darstellt.

Halt 2.5: Braunkohlebergwerk im Wirtatobel in der OMM bei Stollen (UTM 32T E: 560321, N: 5261338).
Man folgt der Straße, die von Langen zum Gasthof Stollen führt. An der Fassade des Gasthofs ist ein Wappen angebracht, auf dem „gekreuzte Hämmer" (Schlegel und Eisen) als Bergbau-Symbol an den Kohlebergbau im Wirtatobel erinnern. Man folgt der Straße weiter nach W, die als ungeteerter Fahrweg in ein Seitental des Rickenbachs hinunterführt. Hier lagen ursprünglich Betriebsanlagen und das Steigerhaus des Braunkohlebergwerkes im Wirtatobel, die bei einer großen Rutschung 1878 zerstört wurden. Biegt man nach einigen hundert Metern nach links ab, erreicht man, bevor dieser Weg auf die Bundesstraße von Langen nach Bregenz trifft, nach kurzer Fahrt einige Gebäude, die früher zu den Wirtschaftsgebäuden des Kohleabbaus gehörten. In unmittelbarer Nähe befand sich das Mundloch des Albertstollens, des Hauptstollens des Bergwerkes.
Die meist nur 20 bis 30, ausnahmsweise auch einmal 60 cm mächtigen und zwischen Wirtatobel und Kesselbach auf mehreren Kilometern Länge ausstreichenden Braunkohleflöze (Schmid & Müller 1911) wurden hier in einem Zeitraum von 110 Jahren immer wieder abgebaut (Herrmann & Schwerd 1983, Schwerd 1986). Ein Großteil der Kohle wurde über lange Stollensysteme direkt nach Bregenz gebracht. Sie wurde hier zeitweise zum Betrieb eines Konstanzer Bodenseedampfers verwendet. Später beförderte man sie mittels einer Materialseilbahn vom Albertstollen zur Straße nach Bregenz und zur Bregenzer-Wald-Bahn hinunter. Da sich aber – wegen geringer Flözmächtigkeiten und minderer Qualität der Braunkohle – der Tiefbau nie wirklich rentiert hatte, wurde der Abbau der „Pfänderkohle" längere Zeit immer wieder unterbrochen und schließlich 1948 ganz eingestellt.

Die Pfänderkohle gehört zu einer geringmächtigen Süßwasser-Einschaltung (Schmid & Müller 1911, Blumrich 1931), die die am Pfänder bis zu 500 m mächtige OMM zweiteilt: im Liegenden dieser kohleführenden Ablagerungen folgen die ca. 200 bis 300 m mächtigen, marinen Luzerner Schichten, im Hangenden die 100 bis 150 m mächtigen, gleichfalls marinen St. Galler Schichten (Herrmann & Schwerd 1983 und Schwerd 1986).

Halt 2.6: Deltaablagerungen der OMM mit Austernbank am Wirtatobel (UTM 32T E: 559816, N: 5261214).
Fährt man vom ehemaligen Mundloch des Albertstollens zur Straße von Langen nach Bregenz hinunter, passiert man die Einfahrt zu einem aufgelassenen Steinbruch oberhalb der Straßenkurve mit beeindruckend hohen Wänden. Im Eingangsbereich kann man parken.
Im Steinbruch sind OMM-Sandsteine und -Konglomerate (Luzerner Schichten) aufgeschlossen, die zum untermiozänen Deltakomplex der Pfänderschüttung gehören. Die Konglomerate sind extrem grobkörnig, die graugrünlich, abschnittsweise auch rötlich gefärbten Sandsteine zeigen an den Steinbruchwänden interessante Schrägschichtungsgefüge. In Konglomeraten am Südende der Wand ist eine ca. 1 m mächtige Austernbank eingelagert, die besonders großwüchsige, extrem dickschalige, aneinander festgewachsene und oft doppelklappig erhaltene Exemplare von *Crassostraea crassissima* enthält – eine nahe Verwandte der heute in Nordamerika beheimateten Portugiesischen Auster. Das massenhafte Vorkommen dieser einen Austernform und das Fehlen anderer Meeresfossilien spricht für ein sog. Spezialistenmilieu. Die marinen Ablagerungsbedingungen müssen bei Hochwasser zeitweise durch Süßwassereintrag und Geröllverlagerung unterbrochen worden sein, wie sie in Kiesrinnen auf Deltaoberflächen gegeben sind (Frieling et al. 2009a). Dem sich abrupt wechselnden Salzgehalt und den hochenergetischen Verhältnissen waren offenbar nur diese extrem dickschaligen Austernformen gewachsen (Scholz 1989).

Halt 2.7: Moränen bei Scheidegg, zwischen Trögerhöhe und Hirschberg sowie zwischen Möggers und Eichenberg (UTM 32T E: 563866, N: 5268836).
Am Osthang des Pfänderrückens, in der Umgebung von Scheidegg, sind an zahlreichen Stellen markante Moränenwälle zu finden, die größtenteils unterschiedlichen Rückzugsstadien der Rotachzunge des Rhein-Bodensee-Vorlandgletschers im ausgehenden Hochglazial zuzurechnen sind (Elsner 2005, Karte 1). Auch am Sattel zwischen Trögerhöhe und Hirschberg hat die zurückschmelzende Rotachzunge Moränenwälle hinterlassen, die von hier aus ihre Schmelzwässer ins Tal des Kesselbaches geschüttet hat (Karte 1) und vermutlich für das Vorschütten des Deltas von Hirschbergsau verantwortlich ist (Abb. 2, 6, Appel 1992, Kanzock 1995). Am Westhang des Pfänderrückens lassen sich zwischen Möggers und Eichenberg Moränenwälle ähnlichen Alters identifizieren, die hier die zurückschmelzende Argen-Leiblach-Zunge hinterlassen hat (Elsner 2005).
Auffällig und ungewöhnlich ist das Entwässerungsnetz der Rotach. Als Nebenfluss der Bregenzer Ach entwässert die Rotach in SW-Richtung und damit zum Rhein hin. Ein großer Teil ihrer Zuflüsse, etwa Scheibenbach, Rickenbach oder Maisach bei Schei-

degg, fließen allerdings erst ein Stückweit nach Nordosten, wenden sich dann nach N und münden schließlich in die Rotach. Sie ändern ihre Fließrichtung also um 180°. Auch Fischerbach und Hausbach auf der anderen Seite des Rotachtales zeigen spiegelbildliche Fließrichtungen, die sich hier gleichfalls um 180° ändern. Die meisten Entwässerungsnetze verästeln sich wie eine gewöhnliche Baumkrone, bei denen schon die Zuflüsse ähnliche Richtungen besitzen wie der Hauptfluss. Das Entwässerungsnetz der Rotach gleicht aber eher der Krone einer Trauerweide (Blumrich 1927).
Dieses sog. Trauerweiden-Entwässerungsnetz lässt sich letztlich auf den Kampf zwischen Rhein und Donau um die Vorherrschaft im Bodenseegebiet zurückführen. Danach war die Entwässerung hier ursprünglich nach Nordosten gerichtet und gehörte zum Abflussregime der Donau. Vor etwa 2,6 Mio. Jahren gelang es dem damals noch im Südschwarzwald entspringenden Oberrhein, durch rückschreitende Erosion erst die Aare und später, während der Donau- und Günzeiszeit, auch den Alpenrhein anzuzapfen (Villinger 2003), die bis dahin Nebenflüsse der Donau gewesen waren. Da die Zuflüsse des Rheins bis heute ein bedeutend höheres Gefälle aufweisen als die der Donau, entwickelten sie auch eine deutlich höhere Erosionskraft. Schon lange vor der letzten Eiszeit gelang es Rheinzuflüssen, auch das Entwässerungssystem der Rotach anzuzapfen und ihre Entwässerungsrichtung umzudrehen. Nur die Oberläufe von einigen ihrer Zuflüsse haben bis heute die alte Fließrichtung beibehalten (Hantke 1993).

Halt 2.8: Gröbstkörnige Konglomerate der OSM am Hochberg (UTM 32T E: 560091, N: 5265841).
Hinter einer Kehre westlich des Hochberges wird die Straße, die weiter nach S zum Pfändergipfel führt, von einer hohen, felsigen Böschung mit extrem grobkörniger Nagelfluh begleitet (Karte 1). Die Zwickel zwischen den meist hervorragend gerundeten, bis mehr als 50 cm großen Geröllen sind mit Sandstein gefüllt. Dass es sich dabei nicht um glazigene Ablagerungen handelt, ist an den zahlreichen Drucklösungsnarben auf Gerölloberflächen zu sehen, die in quartären Ablagerungen fehlen, denn die Konglomerate vom Hochberg waren ursprünglich hoch überlagert und tektonischem Stress ausgesetzt. Ähnliche Konglomerate bauen auch den Pfändergipfel auf und gehören zur OSM, deren miozänes Alter sich aus Fossilfunden in den diese Konglomerate begleitenden Mergeln ableiten lässt. An der Straße zwischen Alberloch und Eichenberg wurden Onkoide gefunden, von Cyanobakterien konzentrisch umkrustete Gehäuse der Süßwasserschnecke *Brothia escheri*, sog. „Schneckenmumien“, die noch die Form turmförmiger Schneckenschalen erahnen lassen (abgebildet in Lagally et al. 2009). Sie werden als Süßwasseronkoide oder auch als „Eichenberger Kugeln“ bezeichnet. Auch Schalenreste von weiteren Süßwasser- und Landschnecken sind von hier bekannt, zudem Knochenreste und Zähne von Säugern (Uhlig 1986), u. a. ein Zahn von *Pseudarctos bavaricus*, einem ausgestorbenen Raubtier aus der Hunde- und Bärenverwandtschaft. Der von der Erosion verschonte Teil der zum Hangenden hin zunehmend gröberkörnigen OSM-Schichtfolge (coarsening-upwards sequence) hat am Pfänder eine Gesamtmächtigkeit von an die 1000 m (Uhlig 1987, Kanzock 1995).
Das Konglomerat enthält zum allergrößten Teil Sandstein- und Kalkstein-Gerölle aus der Flyschzone, seltener andere Kalke, die eher aus den Nördlichen Kalkalpen oder aus dem Helvetikum stammen könnten. Immer wieder treten hier marine Kalkstein-

Gerölle des Eozäns auf, die Rhodoide enthalten (von Rotalgen ausgefällte Kalkknollen), ähnlich wie die sog. Lithothamnienkalke im eozänen Nummulitenkalk des Helvetikums. Da sie aber ein deutlich anderes Erscheinungsbild (Fazies) besitzen als diese, stammen sie wohl nicht aus dem Helvetikum. Insgesamt sind es typische Konglomerate der Bodenseeschüttung (Uhlig 1987), nur in einer ungewöhnlichen gröbst- bis riesenkörnigen sog. „proximalen" Konglomeratfazies ausgebildet. Vergleichbar grobkörnige Konglomerate sind auch aus der OSM des Auerberges (Nordflügel der Hauchenberg-Mulde) bekannt (Scholz 2000, 2016).

Halt 2.9: „Geköpftes" Riedbach-Tal oberhalb Lutzenreute (UTM 32T E: 559687, N: 5266595).
Der Riedbach (auf der Karte steht „Rickenbach") entspringt in sumpfigen Wiesen am Grunde eines breiten Hochtals oberhalb von Lutzenreute, ca. 250 m im NW von Schüsselleben, und fließt von hier aus Richtung Scheidegg. Im Verhältnis zur Größe des Bachlaufes ist das mit einem breiten, ebenen Talboden ausgestattete, gleichmäßig nach N geneigte Tal viel zu breit. Der Bach verwendet ein älteres, nicht von ihm selbst eingeschnittenes Tal, das über die Quellen des Riedbaches hinaus in gleicher Breite noch einige hundert Meter weiter nach SSW weiterzieht. Oberhalb von Lutzenreute wird es urplötzlich vom Westhang des Pfänderrückens abgeschnitten. Eine Rinne, die im Oberlauf nicht versteilt, nicht verschmälert und urplötzlich einfach aufhört, wird „geköpftes Tal" genannt. Hier lag zeitweise der Eisrand der Argen-Leiblach-Zunge des Rhein-Bodensee-Vorlandgletschers, und es waren seine nach N abfließenden Schmelzwässer, die das breite Tal des Riedbaches ausräumten. Die Rinne entstand während der ersten Rückzugsphasen des Würm-Hochglazials, als der ursprünglich weithin eisbedeckte Pfänderrücken als sog. „Nunatak" aus dem Gletschereis wuchs und hier Schmelzwässer fließen konnten.

Halt 2.10: Nackentälchen mit Gleitmasse am NW-Hang des Hochberges (UTM 32T E: 559946, N: 5266744).
Die das breite Riedbachtal ausräumenden Schmelzwässer haben sich am NW-Hang des Hochberges in Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse eingetieft, in eine 15 bis 20° nach NW fallende Wechselfolge von Konglomeraten und Mergeln. Eines der schief stehenden Konglomeratpakete wurde dabei am Hangfuß anerodiert und ihm so die Abstützung genommen. Ein Konglomeratplatten-Segment scheint daraufhin auf den unterlagernden Mergeln ein Stückweit ins Tal des Riedbaches gerutscht zu sein. Dort, wo am NW-Hang des Bergrückens die Konglomeratplatte abriss, sank ein zwei Dekameter breites und etwa 150 m langes Tal durch Überdehnung ein, das nicht nur bei Scholz (1993a), sondern sogar auf der TK 50 (Nr. 8524 Lindau) eingezeichnet ist (Elsner 2005). Ein derartiges, nicht durch Erosion, sondern bei Hangbewegungen durch sog. „Bergzerreißung" entstandenes Trockental wird „Nackentälchen" genannt. Es ist von Schüsselleben aus über einen Forstweg bequem erreichbar.

Halt 2.11: OSM-Konglomerate und die Scheidegger Wasserfälle (UTM 32T E: 563084, N: 5271225).
Die Scheidegger Wasserfälle im Oberlauf des Riedbaches sind an Stellen entstanden, wo dieser Bach, der bei Lindau in den Bodensee mündet, an der übersteilten, stufigen

Westflanke des Pfänderrückens über Konglomerate der Oberen Süßwassermolasse zu Tale stürzt. Sie sind Teile eines Lehrpfades und als Geotop ausgewiesen (Lagally et al. 2009). Die grobkörnigen, ziemlich festen Konglomerate gehören zur OSM des Pfänderfächers (Bodenseeschüttung) und dort zu einer Wechselfolge aus mächtigen, kristallinfreien Konglomeratpaketen mit mergeligen Zwischenlagen. Sie wurde im Laufe des Obermiozäns tektonisch deformiert, verkippt und gehört zum Aufgerichteten Südrand der Vorlandmolasse (Abb. 11, 12). Allerdings fallen die OSM-Konglomerate im Bereich der Scheidegger Wasserfälle nur mit wenigen Grad nach NW ein. Unter den Konglomeratwänden sind im Bereich der Wasserfälle auch zugehörige, teilweise sandige Mergel aufgeschlossen. Nach Uhlig (1987) sind in vergleichbaren Mergeln am Pfänderrücken eine ganze Anzahl von Fossilien entdeckt worden (vergl. Halt 2.8). Der Lehrpfad kostet einen Eintritt, Kinder können hier unter Anleitung Nagelfluh-Brocken durchschneiden und anpolieren.

Halt 2.12: Altpleistozäne Nagelfluh am Stadtrand von Lindenberg (UTM 32T E: 568023, N: 5273661).
Im Osten von Lindenberg, südöstlich Großholz, stehen Industriegebäude in einem breiten Trockental. Man erreicht es vom Zentrum von Lindenberg aus, indem man nicht der B 308, sondern der parallel verlaufenden Großholzer Straße nach E folgt. Südlich dieses ca. 60 m breiten Trockentals, einem würmzeitlichen Schmelzwassertal, liegt eine bewaldete, bis 814 m ansteigende Anhöhe. An der steilen Nordflanke dieses Hügels finden sich im Wald einige Anrisse, in denen poröse Nagelfluh herauskommt, offensichtlich der Kern der Anhöhe. Es sind typisch „luckige“, durch Calcit verfestigte, quartäre Konglomerate, also ehemalige Schmelzwasserkiese. Sie wurden erst 2003 im Rahmen einer Diplomkartierung entdeckt (Kratzer 2004), erst 10 Jahre nach Drucklegung von Scholz (1993a), sind deshalb dort auch nicht eingezeichnet, aber auf Karte 1 nachgetragen.
Für ihr quartäres Alter spricht u. a. der Geröllbestand, der vom recht eintönigen des Pfänderfächers (Uhlig 1987) deutlich abweicht. Gute Verfestigung und weitgehendes Fehlen von Kristallingeröllen sprechen für ein höheres Alter dieses ziemlich isolierten Nagelfluhvorkommens. Pleistozäne Konglomerate, die noch etwas höher liegen und wohl älter sind, findet man z. B. an der Schweineburg bei Brugg (Halt 3.10), am Winkelholz oberhalb des Schüttentobels (Halt 3.3) oder bei Simmerberg an der Iberger Kugel (Halt 3.7). Wie diese stammt auch das bei Lindenberg aus dem Altpleistozän und könnte während der Mindeleiszeit als Schmelzwasserkies entstanden sein.

Halt 2.13: Rest des Riesenfindlings im Ellhofer Moos bei Mantzen (UTM 32T E: 569338, N: 5272390).
Etwa 250 m unterhalb des Kreisverkehrs an der B 308/B 32 quert ein Radweg die B 308, die ehemalige Trasse der Lokalbahn Röthenbach-Weiler. Diesem Radweg folgt man ca. 300 m in SW-Richtung, wo eine Informationstafel auf den Findling in unmittelbarer Nähe des Radweges hinweist.
Es handelt sich um den als Geotop ausgewiesenen, spärlichen Rest eines ursprünglich riesigen Kalkstein-Findlings (Lagally et al. 2009) südlich von Mantzen, in dem ein Steinbruch angelegt und der im Laufe des 18. und 19. Jh. fast vollständig abgebaut

worden ist (Hermann & Scholz im Druck). Der Kalkstein diente als Baumaterial und zur Herstellung von Branntkalk. Der Kalkblock stammt aus der Kalkalpinen Obertrias (Wasmund 1929) und zwar von den Drei Schwestern bei Vaduz, stürzte während der letzten Eiszeit auf die Eisoberfläche, wurde vom Rheingletschers ins Alpenvorland transportiert und von der Rotachzunge nördlich Weiler abgesetzt. Ursprünglich dürfte der Block einmal 3000 bis 4000 m³ groß gewesen sein (Lagally et al. 2009), was einem Gewicht von 7500 bis 10 000 t entspricht. Er war damit mindestens so groß oder sogar noch etwas größer als der Konglomerat-Riesenfindling „Stein" beim Weiler Stein in der Nähe von Betzigau im Kempter Wald – mit Abstand der größte bis heute im Alpenvorland erhaltene Findling (Müller & Scholz 2011).

3. EXKURSIONSTAG

Gebiet zwischen Eistobel, Maierhöfen und Isny (Halte 3.1–3.12)

Exkursionsverlauf: Ebratshofen – Schüttentobel – Eistobel – Winkelholz – Seltmans – Großholzleute – Simmerberg bei Maierhöfen – Laubenberg bei Grünenbach – Schweineburg bei Brugg – Kapf nördlich von Isny – Rohrdorf

Halt 3.1: Parkplatz bei Ebratshofen nahe dem Schüttentobel (UTM 32T E: 578506, N: 5274413).
Zum Höhepunkt der Würmeiszeit, vor etwa 20 000 bis 25 000 Jahren, waren Schüttentobel, Eistobel und das Tal der Jugetach eisfrei (Abb. 10). Über die Jugetach flossen Schmelzwässer von der bei Missen liegenden Missener Zunge des Illergletschers ab. Eine sich von SW her im Tal der Oberen Argen vorschiebende Zunge des Rhein-Bodensee-Vorlandgletschers endete bei Ebratshofen, während das Nordende des Eistobels von einem weiteren Lappen (Rotachzunge) des gleichen Gletschers blockiert wurde. Da die Schmelzwässer deshalb nicht durch den Eistobel abfließen konnten, staute sich vor dem Schüttentobel ein Schmelzwassersee auf. Die im Argen- und Jugetachtal abgesetzten, tonig-kiesigen Ablagerungen sind teilweise bis heute erhalten geblieben und bis vor wenigen Jahren östlich Wilhams in einer Kies- und Lehmgrube abgebaut worden.
An der Jugetach bei Geretsried, ca. 5 km oberhalb ihrer Einmündung in die Obere Argen, wurde zwischen 1912 und 1919 und dann wieder zwischen 1947 und 1949 ein Pechkohleflöz in der USM im Tiefbau abgebaut, die sog. „Kargzeche" (Bühring 1993 und King 2004).

Halt 3.2: Wanderung im Schütten- und Eistobel durch die OMM (UTM 32T E: 577653, N: 5276022).
Man sollte Gummistiefel mitnehmen, um gegebenenfalls durch die Argen waten zu können. Vom Sägewerk im Schüttentobel bei Ebratshofen ca. 1 km nach N. Der Bereich nördlich des Sägewerkes ist ein alter Industriestandort, wo im 19. Jh. ein Hochofen betrieben wurde. Für seine Blasebälge wurde die Wasserkraft der Oberen Argen genutzt.

Am Steg über die Argen muss der Besucher für das Betreten der Schlucht, die unter Naturschutz steht und als Geotop ausgewiesen ist, Eintritt zahlen (Lagally et al. 2009). Am Weiterweg bildet das Gegenufer eine hohe Felswand aus grober, deutlich geschichteter, flach nach Norden einfallender Nagelfluh. Die Molassekonglomerate sind auch am Fußweg aufgeschlossen. Es handelt sich um verfestigte Molassekiese, deren Gerölle zum überwiegenden Teil aus den Nördlichen Kalkalpen und den Flyschbergen stammen. Da die Konglomerate außerdem auffällig viel Gneis- und Quarzgerölle enthalten, sind auch zentralalpine Gesteine dabei (Hochgratschüttung!). Immer wieder sind hier blättrige Austernschalen und Reste anderer Meeresorganismen zu finden. Es handelt sich um verfestigte Kiese an der Basis der Oberen Meeresmolasse (OMM), denn vor rund 20 Mio. Jahren (Untermiozän) wurde der Kies-Schwemmfächer vorübergehend zu einem Deltakomplex, der ins damals das Alpenvorland bedeckende Molassemeer vorgebaut wurde (Abb. 1/1). Die gesamte Schichtfolge der OMM, die im Schüttentobel und Eistobel von der Oberen Argen durchschnitten wird, ist Teil des Aufgerichteten Südrandes der Vorlandmolasse (vergl. Abb. 11, 12) und fällt mit etwa 5 bis 10° nach NNW ein (Jürges 1970).

Ein Stück weiter flussabwärts erreicht man unterhalb des Eistobel-Steges Stromschnellen und Wasserfälle, die sich bei tiefen Temperaturen im Winter in eindrucksvolle Eiskaskaden verwandeln. Das Wasser stürzt hier über schief stehende Konglomerat- und Sandstein-Platten nach unten und hat an mehreren Stellen sehr große und tiefe Strudeltöpfe in den Fels gefräst. Die hier mit etwa 35° nach NNW geneigten Schichtflächen fallen offensichtlich deutlich steiler ein als die Schichtfolge weiter im N und S. Wenn es sich hier nicht um eine flexurartige tektonische Verbiegung der Schichten handelt – wofür sich keine Anhaltspunkte finden lassen – dürften die schräg liegenden Schichten Teil einer Delta-Schrägschichtung sein, wie sie für einfach gebaute Deltas (Gilbert-Deltas) charakteristisch sind (vergl. hierzu Scholz 2016: Abb. 161). Solche schräggeschichteten Sedimentpakete („large scale cross bedding“), die als Gilbert-Deltas bezeichnet werden, sind auch von anderen Stellen in der OMM bekannt, etwa vom Enschenstein bei Weiler (Halt 1.1) oder vom Kanzelfels am Pfänder (Schaad et al. 1992).

Kurz unterhalb dieser Gefällestrecke kann man bei Niedrigwasser mit Gummistiefeln auf die andere Argenseite wechseln und die hier in einer Felswand anstehenden fossilreichen Sandsteine und OMM-Konglomerate genauer anschauen. Diese Schichtfolge überlagert das oben beschriebene, schräg geschichtete Sedimentpaket und fällt hier wieder mit weniger als ca. 10° nach NNW ein. Die grobkörnigen Sedimente überlagern mergelig-schluffige Ablagerungen mit scharfer Grenze. An der Grenzfläche sind große Belastungsmarken (load casts) entwickelt, d. h. die feinkörnigen Ablagerungen scheinen sehr rasch von Kiesen und Sanden überschüttet worden zu sein. Dadurch wurde die Tragfähigkeit dieser ursprünglich wassergesättigten, weichen, schluffig-mergeligen Ablagerungen überschritten und die grobkörnigen, deutlich schwereren Ablagerungen sanken wannenförmig in ihre Unterlage ein.

Man geht auf dem gleichen Fußweg im Eistobel zum Parkplatz am Schüttentobel zurück. Weiter flussabwärts werden die Ablagerungen der OMM von denen der OSM überlagert, die bei Obersteig (Halt 1.12) gut aufgeschlossen sind.

Halt 3.3: Altpleistozäne Nagelfluh am Winkelholz oberhalb des Schüttentobels (UTM 32T E: 580036, N: 5275396).
Auf der Weiterfahrt von Ebratshofen nach Seltmans führt die Straße steil bergauf. Am höchsten Punkt zweigt man nach links Richtung Unterried ab. Nach etwa 500 m wird das Auto am Waldrand abgestellt. Ein links abzweigender Forstweg führt zu einem verwachsenen Steinbruch, in dem früher eine poröse, pleistozäne Nagelfluh abgebaut wurde. Sie unterlagert das Winkelholz, ein bewaldetes Plateau von etwa 1,2 km Durchmesser (Karte 2). Obwohl die mächtigen, grobkörnigen, geschichteten, kristallinarmen Konglomerate am Rande dieses Plateaus immer wieder aufgeschlossen sind, waren sie offenbar immer übersehen und erst bei einer Kartierungsübung zufällig entdeckt worden. Da diese verfestigten Schmelzwasserkiese zu Pulver zerfallene („veraschte“) Dolomitgerölle, sog. „hohle Gerölle“, und stellenweise auch geologische Orgeln enthalten, haben sie wohl ein rel. hohes Alter. Bei Sondierungen konnten im Liegenden davon auch pleistozäne Bänderschluffe nachgewiesen werden. Eine deutliche Stufe im Winkelholz-Plateau spricht dafür, dass es von zwei unterschiedlich hoch liegenden und vermutlich auch unterschiedlich alten Nagelfluhplatten aufgebaut wird (Strohmenger 1998). Der Westrand des älteren, etwas höher gelegenen der beiden Nagelfluhpakete besteht aus besonders grobkörnigen, ungeschichteten und an Blockmoränen erinnernden Konglomeraten (vergl. Halt. 3.7.). Das genaue Alter der sicher altpleistozänen Konglomerate ist unbekannt; Strohmenger (1998) stellt sie mit Vorbehalt, vor allem aufgrund ihrer Höhenlage, in die Haslacheiszeit. Direkt an der Hangschulter über dem Steilhang zum Schüttentobel sind, ähnlich wie bei Halt 3.7, eindrucksvolle Nackentälchen entwickelt (UTM 32T E: 578992, N: 5274973) – Hinweise auf sog. „Bergzerreißung“ infolge aktiver Hangbewegungen.

Halt 3.4: Fossilreiche OMM-Konglomerate an der B 12 bei Seltmans (UTM 32T E: 581882, N: 5277223).
Das ca. 1 km breite Weitnauer Tal ist bei Seltmans vom Tal der Unteren Argen durch einen schmalen, niedrigen Höhenrücken getrennt, die würmzeitliche Stirnmoräne der Weitnauer Zunge, die bei Hellengerst vom Iller-Vorlandgletscher abgezweigt ist. Parkplatz vor der ehemaligen Papierfabrik in Seltmans.
Gegenüber der Einmündung der durch Seltmans führenden Straße St 2001 in die B 12 liegt ein kleines, von einem hohen Zaun umgebenes Wasserbecken. Zwängt man sich am Zaun vorbei, findet man unweit dieses Wasserbeckens am Hangfuß des Sonneckzuges kleine Aufschlüsse in Schillsandsteinen und austernführenden Konglomeraten. Sie gehören, ähnlich den Konglomeraten im Eistobel (Halt 3.2), zum älteren Teil der OMM-Schichtfolge und zum Aufgerichteten Südrand der Vorlandmolasse (Abb. 11).

Halt 3.5: OMM-Konglomerate am Osthang der Kugel bei Seltmans (UTM 32T E: 581423, N: 5277452).
Vom Parkplatz Halt 3.4 aus auf einer blind endenden Straße nach N. Nach etwa 500 m parken. Hier überquert man die Untere Argen auf einem Steg und folgt einem Fußweg hangaufwärts bis zu einer Felswand am Fuße der Kugel. Diese teilweise überhängende Wand, die als Klettergarten genutzt wird, besteht aus Molasse-Konglomeraten und geschichteten, zum Teil rötlich gefärbten Sandsteinen, die deutlich nach N einfallen. Die

Konglomerate haben einen hohen Anteil von Gneis-Geröllen, sind also Bestandteil der Hochgrat-Schüttung. Da sie gelegentlich Bruchstücke von Austernschalen enthalten, gehören sie gerade noch zum jüngsten Abschnitt der OMM, unmittelbar im Liegenden der OSM. Am Prallhang der Unteren Argen nahe der Klausenmühle, 500 m weiter im N, sind fossilführende OSM-Mergel aufgeschlossen, die Kohlestücke sowie Schalen von Süßwasser- und Landschnecken enthalten.

Halt 3.6: Bändertone aus einem Schmelzwassersee bei Großholzleute (UTM 32T E: 581055, N: 5281565).
Auf der B 12 im Tal der Unteren Argen weiter nach N. Bei Großholzleute wird die breite, periphere Schmelzwasserrinne des Rhein-Bodensee-Vorlandgletschers erreicht, in der Schmelzwässer am Rande der würmzeitlichen Maximalstände (Äußere Jungendmoräne, Abb. 8, 9, 10) von Maierhöfen über Großholzleute und Friesenhofen nach Leutkirch abfließen konnten (Abb. 8, 9). Hinter Großholzleute die B 12 weiter Richtung Isny. Man passiert das Ortsschild, ignoriert nach ca. 100 m die erste Abzweigung nach rechts. Kurz dahinter parkt man auf dem Parkplatz auf der rechten Seite und läuft an der Bundesstraße bis zur oben genannten Abzweigung zurück und auf einem geteerten Weg Richtung Haus (Lochmühle). Vor dem Gebäude zweigt man rechts in den Wald ab. Auf einen Trampelpfad weiter, bis man einen guten Blick auf Prallhänge des stark mäandrierenden Maierhöfener Baches hat.
Hier sowie am Bachgrund sind weiche, tonreiche, laminierte (feinschichtige) Mergel aufgeschlossen, Bänderschluffe (Bändertone, Warventone, Beckentone), also kaltzeitliche Seeablagerungen, die hier während der Würmeiszeit abgesetzt wurden (Scholz & Peter 1995) und auf Karte 2 sowie bei Scholz (1993a) eingezeichnet sind. Dieser Schmelzwassersee entstand in der oben erwähnten peripheren Rinne, als das Gletschereis ein Stückweit über die Maximalstände hinaus nach Osten vorrückte und den Abfluss vorübergehend blockierte. Diese Blockade muss wohl einige Jahrhunderte lang gedauert haben, denn die deutlich erkennbare Lamination ist eine Jahresschichtung.

Halt 3.7: Blockmoränen und Bergzerreißung bei Simmerberg an der Riedholzer Kugel (UTM 32T E: 580849, N: 5278266).
Weiter der B 12 Richtung Isny folgen und linkerhand Richtung Maierhöfen abbiegen. In Maierhöfen links Richtung Großholzleute bis Neppen, wo man hinter dem ersten Haus rechts abbiegt und einer kleinen Teerstraße zum Feriendorf Raschenberg hinauf folgt. Nahe dem höchsten Punkt der Höhe wird oberhalb des Feriendorfes nahe der Kapelle am Hof Simmerberg geparkt. Von hier aus auf einem Feldweg über Wiesen ca. 250 m in nordöstlicher Richtung, bis man den Waldrand an der Talschulter hoch über dem Tal der Unteren Argen erreicht.
Im Wald ist extrem grobkörnige, sehr poröse, „luckige“ Nagelfluh aufgeschlossen – durch Calcitkrusten fest verbackenes Blockwerk aus kaum gerundeten, teilweise eckigen Komponenten, mit Kantenlängen bis mehr als 1 m. Bei dieser gröbstkörnigen, ungeschichteten und schlecht sortierten Nagelfluh muss es sich um pleistozäne Bildungen handeln, um unmittelbar in der Nähe des Eisrandes abgesetzte sog. Blockmoränen. Sie haben sich hier am Höhenrücken nördlich der Kugel erhalten, hoch über den würmzeitlichen Maximalständen (Abb. 8) und sind auf Karte 2 sowie bei Scholz (1993a)

eingezeichnet. Komponenten aus Gneis oder Amphibolit, wie bei riss- und würmzeitlichen Ablagerungen des Rhein-Bodensee-Vorlandgletschers, sind hier selten. Wie die Konglomerate vom Winkelholz (Halt 3.3) stammen sie wohl aus dem Altpleistozän, vielleicht aus der Mindel- oder Haslacheiszeit.

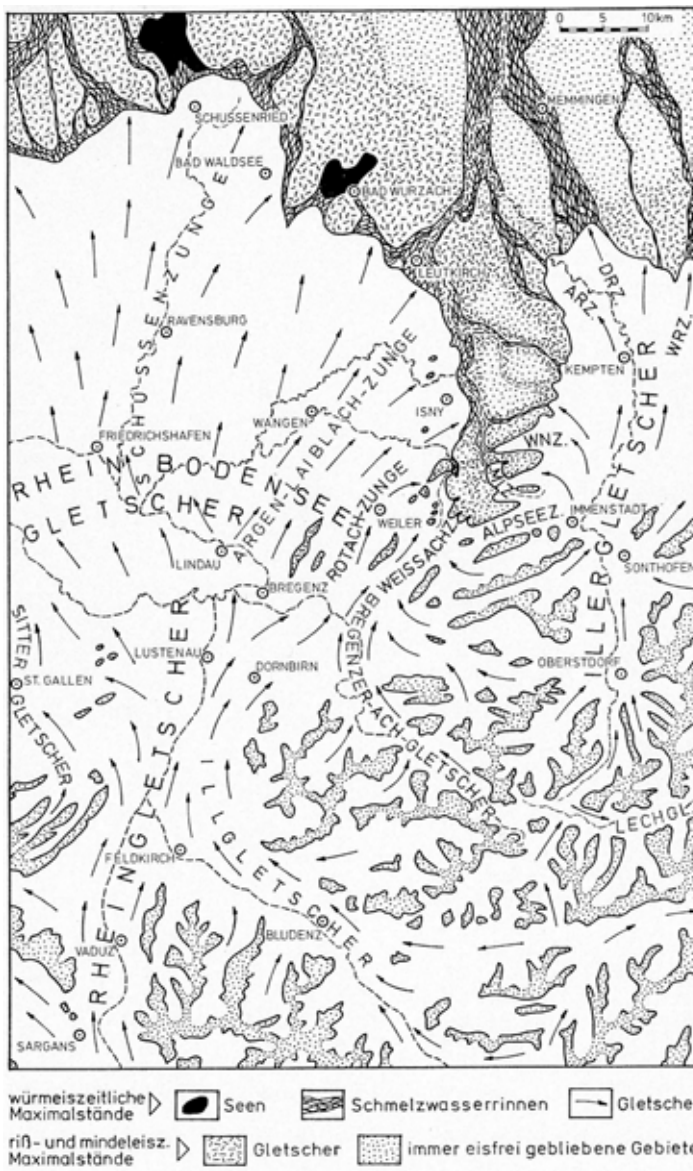


Abb. 8: Paläogeographische Übersichtskarte des östlichen Rhein-Bodensee-Vorlandgletschers und des westlichen Iller-Vorlandgletschers während des würmzeitlichen Vereisungsmaximums (LGM), mit wichtigen Eisströmen und Gletscherzungen. Aus Scholz (1993a: Abb. 11).

Die Nagelfluh liegt hier dem höchsten Teil des Rückens auf (Abb. 9), der sich im N an die 1068 m hohe Riedholzer Kugel anschließt. Sie ist durch tiefe Gräben in mehrere schmale, steilflankige, N-S laufende und parallel orientierte Felsrippen zerlegt. Es sind sogenannte Nackentälchen – durch Hangbewegungen entstandene Zerrspalten. Grund hierfür sind weiche OSM-Mergel, denen die Nagelfluh direkt auflagert. Sie weichen bei Durchfeuchtung auf und dienen als Gleitmittel. Der Schwerkraft folgend rutscht die ganze Nagelfluh-Platte langsam ab. Ähnlich wie die Konglomerate am Winkelholz, bei denen es sich gleichfalls um Blockmoränen handelt (Halt 3.3), wird sie dabei durch „Bergzerreißung" in einzelne Segmente zerlegt.

Halt 3.8: Risszeitliches Kar mit Lokalmoräne unterhalb von Raschenberg (UTM 32T E: 580000, N: 5278208).
Von Halt 3.7 aus, die Höhe hinunter und 200 m zurück zur oberen Zufahrt zum Feriendorf von Raschenberg. Von hier aus hat man einen guten Blick auf einen wallartigen Höhenrücken, der am Nordhang der Iberger Kugel ansetzt und unterhalb des Feriendorfes das Tal des Flucker Bachs begleitet. Dieser Rücken mit seinem deutlichen, gleichmäßigen Gefälle in nördlicher Richtung wird von Jerz & Ziegler (1983) als Moränenwall gedeutet, der von einem risszeitlichen Lokalgletscher am Nordhang der Kugel stammt. Der Flucker Bach entspringt in einer weiten Senke zwischen Iberger und Riedholzer Kugel, an deren Grund sich tatsächlich quartäre Seesedimente nachweisen lassen – offenbar Ablagerungen eines ehemaligen Karsees (Strohmenger 1998). Kar und Wallstruktur lassen Rückschlüsse auf die Erniedrigung der Schneegrenze im Alpenvorland zu. Nach Jerz & Ziegler (1983) lag die Gleichgewichtslinie im Mittelpleistozän bei < 1000 m ü. NN, was einer Depression der Gleichgewichtslinie von deutlich mehr als 1500 m entspricht!

Halt 3.9: Würmzeitlicher Maximalstand bei Laubenberg (UTM 32T E: 575902, N: 5274327).
Weiter über Maierhöfen auf der St 7318 Richtung Grünenbach. Unmittelbar westlich von Maierhöfen führt die Straße über eine Anhöhe, bei der es sich um Moränenwälle der würmzeitlichen Maximalstände (Äußere Jungendmoräne) des Rhein-Bodensee-Vorlandgletschers handelt. Weiter auf der sog. „700-m-Terrasse" über die Eistobel-Brücke nach Grünenbach, wo man der St 7318 etwa 1,5 km weiter nach SSW folgt. Am Hof Galgenbauer zweigt linkerhand eine schmale, gesperrte Straße ab, die nach Laubenberg hinaufführt.
Der Hof Laubenberg liegt auf einer begrünten Verebnungsfläche, die vom westlich anschließenden Tal durch eine längliche, gleichfalls grüne Kuppe abgeriegelt wird. Sondierungen ergaben, dass diese Kuppe aus eiszeitlichen Geschiebemergeln besteht, während sich unter der Verebnungsfläche pleistozäne Seeablagerungen verbergen (Karte 2). Am Laubenberg selbst ließen sich hinter dem gleichnamigen Gehöft mächtige Verwitterungsdecken erbohren. Demnach markiert die längliche, grüne Kuppe wohl den Maximalstand des östlichen Rhein-Bodensee-Vorlandgletschers, dessen Eisrand hier auf einer Höhe von ca. 800 m lag. Die Seeablagerungen (Beckensedimente) wurden hingegen in einem vom Eis abgedämmten Schmelzwassersee abgesetzt, der sich vor ca. 20 000 Jahren im toten Zwickel zwischen dem Hang des Laubenberges und dem Eisrand aufgestaut hatte (Scheidhammer 1994).

Halt 3.10: Altpleistozäne Konglomerate zwischen Brugg und Isny (UTM 32T E: 575938, N: 5279225).
Über Schönau, Röthenbach und Gestratz nach Brugg, wo man der kleinen Teerstraße folgt, die über Dinnersberg, Tannen und Birkach Richtung Isny führt. Am Hof Hergottswiesen stellt man das Auto am Wiesenrand ab.
Man folgt einem rechts abzweigenden, für Fahrzeuge gesperrten Forstweg etwa 200 m über eine Wiese nach SE. Er führt auf eine waldige Kuppe, in der früher einmal ein Steinbruch angelegt war. Ein Teil der Steinbruchwände grenzt noch heute an den Forstweg; hier ist eine grobkörnige, deutlich geschichtete Nagelfluh aufgeschlossen. Die durch Calcitkrusten fest verbackenen Kiese sind im Vergleich zu den OSM-Konglomeraten äußerst porös. Es handelt sich um stark verfestigte, „luckige" quartäre Schmelzwasserkiese. Die Schweineburg-Nagelfluh ist auch auf Abb. 9 sowie bei Scholz (1993a) verzeichnet. Sie stellt heute das Höchste der umliegenden Landschaft dar – obwohl sie ja ursprünglich am Grunde eines Tales abgelagert worden sein muss, klassisches Beispiel einer sog. „Reliefumkehr". Die Nagelfluh stammt vermutlich aus dem Altpleistozän, vielleicht aus der Haslacheiszeit. Ihre Armut an Kristallingeröllen zeigt, dass sie wohl kaum von Schmelzwässern des Rheingletschers im engeren Sinne geschüttet worden sein kann, der immer größere Mengen von Kristallin-Schutt aus den Schweizeralpen mitgebracht hat.

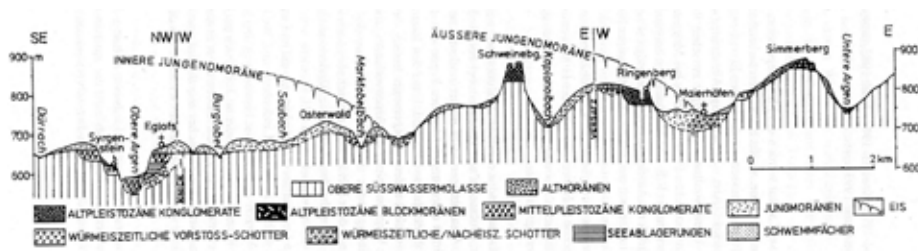


Abb. 9: Geologischer Profilschnitt (überhöht) zwischen der Unteren und Oberen Argen. Angeschnitten werden u. a. die altpleistozänen Konglomerate von Simmerberg und Schweineburg, sowie Äußere und Innere Jungendmoräne. Aus Scholz (1993a: Abb. 12).

Halt 3.11: Pleistozäne Nagelfluh und OSM-Kohle am Kapf nördlich Isny (UTM 32T E: 575773, N: 5284979).
Weiter nach Isny und über Neutrauchburg zur Gaststätte Jägerhof am Kapf-Südhang. Vom Parkplatz aus zu Fuß auf einer Forststraße am Südhang des 805 m hohen Kapf entlang ca. 300 m nach Osten.
Am steilen Südosthang unterhalb des Kapf-Gipfels ein alter Steinbruch in grobkörniger, deutlich geschichteter Nagelfluh. Diese durch Calcitkrusten fest verbackenen Kiese sind im Vergleich zu den Molassekonglomeraten äußerst porös. Es handelt sich um stark verfestigte, typisch „luckige", quartäre Schmelzwasserkiese. Da sie heute das Höchste der umliegenden Landschaft darstellen – obwohl sie ja ursprünglich am Grunde eines Tales abgelagert worden sein müssen – sind sie vermutlich während der Mindeleiszeit entstanden. Ihre Armut an Kristallingeröllen weist darauf hin, dass sie wohl auch nicht von Schmelzwässern des Rheingletschers i. e. S. geschüttet worden

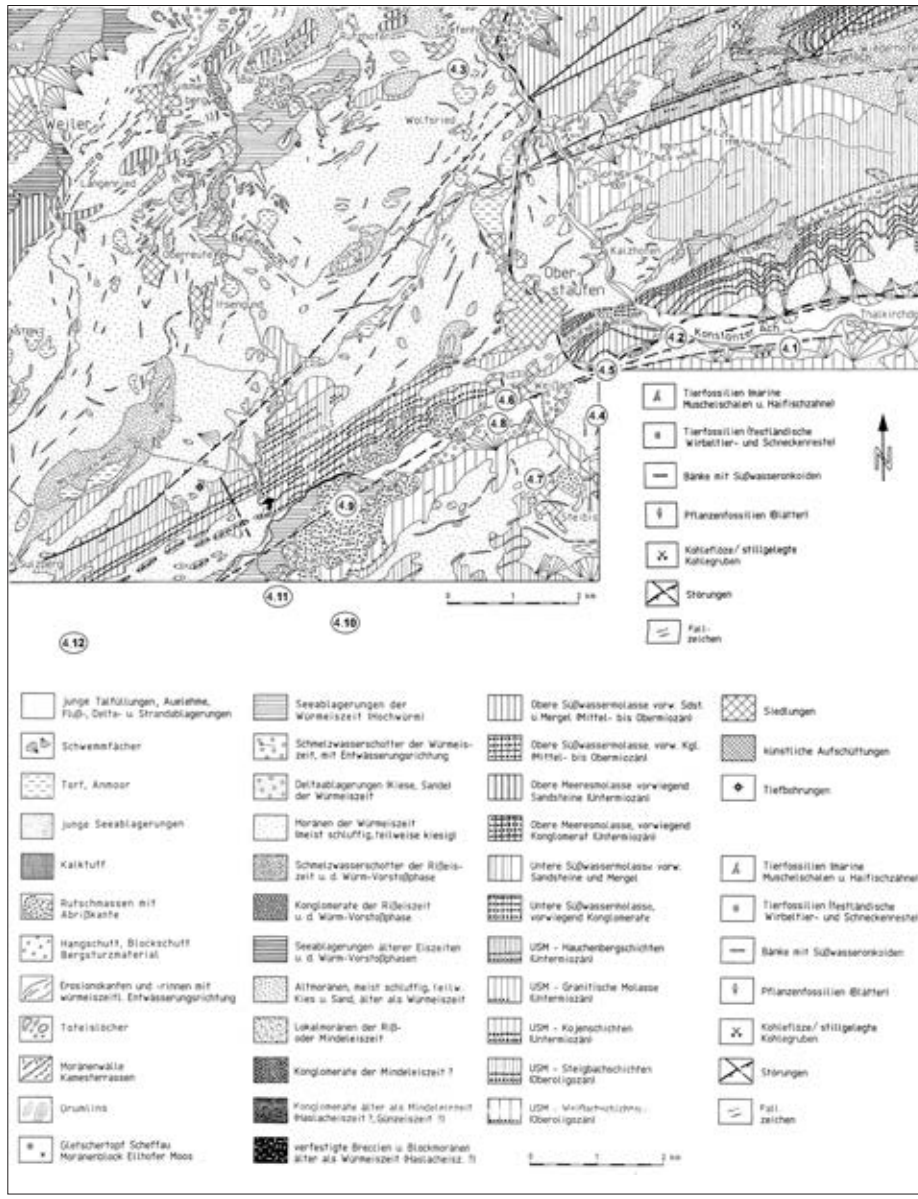
sind. Das Nagelfluh-Vorkommen vom Kapf ist nur auf der GK 25 Blatt Isny Nord verzeichnet (Hansel 1989).
Auf der Nordostseite des Höhenrückens, der im Kern aus Ablagerungen der OSM besteht – über Forstwege in etwa 1 km Entfernung vom obigen Aufschluss erreichbar – lassen sich mehrere Pingen (Einsturztrichter über kollabierten Stollen), ein verstürztes Stollenmundloch sowie kleine Abraumhalden nachweisen (UTM 32T E: 575865, N: 5285459). Hier befand sich in der 2. Hälfte des 19. Jh. ein Kohlebergwerk, die sog. Herthagrube, in der ein Braunkohleflöz in der OSM im Tiefbau abgebaut wurde (Hansel 1989).

Halt 3.12: Europäische Hauptwasserscheide bei Rohrdorf (UTM 32T E: 580764, N: 5286772).
Vom Kapf zurück nach Neutrauchburg und weiter Richtung Rohrdorf. Wenn man zwischen Bühlberg und Aigeltshofer Berg die Brücke über die Untere Argen passiert hat, erreicht man die ehemalige, bis zu 2 km breite periphere Rinne (Abb. 9) auf der Ostseite des Rhein-Bodensee-Vorlandgletschers, in der während des Vereisungsmaximums der Würmeiszeit Schmelzwässer nach N zur Leutkircher Heide abflossen (Abb. 8). Bühlberg und Aigeltshofener Berg markieren den würmzeitlichen Maximalstand des östlichen Rhein-Bodensee-Vorlandgletschers und sind Teile der Äußeren Jungendmoräne, obwohl sie Molassekerne besitzen. Von der Straße unmittelbar im NW des Ortes Rohrdorf hat man einen guten Blick über die ehemalige periphere Rinne und die Maximalstandsmoränen.
Man steht hier auf einer weitläufigen, gleichmäßig nach W abfallenden, schrägen Rampe, auf der auch der Ort Rohrdorf steht. Diese Rampe setzt direkt unterhalb der Mündung des Rohrdorfer Tobels an und ist ein gewaltiger Schwemmfächer. Auf ihm wurde Material abgelagert, das durch Einschneiden dieses schluchtartigen Erosionstales in die Westflanke der Adelegg mobilisiert wurde. Der Rohrdorfer Schwemmfächer ist schon im ausgehenden Würm-Hochglazial nach W vorgebaut worden und hat mit der Zeit die periphere Rinne verschüttet. Dadurch wurde die Untere Argen gezwungen, die ursprünglich dieser Rinne weiter nach N zur Iller hin folgte, die Endmoränen östlich von Neutrauchburg zu durchbrechen und nach W dem Bodensee zuzustreben. Die Europäische Hauptwasserscheide zwischen Rhein und Donau verläuft genau über den Rohrdorfer Schwemmfächer, der nur auf der GK 25 Blatt Isny Nord (Hansel 1989) eingezeichnet ist – ein klassisches Beispiel für das Umschwenken einer „zentrifugalen“ zur „zentripetalen Entwässerung“ während des Rückschmelzens des Eises.

4. EXKURSIONSTAG

Gebiet zwischen Oberstaufen und Krumbach (Halte 4.1.- 4.12)

Exkursionsverlauf: Thalkirchdorf – Hinterstaufen – Ranzenried bei Stiefenhofen – Weißachmühle unterhalb von Oberstaufen – Steibis – Steinebuch – Aach – Haagspiel oberhalb Aach – Littenbach (Landesgrenze) – Trabers bei Krumbach in Vorarlberg



Karte 3: Haltepunkte des 4. Exkursionstages (Halt 4.1–4.7). Ausschnitt aus der „Geologischen Übersichtskarte des Landkreises Lindau“ (SCHOLZ 1993a: Beilage). Haltepunkte 4.10 bis 4.12 liegen ein Stückweit außerhalb des unteren Kartenrandes. Kartenlegende zu den geologischen Karten 1 bis 3.

Halt 4.1: Einführung am Parkplatz der Hündle-Lift-Talstation (Schwandlift) westlich Thalkirchdorf (UTM 32T E: 581415, N: 5267105).
Zum Höhepunkt der letzten Eiszeit, vor etwa 20 000 bis 25 000 Jahren, lag im Tal der Konstanzer Ach eine Gletscherzunge, die bei Immenstadt vom Illergletscher nach W abzweigte (Alpseezunge) und sich bis zur Europäischen Hauptwasserscheide bei Hinterstaufen vorschob. Hier traf sie auf die Weißachzunge des Rhein-Bodensee-Vorlandgletschers, die von SW kommend das Weißachtal aufwärts floss und bis über Oberstaufen hinaus nach NE vorstieß. Wie man aus den Geschiebespektren ihrer Moränen ableiten kann, lagen ihre Nährgebiete im Bereich des Bregenzer Waldes. Bei ihr handelte es sich eigentlich um den Bregenzer-Ach-Gletscher, den der Rheingletscher während der würmzeitlichen Eishöchststände nach E ins Weißachtal abdrängte und ihn daran hinderte, sich als selbstständiger Vorlandgletscher im Alpenvorland auszubreiten (Abb. 8, 10).

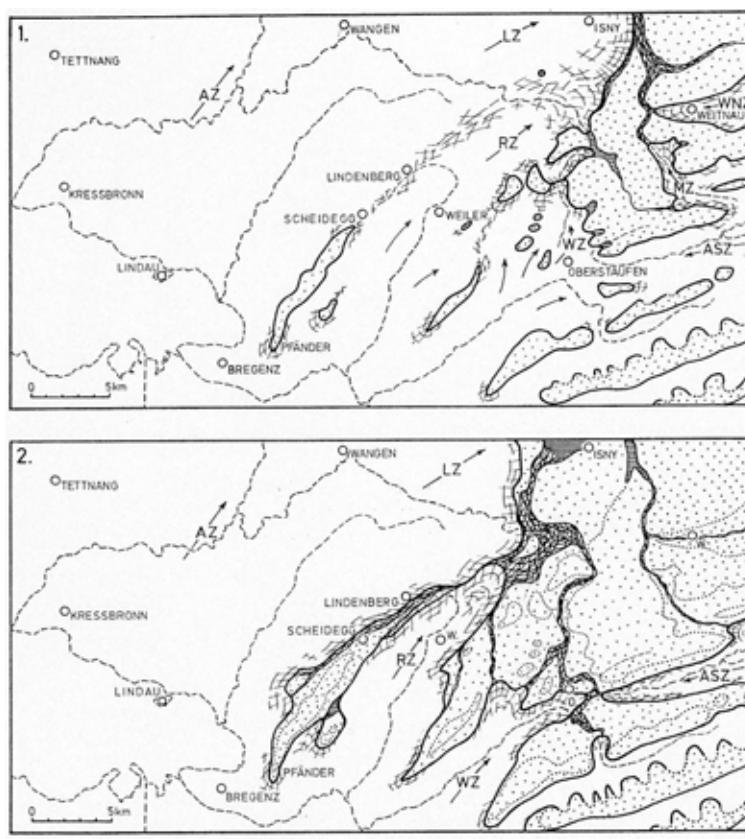


Abb. 10: Gletscher im Westallgäu während der letzten Eiszeit, unter Verwendung von Keller & Krayss (1980). Aus Scholz (1995: Abb. 14).
10/1. Würmzeitlicher Maximalstand: Rheingletscher (Weißachzunge = WZ) und Illergletscher (Alpseezunge = ASZ) hängen am Staufner Berg zusammen.
10/2. Stein-Singener Stadium: Alpseezunge und Weißachzunge haben sich getrennt, liegen aber noch im Weißachtal bzw. Konstanzer Tal.

Durch seismische Untersuchungen im Zuge der Erdölexploration in der Faltenmolasse wissen wir über den tieferen Untergrund des Alpsee- und Weißachtales Bescheid. Im Bereich dieser Trogtäler hat man während der 50er und 60er Jahre im Auftrag der Erdöl-Industrie eine Serie seismischer Schussbohrungen niedergebracht, die die Quartärbasis erreichten und auch dokumentiert wurden. Danach ist das Konstanzer Tal durch das Gletschereis gewaltig übertieft worden (Bader & Jerz 1978). Nach einer unveröffentlichten Profilskizze der Preussag Energie GmbH (Wimmer 1998: Anl. 3) liegt der Felsuntergrund unmittelbar nördlich von Thalkirchdorf ca. 110 m unter dem ebenen Talboden und bildet hier eine längliche Wannenstruktur, die nach E und W hin stark ansteigt. Eine Felsschwelle bei Hinterstaufen begrenzt diese Wanne nach W hin. Die Wannenfüllung besteht vor allem aus eiszeitlichen Seeablagerungen, die größtenteils während des Eisrückzuges entstanden sind (Bader & Jerz 1978).
Das Exkursionsgebiet liegt im Bereich der Faltenmolasse, die hier, in N-S-Richtung gemessen, eine Breite von ca. 15 bis 20 km einnimmt (Abb. 11). Die Gesteine, die die Molasse aufbauen, gehören hier vor allem zur Unteren Süßwassermolasse (USM), die aus Konglomeraten und untergeordnet aus Sandsteinen und Mergeln besteht. Innerhalb der Faltenmolasse lassen sich im W der Iller insgesamt vier große, WSW-ENE-streichende Muldenstrukturen unterscheiden, die durch größere Störungszonen voneinander getrennt sind: die Hauchenberg-Mulde (im N), Salmaser Mulde, Horn-Mulde und

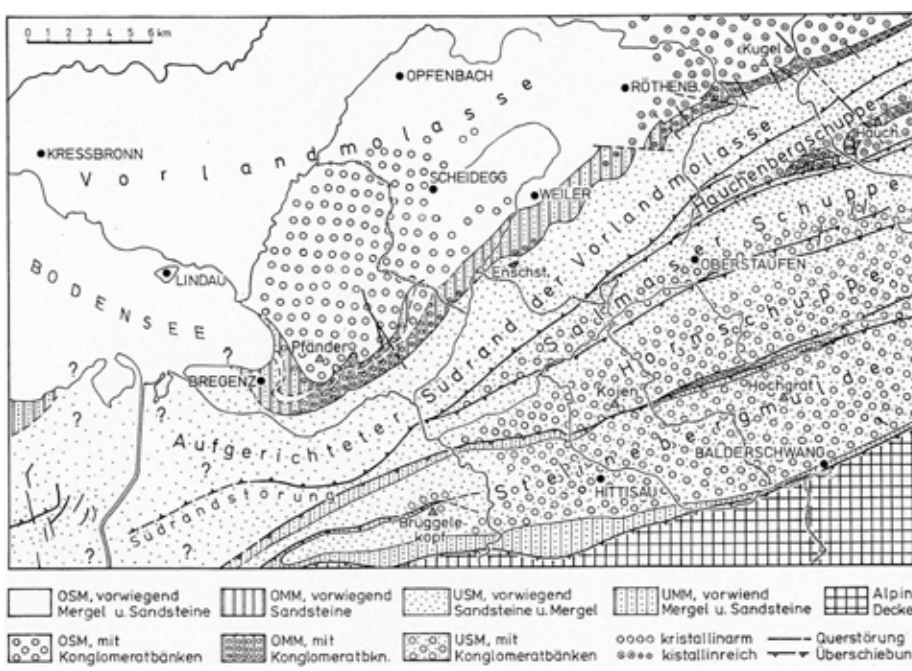


Abb. 11: Abgedeckte, etwas vereinfachte geologisch-tektonische Übersichtskarte des Landkreises Lindau und der angrenzenden Gebiete. Nach Vollmayr (1958), verändert und ergänzt. Aus Scholz (1993a: Abb. 8).

Steineberg-Mulde (im S). Sie sind größtenteils unvollständig, ihre Südflügel tektonisch stark gestört, reduziert oder ganz unterdrückt (vergl. Halt 4.5) und müssten deshalb besser als Schuppen bezeichnet werden. Thalkirchdorf liegt im Bereich der von quartären Ablagerungen bedeckten Störungszone zwischen Salmaser Schuppe im N und Horn-Schuppe im S (Abb. 11).
Die Konglomerate der Faltenmolasse und der im N anschließenden Vorlandmolasse sind während der Tertiärzeit von einem großen alpinen Entwässerungssystem (Hochgrat-Fluss) als Flusskiese in Form eines weitläufigen Kies-Schwemmfächers (alluvial fan) abgelagert worden, dessen Achse vom Hochgrat über Oberstaufen in Richtung Eistobel nach N zog (Scholz 2000). Sowohl entlang dieser Achse in nördlicher Richtung als auch nach E und W hin nimmt innerhalb des Fächers die mittlere Geröllgröße stark ab. Wenn man die Mulden innerhalb der Faltenmolasse glättet, muss dieser Kies-Schwemmfächer ursprünglich eine Fläche von mindestens 250 km² eingenommen haben. Die Geröllschüttung hat im Unteroligozän (vor ca. 30 Mio. Jahren) im Gebiet des Molassesüdrandes begonnen, hat sich mit der Zeit immer weiter nach N, W und E ausgedehnt und im Obermiozän (vor ca. 11 Mio. Jahren) das Gebiet um Altusried erreicht. Die Landschaft der Nagelfluhberge stellt ein Abtragungsrelief dar. Ein mindestens 1000 bis 1500 m mächtiges Schichtpaket wurde hier während der letzten Jahrmillionen erosiv entfernt.

Halt 4.2: Kojenschichten-Konglomerat an der B 308 bei Hinterstaufen (UTM 32T E: 579103, N: 5267184).
Liftparkplatz gegenüber einer Konglomeratwand am neuen Kreisverkehr an der B 308 bei Hinterstaufen. Beim Straßenbau wurde hier am Südflügel der Salmaser Mulde (Karte 3, Abb. 11) ein sehr grobkörniges, kristallinreiches Konglomerat der Oberen Kojenschichten (Rogozinski 1998) angeschnitten, das geschichtete Sandsteine überlagert. Die Grenzfläche ist scharf, erosiv und fällt mit etwa 15° nach N ein. Die Zwickel zwischen den Geröllen sind mit kalkig gebundenem Sandstein gefüllt. Einzelne Gerölle erreichen Durchmesser von über 20 cm; die Oberflächen vieler Karbonatgerölle zeigen durch Drucklösung entstandene Gruben. Dazu kommt es bei hoher Überlagerung (lithostatischem Druck) und seitlicher Einengung (tektonischem Druck). Dabei drangen schwerer lösliche in leichter lösliche Gerölle ein. Manche besonders stark angelöste „Narbengerölle“ erinnern an kraterübersäte Kleinplaneten. Das Konglomerat enthält viel Kalk-, Dolomit- und Hornstein- (Kalkalpin), Sandstein- (Flysch) sowie ca. 6 bis 8 % Gneis-Gerölle (Zentralalpen). Es fehlen Komponenten, die sich zweifellos dem Helvetikum zurechnen lassen. Die unter den Kojenschichten folgenden, älteren Konglomerate der Steigbach- und Weißachschichten enthalten so gut wie keine Kristallin-Gerölle, während der Kristallin-Gehalt in den darüber folgenden, jüngeren Konglomeraten der Hauchenbergschichten und der Oberen Meeresmolasse ständig zunimmt, bis er in der Oberen Süßwassermolasse (Adelegg) schließlich auf bis zu 30 % ansteigt. Offenbar hatte der Hochgratfluss ein Einzugsgebiet innerhalb der Kalkalpen und Flyschberge. Im Untermiozän wurde plötzlich ein zentralalpiner Fluss angezapft, der viel Kristallingerölle vermutlich aus der Silvretta mitbrachte (Scholz 2000). Die Konglomerate stammen aus dem Untermiozän, sind also ca. 23 Mio. Jahre alt, was hier v. a. mit fossilen Kleinsäuger-Zähnchen (z. B. von Schlafmäusen) ermittelt werden konnte, die sich aus begleitenden Mergeln gewinnen lassen (Vollmayr 1958).

Die USM-Konglomerate sind massig und völlig ungeschichtet, normale Flusskiese hingegen immer deutlich geschichtet, wie an eiszeitlichen Flusskiesen in vielen Kiesgruben zu sehen ist. Die Kiese des Hochgratflusses sind folglich keine gewöhnlichen Flusskiese, sondern durch einen besonderen Transportmechanismus ins Alpenvorland gelangt. Bei katastrophalen Hochwässern wurden Suspensionen aus Sand, Kies und Wasser als sog. grainflows, murenartig auf dem Kiesschwemmfächer umgelagert (Scholz 1986a, 2000 und Hansel 1989). Bei solchen Ereignissen wurden bis zu mehr als 10 m mächtige Kieskörper innerhalb von Minuten oder Stunden abgelagert.

Halt 4.3: Würmzeitliche Endmoränen der Weißachzunge südlich Stiefenhofen (UTM 32T E: 575298, N: 5270534).
In der Umgebung von Ranzenried sind eine Reihe markanter Kuppen und Rücken zu sehen, bei denen es sich um Moränenwälle handelt (Bühring 1993, Rogozinski 1998). Da sie fast ausschließlich Geschiebe aus Flysch und Helvetikum enthalten, handelt es sich um Stirnmoränen der Weißachzunge, deren Nährgebiete im Gebiet des Bregenzer Waldes lagen. Das während des Vereisungsmaximums vom Rheingletscher nach NE hin abgedrängte Eis des Bregenzer-Ach-Gletschers folgte dem Tal weißachaufwärts bis nach Weißach, wo der Eingang des Konstanzer Tals südlich des Staufner Berges durch die hier stirnende Alpseezunge des Illergletschers blockiert war. Die Hauptmasse des Gletschereises der Weißachzunge floss folglich über Transfluenzsättel bei Eibele und Oberstaufen nach NE ab und stirnte bei Stiefenhofen, wo Girlanden von Endmoränen entstanden (Karte 3). Die Niederungen und Moorgebiete südlich von Genhofen haben den Charakter eines kleinen Zungenbeckens (Abb. 10).

Halt 4.4: Moränen der Weißachzunge bei Ifen und Buchenegg nordöstlich von Steibis (UTM 32T E: 578012, N: 5266089).
Auch beim kuppigen Plateau bei Ifen und Buchenegg, das sich östlich der Weißachschlucht am Westabhang des Hündlekopfes erhalten hat, handelt es sich um hochwürmzeitliche Moränen der Maximalstände. Wie sich aus den Geschiebespektren ableiten lässt, sind es, wie bei Stiefenhofen (Halt 4.3) und im genau gegenüber auf der anderen Seite der Weißachschlucht liegenden Steibis (Karte 3, Halt 4.7), Ablagerungen der Weißachzunge.

Halt 4.5: Störungstal bei Bad Rain südöstlich von Oberstaufen (UTM 32T E: 578257, N: 5266733).
Beim Rückweg nach Oberstaufen passiert man unmittelbar vor der Gaststätte Bad Rain ein junges Erosionstal, das sich entlang großer Störungen zwischen Salmaser und Horn-Schuppe eingeschnitten hat (Karte 3, Abb. 11). Man stellt den Wagen ab und folgt der Straße ein Stückweit Richtung Hinterstaufen. Am Straßenrand gibt es Aufschlüsse von steil nach N einfallenden Konglomeraten und Sandsteinen der USM. Am Hang über dem Tälchen stehen im N USM-Konglomerate der Kojenschichten an, die hier mit ca. 30° nach S einfallen. Sie gehören zum Nordflügel der Salmaser Mulde, die steil stehenden Gesteine zu deren tektonisch unterdrücktem Südflügel, der vom Rest der Mulde durch eine unmittelbar nördlich des Aufschlusses N-S-verlaufende Störung abgetrennt ist. Wenige Dekameter weiter im S verläuft parallel hierzu eine weitere Stö-

rung, die den wiederum nach S einfallenden Nordflügel der Hornschuppe vom Südflügel der Salmaser Schuppe trennt (Vollmayr 1958). Wie man von Bohrungen und seismischen Untersuchungen her weiß, stehen vergleichbare Störungen der Faltenmolasse nahe der Erdoberfläche fast senkrecht, fallen aber mit zunehmender Tiefe immer flacher nach S ein und gehen schließlich in ebene Überschiebungsbahnen über (Abb. 12). Löffelartig gekrümmte Störungen sind sog. „listrische Flächen".

Halt 4.6: USM-Konglomerat mit Schlammdiapir oberhalb Weißachmühle (UTM 32T E: 576466, N: 5266291).
Der Fußweg führt vom Parkplatz an der Weißachmühle durch eine in USM-Konglomerate und -Sandsteine eingetiefte Schlucht nach Mallas hinauf. Die mit 30 bis 40° nach S einfallenden Konglomerate gehören zum Nordflügel der Salmaser Schuppe und sind nach Vollmayr (1958) Kojenschichten, jedoch – im Vergleich zu denen von Halt 4.2 – auffällig kristallinarm. Sie gehören daher offenbar zu den untersten Kojenschichten (Scholz 2000).
An einer Stelle folgt der Bach einer auffällig glatten Konglomeratwand, einer N-S-orientierten Störungsfläche mit subhorizontal gestriemtem Harnisch, was darauf hinweist, dass diese Querstörung eine Blattverschiebung ist. An der gleichen Schluchtwand ist eine viele Meter große, kuppel- oder blasenförmige Sandstein-Einlagerung in die Konglomerate aufgeschlossen. Die Grenze zwischen Konglomerat und geschichtetem, kohleführendem Sandstein ist scharf und steht teilweise senkrecht, die Schichtung innerhalb des Sandsteins ist hochgradig gestört, verbogen und steht teilweise vertikal. Diese „blasenförmige" Sandstein-Einlagerung in die Konglomerate lässt sich nur als Sand-Diapir deuten (Scholz 1993b), der während der sehr raschen Ablagerung der Molassekiese entstanden sein muss. Vermutlich ist es beim Absetzen eines metermächtigen Kiespaketes auf wassergesättigten, labil gelagerten Sanden zu einem sog. Grundbruch gekommen – zum Einsinken der (relativ schwereren) Kiese und zu einem diapirartigen Aufsteigen und Eindringen der (relativ leichteren) hoch mobilen Sande in den überlagernden Kieskörper. Dabei wurde seine ursprüngliche planare Schichtung verfaltet (Scholz 1993b).
Am unteren Ende der Schlucht findet sich in den Konglomeraten ein großer Steinbruch, in dem heute Betriebsgebäude stehen. An den vertikalen, glatten, bis über 15 m hohen Steinbruchwänden sind innerhalb der grobkörnigen, ungeschichteten und massigen Konglomerate 3 bis 4 Sedimentationszyklen unterscheidbar, die durch teilweise deutliche, mit ca. 30° nach S einfallende Fugen voneinander abgegrenzt sind. An manchen Fugen liegt Konglomerat auf Konglomerat; stellenweise sind aber auch an- und abschwellende Sandstein-Zwischenlagen erkennbar, die seitlich auskeilen. Jeder Zyklus dürfte ein grainflow-Ereignis (vergl. Halt 4.2) repräsentieren.

Halt 4.7: Maximalstandsmoränen der Weißachzunge in Steibis (UTM 32T E: 576722, N: 5264787).
Fahrt nach Steibis. Im Ort biegt man nach W ab und folgt der schmalen Straße Richtung Schindelberg und Hagspiel. Kurz hinter Steibis besteigt man von einem kleinen Parkplatz aus einen die Straße auf der Nordseite begleitenden Rücken. Es ist eine Lateralmoräne (Seitenmoräne) der Weißachzunge, die ihren würmzeitlichen Eisrand nachzeichnet (Abb. 8, 10). In Baugruben am Rücken konnte man für die Weißachzunge ty-

pische Geschiebespektren sehen – mit einer Dominanz von Geschieben des Rhenodanubischen Flysches und des Helvetikums. Der First des Rückens hat ein deutliches Gefälle in östlicher Richtung, woran sich das ehemalige Eisgefälle ablesen lässt. Die Wälle sind auf Karte 3 und bei Scholz (1993a) erkennbar.
Bei Sondierungen an höchsten Punkten dieses und des nächst höheren Rückens etwas weiter im S, der parallel orientiert ist und gleichsinnig nach E hin abfällt, wurden Entkalkungstiefen von < 1 m gemessen (Wimmer 1998). Weitere Moränenrücken bei Langholz südlich Steibis zeigten hingegen Entkalkungstiefen von > 2 m, müssen folglich deutlich älter sein und könnten aus der Risseiszeit stammen.

Halt 4.8: Terrasse im Weißachtal zwischen Weißach und Steinebach (UTM 32T E: 575697, N: 5265504).
Zurück ins Weißachtal und weiter Richtung Aach und Krumbach. Auf der Südseite des Weißachtals ist zwischen Steinebuch und Weißach eine auffällige Terrassenkante ausgebildet (Karte 3). Die davon deutlich abgegrenzte Terrassenfläche liegt 10 bis 20 m höher als der ebene Talgrund. Stellenweise sind auch zwei übereinander liegende Terrassenkanten entwickelt. Die Oberfläche der Terrasse ist leicht schief und deutlich in nördlicher Richtung geneigt. Seltene künstliche Aufschlüsse lassen darauf schließen, dass der Terrassenkörper aus groben, geschichteten, eiszeitlichen Kiesen besteht. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Kamesterrasse (vergl. Lagally et al. 2009), Reste eines Schotterkörpers, der offenbar von der Weißach gegen das nach W zurückschmelzende Eis der Weißachzunge geschüttet worden ist.

Halt 4.9: Große Rutschung am Nordhang des Weißachtals östlich Aach (UTM 32T E: 573746, N: 5264456).
Von der Straße von Oberstaufen nach Aach biegt man Richtung Eibele nach rechts ab und hält am ersten Bauernhof. Von hier aus hat man einen guten Blick auf den nordexponierten Talhang, auf dem eine direkt nördlich von Hagspiel gelegene, scharfe, über 1 km lange, bogenförmig gekrümmte Abrisskante und eine gewaltige, etwas tiefer gelegene Rutschmasse zu erkennen sind (Wimmer 1998). Die Oberfläche der Gleitmasse ist durch eine markante Stufe kenntlich, die am halben Talhang, etwa 150 m über dem Talgrund erkennbar ist. Der Hang wird von südfallenden Molassegesteinen aufgebaut, der untere Teil von Sandsteinen und Mergeln der Weißachschichten, der höhere von der Konglomerat-Mergel-Wechselfolge der Steigbachschichten. Der Felsgleitung war eine engständige, steil nach N einfallende Klüftung förderlich, die im Littenbach-Profil zu sehen ist (Halt 4.11). Dabei sind die Gesteine an einer mindestens 1 km langen, gekrümmten Gleitfläche parallel zum Talhang um mehr als 200 m abgesunken, bis sich ein neues Hanggleichgewicht einstellte. Die Rutschmasse ist dabei auf Beckensedimente aufgeglitten, die auch hier das Weißachtal erfüllen, hat durch ihr Gewicht diese sehr weichen Sedimente verdrängt und nach N geschoben. Dadurch wurde die Weißach ganz an den Gegenhang abgedrängt (Wimmer 1998). Das genaue Alter der Hangbewegung ist unbekannt; sie erfolgte jedoch erst nach Abschmelzen der Weißachzunge. Die Rutschung ist auf Karte 3 und bei Scholz (1993a) verzeichnet, fehlt aber auf der amtlichen geologischen Karte (Vollmayr & Ziegler 1976), wo die Rutschwülste als Moränenwälle fehlinterpretiert worden sind.

Eine recht große und aktive Rutschung hat in den 70er Jahren die Straße zwischen Littenbach-Brücke an der Landesgrenze (vergl. Halt 4.11) und Riefensberg in Vorarlberg zerstört, die bis heute nicht repariert wurde.

Halt 4.10: Würmzeitliche Maximalstandsmoräne von Hagspiel bei Aach (UTM 32T E: 574177, N: 5262622).
Man folgt einer kleinen Teerstraße, die an der Kirche von Aach unmittelbar vor der Landesgrenze nach links abzweigt und in Serpentinen nach Hagspiel hinaufführt. Geparkt wird an der kleinen Bruder-Klaus-Kapelle, die auf einem schmalen Höhenrücken steht. Der Höhenrücken markiert den würmzeitlichen Maximalstand der Weißachzunge (Abb. 8, 10) und ist eine besonders scharf und deutlich ausgebildete Lateralmoräne, die unmittelbar am Eisrand abgelagert wurde (Hautmann 1998). In einer im S an den Rücken anschließenden Verebnungsfläche lassen sich stellenweise unter Fließerden verborgene eiszeitliche Beckensedimente (Bänderschluffe) erbohren. Ähnlich wie bei Halt 3.9 dämmte der Gletscher bei seinem Höchststand offenbar einen kleineren Eisrandstausee ab, von dem sich Reste der alten Sedimentfüllung erhalten haben.

Halt 4.11: USM-Profil der Weißachschichten am Littenbach bei Aach (UTM 32T E: 572951, N: 5263262).
Fahrt von Aach zur Brücke über den Littenbach an der Landesgrenze. Im schluchtartigen Littenbach, der sich unmittelbar westlich von Hagspiel eingeschnitten hat, ist ein Profil durch eine steil nach S einfallende Sandstein-Mergel-Wechselfolge aufgeschlossen. Sie baut den Nordflügel der Hornmulde auf und besteht aus fein- bis mittelkörnigen, rötlichen Sandsteinen und meist rot bis rotviolett gefärbten, sandig-schluffigen Mergeln. Es handelt sich um typische Weißachschichten an der USM-Basis (Hautmann 1998), wie sie auch – deutlich schwieriger begehbar – in der Weißachschlucht bei Steibis angeschnitten sind. Für den Littenbach benötigt man hohe Gummistiefel und muss anfangs klettern. Hier wie dort gibt es Konglomerate erst im jüngeren Teil der Schichtfolge, die wegen der bunten Mergel gleichfalls zu den Weißachschichten gerechnet werden. Außerdem ist die steil nach N einfallende Kluftschar zu sehen, die wohl auch für die große Rutschung von Halt 4.9 verantwortlich ist.
Von der Brücke aus hat man einen guten Blick über das Weißachtal zum Sulzberger Rücken. Am halben Hang, im Ortsteil Glafberg des Ortes Sulzberg, stand in den Jahren 1983 und 1984 die Tiefbohrung Sulzberg 1 (Müller 1985), eine der tiefsten, jedoch nicht fündigen Erdgasbohrungen im Molassebecken, die von der Preussag durchgeführt worden ist. Sie setzte in der USM der Salmaser Schuppe der Faltenmolasse an (Karte 3), durchteufte einen in mehrere tektonische Schuppen gegliederten sog. „Duplex“ (Deltastruktur, vergl. Abbildung. 12) und erreichte bei ca. 4280 m die rund 500 m mächtige, hier nicht mehr zur Faltenmolasse zählende UMM. Unter dieser sog. „autochthonen Molasse“ folgte zwischen 4777,5 und 5617 m das unterlagernde sog. „autochthone Mesozoikum“. Unter der mesozoischen Schichtfolge (ca. 900 m), bestehend aus Muschelkalk, Keuper sowie Unter-, Mittel- und Oberjura, wurden variszische Kristallingesteine angebohrt, in einer Tiefe von 5617 m. Bei 5654 m wurde schließlich in Gneisen des kristallinen Sockels die Endteufe erreicht (Abb. 12).

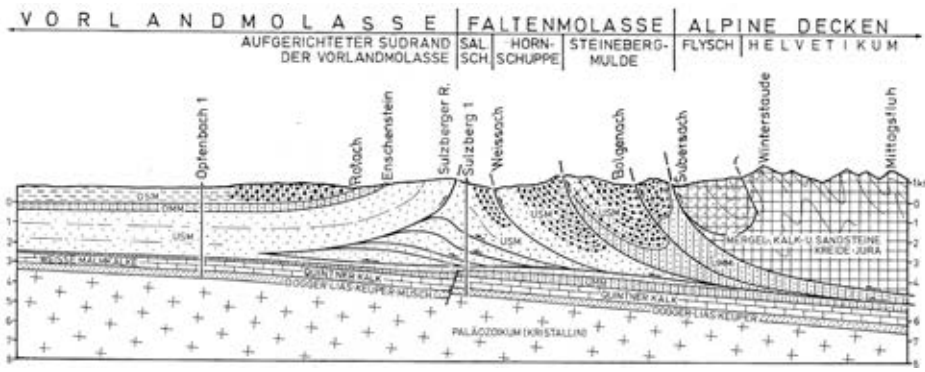


Abb. 12: Schematischer geologischer Profilschnitt durch das Molassebecken im Westallgäu. Eingezeichnet sind hier auch die Tiefbohrungen Sulzberg in Vorarlberg und Opfenbach in Baden-Württemberg. Aus Scholz (1995: 72).

Halt 4.12: Ur-Bolgenach-Delta eines Schmelzwassersees im Weißachtal (UTM 32T E: 570475, N: 5260409).

Von der Straße nach Krumbach zweigt an einer Tankstelle, kurz vor der Brücke über die Bolgenachschlucht, eine schmale Straße nach Trabers und Riebinger nach N ab. Man fährt über eine nach N geneigte, ebene Wiesenfläche, die auf drei Seiten mit scharfem Gefälleknick zur Bolgenach, Weißach und zum Haselberggraben abbricht. Jenseits der Bolgenach-Schlucht setzt sich diese Verebnungsfläche bei Zwing fort.

Früher gab es hier eine Kiesgrube in geschichteten Schmelzwasserkiesen und -sanden. Die Kiese waren deutlich gegliedert: direkt unter der Grasnarbe ein mächtiges Paket horizontal gelagerter „topsets“, die von schräg liegenden, großen „foresets“ unterlagert sind (Hautmann 1998) – „large scale cross bedding“, was für die Deltaschichtung eines Gilbert-Deltas charakteristisch ist (vergl. Scholz 2016: Abb. 161). Das Delta ist von einer „Ur-Bolgenach“ in einen Schmelzwassersee im Weißachtal vorgeschüttet worden (Hautmann 1998).

Aus der Höhenlage der horizontalen Grenze zwischen topsets und foresets kann auf eine Seespiegelhöhe von ca. 660 m geschlossen werden. Damit haben die Erosionsreste dieses Deltas eine mit dem Delta von Hirschbergsau (677 m) oberhalb des Kesselbaches am Rotachtal (Halt 2.1) vergleichbare Höhenlage. Der Schmelzwassersee, in den beide Deltas geschüttet wurden, war eine Zeitlang vom im Rheintal liegenden Rheingletscher aufgestaut worden, der einen Abfluss des Schmelzwassers über das untere Bregenzer Ach-Tal in den Bodensee verhinderte (Abb. 2). Der in drei fjordartige Arme verzweigte See erfüllte während des Konstanzer Stadiums (ausgehendes Würm-Hochglazial) Rotachtal, Weißachtal sowie das Andelsbucher Becken im Tal der Bregenzer Ach (Hantke 1980, Keller & Krayss 1994) und dürfte einen sehr instabilen Seespiegel besessen haben (Scholz 1997).

4. Literatur

4.1. Verzeichnis von das Exkursionsgebiet betreffenden Veröffentlichungen

Armbruster, L. (1949): Lindauer Oberschwäbisch-Westallgäuer Geologie und Landschaftsgeschichte.– 118 S.; Lindau (Verl. der Rathausbuchhandlung).

Bader, K. & Jerz, H. (1978): Die glaziale Übertiefung im Iller- und Alpseetal (Oberes Allgäu).– Geol. Jb., A 46, S. 25-45; Hannover.

Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.] (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000.– 329 S., 1 geol. Kt. 1 : 500 000; München (Bayer. Geol. L.-Amt).

Bauer, J. (1983/1986): Geologisch-botanische Wanderungen im Allgäu, Bd. 1-2.– 188/208 S.; Kempten (Verl. f. Heimatpflege).

Blumrich, J. (1927): Das Rotachtal.– Heimatkunde. 5, Beilage zum Lindenberger Tagblatt, Sonntag den 23. Juli 1927, S. 1-2; Lindenberg.

Blumrich, J. (1930): Wie kam der eiszeitliche Leiblachgletscher zustande.– Verh. Geol. B.-A., 1931: 153-157; Wien.

Blumrich, J. (1931): Die miozäne Molasse des Pfänderstockes.– Schr. Ver. Gesch. d. Bodensees u. s. Umgebung, 58: 81-119; Friedrichshafen.

Frieling, D. (2009): Stratigraphy and facies of the Upper Marine Molasse (OMM) of southwesternmost Bavaria (Allgäu). – unpubl. Rahmen zur kummulativen Diss. an der LMU, 46 S.; München.

Frieling, D., Aehnelt, M., Scholz, H. & Reichenbacher, B. (2009a): Sequence stratigraphy of an alluvial fan-delta in the Upper Marine Molasse (Pfänder area, Late Burdigalian, Miocene). – Z. dt. Ges. Geowiss., 160 (4), S. 333-357; Stuttgart.

Frieling, D., Mazumder, R. & Reichenbacher, B. (2009b): Tidal Sediments in the Upper Marine Molasse (OMM) of the Allgäu area (Lower Miocene, Southwest Germany). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 254 (1-2), S. 151-163; Stuttgart.

Frieling, D. & Scholz, H. (in Druckvorbereitung): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8227 Kempten. – ca. 184 S., 1 geol. Kt., 1 : 25 000, bisher unpubl. interner Bericht für den Geologischen Dienst im LfU, im Rahmen der „Initiative oberflächennaher Geothermie 2008-2011 (LfU 0413)“; München (LfU).

Glaser, S., Doppler, G. & Schwerd, K. [Red.] (2004): Geobavaria. 600 Millionen Jahre Bayern.– 92 S.; München (Bayer. Geol. Landesamt).

Grundmann, G. & Scholz, H. (2005): Kieselsteine im Alpenvorland. Aus dem Einzugsbereich von Iller, Lech, Isar, Inn.– Begleitheft zur Ausstellung „Rolling Stones aus dem Süden“, 72 S.; München (Christian Weise Verlag).

Hansel, H. (1989): Erläuterungen zu Blatt 8226 Isny i. Allgäu Nord. – Geol. Karte Baden-Württ. 1 : 25 000: 1-89, 1 geol Kt. 1 : 25 000; Stuttgart (Geol. L.-A. Baden-Württemberg).

Hermann, M. & Scholz, H. (in Druckvorbereitung): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, Blatt Nr. 8325 Wangen Ost – ca. 100 S. (LfU).

Herrmann, P. & Schwerd, K. (1983): Erläuterungen zur Geologische Karte der Republik Österreich 1:25000, Blatt Nr. 82 Bregenz.– 28 S., 1 geol. Kt.; Wien (Geol. B.-A.).

Hantke, R. (1978/1980/1983): Eiszeitalter, Bd. 1-3.– 468/703/730 S.; Thun (Ott-Verl.).

Hantke, R. (1993): Flußgeschichte Mitteleuropas. Skizzen zu einer Erd-, Vegetations- und Klimageschichte der letzten 40 Millionen Jahre.– 459 S.; Stuttgart (Enke-Verl.).

Jerz, H. & Ziegler, J. H. (1983): Quartär und Molasse im voralpinen Westallgäu (Exkursion F am 8. April 1983).– Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 65, S. 85-98; Stuttgart.

Jürges, R.-A. (1970): Zur Geologie des Eistobels/Allgäu.– Geologica Bavarica, 63, S. 119-139; München.

Keller, O. & Krayss, E. (1980): Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodensee-Raum (stadialer Komplex Würm – Stein am Rhein).– Eclogae geol. Helv., 73, S. 823-838; Basel.

Keller, O. & Krayss, E. (1994): Die Bodensee-Vorlandvereisung des Rheingletschers im Konstanz-Stadium der letzten Eiszeit.– Eber. St. Gall. Naturwiss. Ges., 87, S. 31-40; St. Gallen.

King, G. (2004): Die Kargzeche – Ein Kohle-Bergwerk bei Stiefenhofen.– Jahrbuch des Landkreises Lindau., 19 (2004), S. 82-97; Aulendorf / Bergatrute. (Landkreis Lindau)

Lagally, U.,Glaser, S., Jobe, E., Loth, G., Murr, A., Schmid, H.,Schmid, W., Schwerd, K., Sieblitz, S., & Teipel, U. (2009): Geotope in Schwaben.– In: Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz, 7, 160 S.; München (LfU).

Mollenhauer, D. (1999): Algen bauen Gesteine auf und ab.– Natur und Museum, 129, S. 95-98; Frankfurt a. M.
Müller, M. (1985): Tiefbohrung Sulzberg 1 .– In: Herrmann., P. (1985): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 83 Sulzberg, S. 17-18; Wien (Geol. B.-A.).
Müller, M. & Scholz, H. (2011): Untersuchungen zur Herkunft und Verteilung der Nagelfluhblöcke im Findling-Streufeld des Kempter Waldes im Allgäu.– Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben, 115: 95-127.
Münst, M. (1955): Beiträge zur Diluvialgeologie nördlich von Lindau (Bodensee).– 63 S.; Weiler (Holzer-Verl.).
Pia, J: (1926) Pflanzen als Gesteinsbildner.– 335 S.; Berlin (Borntraeger-Verl.).
Richter, M. (1978): Vorarlberger Alpen.– 2. Aufl., Sammlung geologischer Führer, Bd. 49; Stuttgart (Verl. Gebr. Borntraeger).
Richter, D. (1984): Allgäuer Alpen.– In: Sammlung geologischer Führer, Bd. 77, 273 S., 1 geol. Kt. ca. 1 : 150 000 ; Stuttgart (Verl. Gebr. Borntraeger).
Schaad, W., Keller, B. & Matter, A. (1992): Die Obere Meeresmoasse (OMM) am Pfänder: Beispiel eines Gilbert-Deltakomplexes.– Eclogae geol. Helv., 85 (1), S. 145-168; Basel.
Schmid, C. & Müller, F. (1911): Die Kohlenflöze in der Molasse bei Bregenz.– Z. prakt. Geol., 1911, S. 355-359; Berlin.
Schmidt, M. & Bräuhäuser, M. (1913/1985): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Baden-Württemberg 1 : 25 000, Blatt Nr. 8324 Wangen West.– reprint 1985, 76 S., 1 geol. Kt.; München Stuttgart, (Geol. L.-A. Baden-Württemberg).
Scholz, H. (1985): Sandsteine mit Süßwasseronkoiden aus der Molasse als Geschiebe in Moränen des Illergletschers.– Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 67, S. 177-185; Stuttgart.
Scholz, H. (1986a): Beiträge zur Sedimentologie und Paläontologie der Oberen Süßwassermolasse im Allgäu.– Jb. Geol. B.-A., 129, S. 99-127; Wien.
Scholz, H. (1986b): Eine mittelmiozäne Wirbeltierfundstätte: Höll bei Gestratz.– Natur und Museum, 116 (3), S. 69-96; Frankfurt a.M.
Scholz, H. (1989): Die Obere Meeresmolasse (OMM) am Südrand des Molassebeckens im Allgäu.– Geologica Bavarica, 94, S. 49-81; München.
Scholz, H. (1993a): Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des Landkreises Lindau.– Ber. naturwiss. Ver. für Schwaben, 97 (Sonderheft), 56 S., 1 geol. Kartenbeilage 1 : 50 000; Augsburg.
Scholz, H. (1993b): Der Grenzbereich zwischen Falten- und Vorlandmolasse im Gebiet zwischen Rhein- und Illergletscher im Westallgäu (Exkursion G am 16. April 1993).– Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 75, S. 155-176; Stuttgart.
Scholz, H. (1995): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft.– 2. Aufl., 305 S. (Schweizerbart-Verl.).
Scholz, H. (1996): Abriß der Geologie und Landschaftsgeschichte von Immenstadt im Allgäu.– In: Vogel, R. [Hrsg.] (1996), Chronik von Immenstadt, S. 23-35; Immenstadt.
Scholz, H. (1997): Sedimente und Ablagerungsmechanismen in instabilen proglaziären Seen (Eisrandstauseen) in Westgrönland.– Eiszeitalter u. Gegenwart, 47, S. 42-77; Hannover.
Scholz, H. (1999): Die „klassische“ Molasse-Gliederung vom Südrand des Molassebeckens in Südwestbayern – bewährt oder problematisch? – N. Jb. Geol. Paläont Abh., 214 (3), S. 391-413; Stuttgart.
Scholz, H. (2000): Die tertiären Grobschüttungen am Südrande des Molassebeckens im Allgäu (Südwestbayern) – eine Synopsis.– In: Katzung-Festschrift, N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 218 (1/2), S. 61-84; Stuttgart.
Scholz, H. (2016): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft. Alpen und schwäbisches Alpenvorland zwischen Ammer und Bodensee. Eine Süddeutsche Erd- und Landschaftsgeschichte.– 3. Aufl., 354 S.; Stuttgart (Schweizerbart-Verl.).
Scholz, H. & Frieling, D. (2006): Wulstgefüge, Rutschfalten und Sandsteingänge in Molassesedimenten – Hinweise auf seismische Unruhe im Oligozän und Miozän des Alpenvorlandes.– N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 241 (3), S. 345-382; Stuttgart.
Scholz, H. & Peter, I. (1995): Sedimente und Sedimentationsgeschichte des späthochglazialen Kemptener Sees (Würmglazial, Südwest-Bayern).– Geologica Bavarica, 99, S. 187-222; München.
Schwerd, K. (1986): Geologie des deutschen Staatsgebietes der Blätter 8423 Kressbronn am Bodensee und 8424 Lindau (Bodensee).– Geologica Bavarica, 90, S. 17-90, 1 geol. Kt.; München.
Stirn, A. (1964): Kalktuffvorkommen und Kalktufftypen der Schwäbischen Alb.– Abh. Karst- und Höhlenkunde, Reihe E Botanik, 1, Dissertation an der Univ. Tübingen, 92 S.; München.
Villinger, E. (2003): Zur Paläogeographie von Alpenrhein und oberer Donau.– Z. dt. geol. Ges., 154 (2-3), S. 193-254; Stuttgart.

Vollmayr, T. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8426 Oberstaufen.– 55 S., 1 geol. Kt.; München (Bayer. Geol. Landesamt).
Vollmayr, T. & Ziegler, J. H. (1976): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8425 Weiler i. Allgäu.– 76 S., 1 geol. Kt.; München (Bayer. Geol. Landesamt).
Wagner, G. (1962): Zur Geschichte des Bodensees.– Jahrbuch d. Ver. Schutze der Alpenpflanzen und -Tiere, 27 (1962), S. 1-16; München (Deutscher Alpenverein).
Wanner, J. (1949): Erdgeschichtliche Übersicht über die Gegend von Scheidegg im Allgäu.– In: Spindler, J. (1962): Geschichte von Scheidegg, S. 9-26; Weiler (Holzer-Verl.).
Wanner, J. (1952): Das Allgäuer Molasse- oder Nagelfluhgebirge. Entstehung und Bau.– 38 S.; Weiler (Holzer-Verl.).
Wasmund, E. (1929): Ein rhätischer Riesenfindling im Allgäuer Rheingletschergebiet.– Centralblatt f. Min. etc., 1929 (B 12), S. 609-655; Berlin.

4.2. Diplomarbeiten, Diplomkartierungen und Dissertationen aus dem Exkursionsgebiet

(alle hier zitierten unveröffentlichte Diplomarbeiten und zugehörige geologische Karten bzw. Profiltafeln sind Unikate. Sie können aber am Lehrstuhl für Ingenieurgeologie der TU München eingesehen werden!)

Appel, D. (1992): Erläuterungen zur geologischen Karte des Gebietes südlich von Weiler im Allgäu.– unveröff., Diplomkartierung am Lehrst. für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der TU München (von H. Scholz betreut), 71 S., 1 geol. Kt. 1 : 10 000; Garching.
Bühring, C. (1993): Erläuterung des Gebietes nördlich der Salmaser Höhe (Subalpine Molasse, Quartär) zwischen Oberstaufen und Missen (Allgäu).– unveröff., Diplomkartierung am Lehrst. für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der TU München (von H. Scholz betreut), 70 S., 1 geol. Kt. 1 : 10 000; Garching.
Elsner, M. (2005): Erläuterungen zur geologischen Karte von Scheidegg und Möggers.– unveröff., Diplomkartierung am Lehrst. für Ingenieurgeologie der TU München (von H. Scholz betreut), S. 1-76, 1 geol. Kt. 1 : 10 000; München.
Hautmann, A. (1998): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Riefensberg bei Krumbach, Vorarlberg (Faltenmolasse, Quartär), mit speziellen Untersuchungen an Seesedimenten bei Bach im Alpinen Lechtal.– unveröff., kombin. Diplomarbeit und -kartierung (betreut durch H. Scholz) am Lehrst. für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der TU München (von H. Scholz betreut), 115 S., 1 geol. Kt. 1 : 10 000; Garching.
Kanzock, A. (1995): Zur Geologie des Hirschberggebietes bei Bregenz (Vorlandmolasse, Quartär) mit lithostratigraphischen Untersuchungen in der Oberen Meeresmolasse.– unveröff., kombin. Diplomarbeit und -kartierung am Lehrst. für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der TU München (von H. Scholz betreut), 158 S., 1 geol. Kt. 1 : 10 000; Garching.
Kratzer, P. (2004): Erläuterung zur Geologischen Karte der Umgebung von Lindenberg im Allgäu im Maßstab 1 : 10 000.– unveröff., Diplomkartierung am Lehrst. für Ingenieurgeologie der TU München (von H. Scholz betreut), 50 S., 1 geol. Kt. 1 : 10 000; München.
Prömm, H. (1991): Geologische Karte des Gebietes zwischen Röthenbach und Oberreuthe im Westallgäu (Molasse, Quartär), unter besonderer Berücksichtigung der Oberen Meeresmolasse.– unveröff., kombin. Diplomkartierung und Diplomarbeit am Lehrst. für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der TU München (von H. Scholz betreut), 116 S., 1 geol. Kt. 1 : 10 000; Garching.
Rogozinski, Th. (1998): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Gebietes zwischen Oberstaufen und dem Hochgrat im Allgäu (Faltenmolasse, Quartär), mit speziellen Untersuchungen an fossilen Karseen der Hochgratkette.– unveröff., kombin. Diplomarbeit und -kartierung (betreut durch H. Scholz) am Lehrst. für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der TU München (von H. Scholz betreut), 106 S., 1 geol. Kt. 1 : 10 000; Garching.
Scheidhammer, M. (1994): Beiträge zur Geologie, Ingenieurgeologie und Talgeschichte der Umgebung von Röthenbach (Westallgäu).– unveröff., kombin. Diplomarbeit und -kartierung am Lehrst. für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der TU München (von H. Scholz betreut), 100 S., 1 geol. Kt. 1 : 10 000; Garching.

Strohmenger, M. (1991): Zur Geologie der Umgebung des Eistobels (Allgäu), unter besonderer Berücksichtigung mikrofazieller Untersuchungen an Konglomeraten der Oberen Meeresmolasse.– unveröff., kombin. Diplomarbeit und -kartierung am Lehrst. für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der TU München (von H. Scholz betreut), 177 S., 1 geol. Kt. 1 : 10 000; Garching.
Strohmenger, M. (1998): Die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse im Gebiet südlich von Isny im voralpinen Westallgäu (Blatt Nr. 8326 Isny im Allgäu Süd).– Diss. am Lehrst. für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der TU München (von H. Scholz betreut), 336 S., 1 geol. Kt. 1 : 25 000; Garching.
Uhlig, S. (1986): Zur Geologie des Pfänderstockes im Gebiet zwischen Hirschberg, Daxenberg, Lochau und Hörbranz (Vorarlberg, Österreich).– unveröff., Diplomkartierung am Lehrst. für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der TU München (von G. Spaun betreut), 58 S.; Garching.
Uhlig, S. (1987): Geröllanalytische Untersuchungen im Pfändergebiet (Vorarlberg).– unveröff., Diplomarbeit am Lehrst. für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der TU München (von H. Scholz betreut), 36 S.; Garching.
Wimmer, A. (1998): Erläuterungen zur geologischen Karte des Gebietes südwestlich von Oberstaufen im Allgäu (Faltenmolasse, Quartär), mit besonderen Untersuchungen zur Stratigraphie der Unteren Süßwassermolasse und des Quartärs.– unveröff., kombin. Diplomarbeit und -kartierung am Lehrst. für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der TU München (von H. Scholz betreut), 189 S., 1 geol. Kt. 1 : 10 000; Garching.

4.3. Veröffentlichte geologische Karten aus dem Exkursionsgebiet

eine farbige Version der „Geologische Karte des Landkreises Lindau“ (Scholz 1993 a) kann über das Heimatkundliche Informationszentrum des Landkreises Lindau in Weiler bezogen werden

GK 25 Blatt Nr. 8423 Kressbronn am Bodensee.– von K. Schwerd, mit Erläuterungen; München, 1986 (Bayer. Geol. Landesamt).
GK 25 Blatt Nr. 8424 Lindau (Bodensee).– von K. Schwerd, mit Erläuterungen; München, 1986 (Bayer. Geol. Landesamt).
GK 25 Blatt Nr. 8425 Weiler i. Allgäu.– von T. Vollmayr & J.H. Ziegler, mit Erläuterungen; München, 1976 (Bayer. Geol. Landesamt).
GK 25 Blatt Nr. 8426 Oberstaufen.– von T. Vollmayr, mit Erläuterungen; München, 1958 (Bayer. Geol. Landesamt).
GK 25 Blatt Nr. 8324 Wangen West.– von M. Schmidt & M. Bräuhäuser, mit Erläuterungen; Stuttgart, 1913, reprint 1985 (Geol. L.-A. Baden-Württemberg).
GK 25 Blatt Nr. 8226 Isny i. Allgäu Nord. – von H. Hansel, mit Erläuterungen; Stuttgart, 1989 (Geol. L.-A. Baden-Württemberg).
GK 25 Blatt Nr. 8326 Isny i. Allgäu Süd. – von Ellwanger, D., Neeb, l., Szenkler, C. , Wirsing, G., ohne Erläuterungen; Stuttgart, 2008 (Geol. L.-A. Baden-Württemberg).
GK 25 Blatt Nr. 83 Sulzberg – Herrmann., P., mit Erläuterungen; Wien, 1985 (Geol. B.-A.).
GK 50 Geologische Übersichtskarte des Landkreises Lindau.– von H. Scholz, mit Erläuterungen; Augsburg, 1993 (Sonderbericht Naturwiss. Ver. für Schwaben, 97).
GK 200 Blatt CC 8726 Kempten.– von H. Scholz & W. Zacher, ohne Erläuterungen; Hannover, 1983 (BGR).
GK 200 Blatt CC 8718 Konstanz.– von A. Schreiner, A. Zitzmann, G. Ott & R. Oberhauser, ohne Erläuterungen; Hannover, 1991 (BGR).

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte des naturwiss. Vereins für Schwaben, Augsburg

Jahr/Year: 2021

Band/Volume: 125

Autor(en)/Author(s): Frieling Dorothea, Scholz Herbert

Artikel/Article: Geologische Exkursionen im Westallgäu zwischen Oberstaufen, Weiler und Isny – Quartär und Molasse im Westallgäuer Alpenvorland 82-128