

Thomas RAAB, Regensburg

Jörg VÖLKEI., Regensburg

## **Verbreitung und Altersstellung polygenetischer Hangsediment-Komplexe am Kleinen Arbersee im Hinteren Bayerischen Wald<sup>1</sup>**

### **Summary**

The study concerns a valley glacier of the last ice age in the Central European Highlands and its surrounding area shaped by periglacial geomorphologic dynamic. Based on sedimentologic criteria, periglacial slope deposits are separated from glacial till, they are compared to the glacial environment in this rather small investigation area, and they are clearly distinguished from the periglacial environment. The maximum spatial extension of the last glaciation is dated Late Würmian. The deglaciation in the Kleiner Arbersee basin took place during or before the Oldest Dryas. This is verified through palynological analysis and absolute dating of lacustrine sediments from the glacial lake basin. The youngest parts of the periglacial slope deposits appear in form of the upper head (*Hauptlage*) which are laying on the tills and on the glaciolacustrine sediments. The older, lower heads (*Basislagen*) do not exist in the glacial environment. The genesis of the lower heads outside of the glaciated area is dated pre-Würmian. The upper head could only develop during a narrow timeframe, from Late Glacial to Oldest Dryas after the melting of the ice.

### **1 Einleitung und Problemstellung**

Das Hangrelief der Mittelgebirge Zentraleuropas wurde entscheidend von der kaltzeitlichen periglazialen Morphodynamik geprägt. Periglaziale Hangsedimente sind in komplexer Form überall entwickelt. Sie bilden die Substrate der spätglazialen sowie holozänen Bodengenese und steuern maßgeblich die physiko-chemischen Eigenschaften der Böden. Sie beeinflussen die Standorteigenschaften grundlegend und nehmen nachhaltigen Einfluss auf den Wasserhaushalt sowie auf die Ausprägung von Gerinnemustern

---

<sup>1</sup> Danksagung: Die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) gewährte Sachbeihilfen unter Az. VO585/3-1, 3-2, 3-3.

einer Landschaft. Über die periglaziale Morphodynamik hinaus ist aus mehreren Mittelgebirgen eine kaltzeitliche Vergletscherung der Hochlagen bekannt. Das gilt insbesondere für den Schwarzwald und die Vogesen, den Harz, das Riesengebirge und den Bayerischen Wald. Der glazialmorphologische Bearbeitungsstand ist im Einzelfall durchaus unterschiedlich. Als am besten bearbeitet kann der Schwarzwald gelten (vgl. u.a. LESER u. METZ 1988, METZ 1997). In keinem Fall aber befassen sich die jeweiligen Arbeiten mit der Verschneidung und Differenzierung periglazialer Hangsedimente auf der einen sowie glazigener Sedimente auf der anderen Seite.

Im Mittelgebirgsraum sind aufgrund der teils lediglich lokalen Wirkung des glazialmorphologischen Regimes die Übergangsbereiche vom ehemals vergletscherten Gebiet zu den periglazialen Bereichen unscharf. Vollformen allein zeichnen diesen Grenzbereich nur sehr unvollkommen nach. Das ist die Ursache dafür, warum glazialmorphologisch basierte Arbeiten aus den zentraleuropäischen Mittelgebirgen die Verbreitung der Glazialsedimente und deren Datierung betreffend wiederholt zu nur wenig prononcierten Aussagen kamen. Glazigene Sedimente finden sich indes auch in Bereichen, die mittels der rein morphographischen Analyse dem ehemaligen Vergletscherungsgebiet nicht zuzuordnen sind. Die Rekonstruktion des sogenannten *glacial environment* im Mittelgebirgsraum muss andere Wege gehen. Erst die sedimentologische Differenzierung glazigener und periglazialer Hangsedimente lässt objektivierbare Aussagen über die talwärtige und vor allem hangwärtige Ausdehnung und damit Mächtigkeit eines Mittelgebirgsgletschers zu. Der Beitrag stellt Ergebnisse einer Studie aus dem Bayerischen Wald vor, die sich mit einem der dort nachgewiesenen letztkaltzeitlichen Talgletscher befasst (RAAB 1999). Dabei gilt es, die periglazialen Sedimente anhand sedimentologischer Kriterien von glazigenen Sedimenten zu unterscheiden. Aber auch für beide Sedimenttypen müssen wiederum eigene Unterteilungskriterien herausgearbeitet werden. Hinzu treten lakustrine und organogene Sedimente im hochkaltzeitlichen Vereisungsbereich und in dessen Austaulandschaft. Ziel ist es, die Verbreitung insbesondere der glazigenen Sedimente in den Hangbereichen des ehemaligen Talgletschers zu belegen.

Die direkte und exakte Datierung periglazialer Hangsedimente an sich selbst ist mittels radiometrischer Verfahren (z.B.  $^{14}\text{C}$ , vor allem IRSL) bislang nicht oder nur sehr bedingt möglich (vgl. VÖLKEI u. MAHR 2001). Man wird daher zurückgeführt auf chronostratigraphische Ansätze, die nur dort greifen können, wo das periglaziale Hangsediment mit einem anderen, weitaus besser datierbaren Sediment in stratigraphischen Kontakt kommt. Das ist unter anderem der Fall, wenn sich periglaziale Deckschichten mit Mooren verzahnen beziehungsweise von diesen überlagert werden (vgl.

VÖLKEI. u. MAHR 1997, VÖLKEI. u. LEOPOLD 2001). Im Falle der hier vorgestellten Studie des ehemaligen Kleinen Arbersee-Gletschers und seines Umfeldes ist es das *glacial environment*, welches sich in Form glazigener, glaziolakustriner und organogener Sedimente bekannten Alters mit den periglazialen Hangsedimenten in einen zeitlichen Zusammenhang stellen lässt.

## 2 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet „Kleiner Arbersee“ liegt im nördlichen Teil des Arbermassivs des Hinteren Bayerischen Waldes (Abb. 1). Das Untersuchungsgebiet wird im Süden begrenzt von der Kammlinie zwischen dem Kleinen Arber (1.384 m NN) und dem Großen Arber (1.456 m NN), der höchsten Erhebung im Bayerischen Wald. Zwischen den beiden Rücken, die von den Arber-Gipfeln nach Norden verlaufen, liegt das Seebachtal mit dem Kleinen Arbersee auf einer Höhe von 917 m NN.

Am Kleinen Arbersee ist ein umfangreicher Glazialformenschatz vorhanden, der bereits von PARTSCH (1882) erkannt und nachfolgend von RATHSBURG (1928), MANSKE (1989) und BUCHER (1999) ausschließlich über die Form beschrieben wurde. Genaue sedimentologisch-pedologische Untersuchungen führte erstmalig MAHR (1998) durch. Sie wies nach, dass Hauptlagen die Moränen bedecken. Daran anknüpfend rekonstruierte RAAB (1999) auf der Basis morphometrischer Reliefaufnahmen im Verbund mit sedimentologisch-pedologischen Analysen die Entstehung der jungpleistozänen Glaziallandschaft am Kleinen Arbersee. Demnach hatte der Kleine Arbersee-Gletscher zur Zeit seines letzteiszeitlichen Maximalstandes eine Länge von fast 2,6 km, eine Breite zwischen 160 m an seiner Gletscherzunge und mindestens 800 m in den höheren Lagen sowie eine Eismächtigkeit von mindestens 115 m.

## 3 Methoden

Die Charakterisierung und genetische Differenzierung der Formen und Sedimente im Untersuchungsgebiet stützt sich auf eine multivariate Feld- und Labormethodik, wie sie im Rahmen einer komplexen Analyse der Landschaftsgeschichte im Hangrelief von Mittel- und Hochgebirgen angewendet werden muss (vgl. VÖLKEI. u. RAAB 1999, RAAB 1999, 58ff.).

Zum einen ermöglicht es eine großmaßstäbliche tachymetrische Reliefaufnahme, den Glazialformenschatz (v.a. Seiten-, End- und Rückzugsmoränen) kleinräumig zu differenzieren sowie die Gebiete glazialer Akkumulations- und Erosionsformen von den periglazial gestreckten Hän-

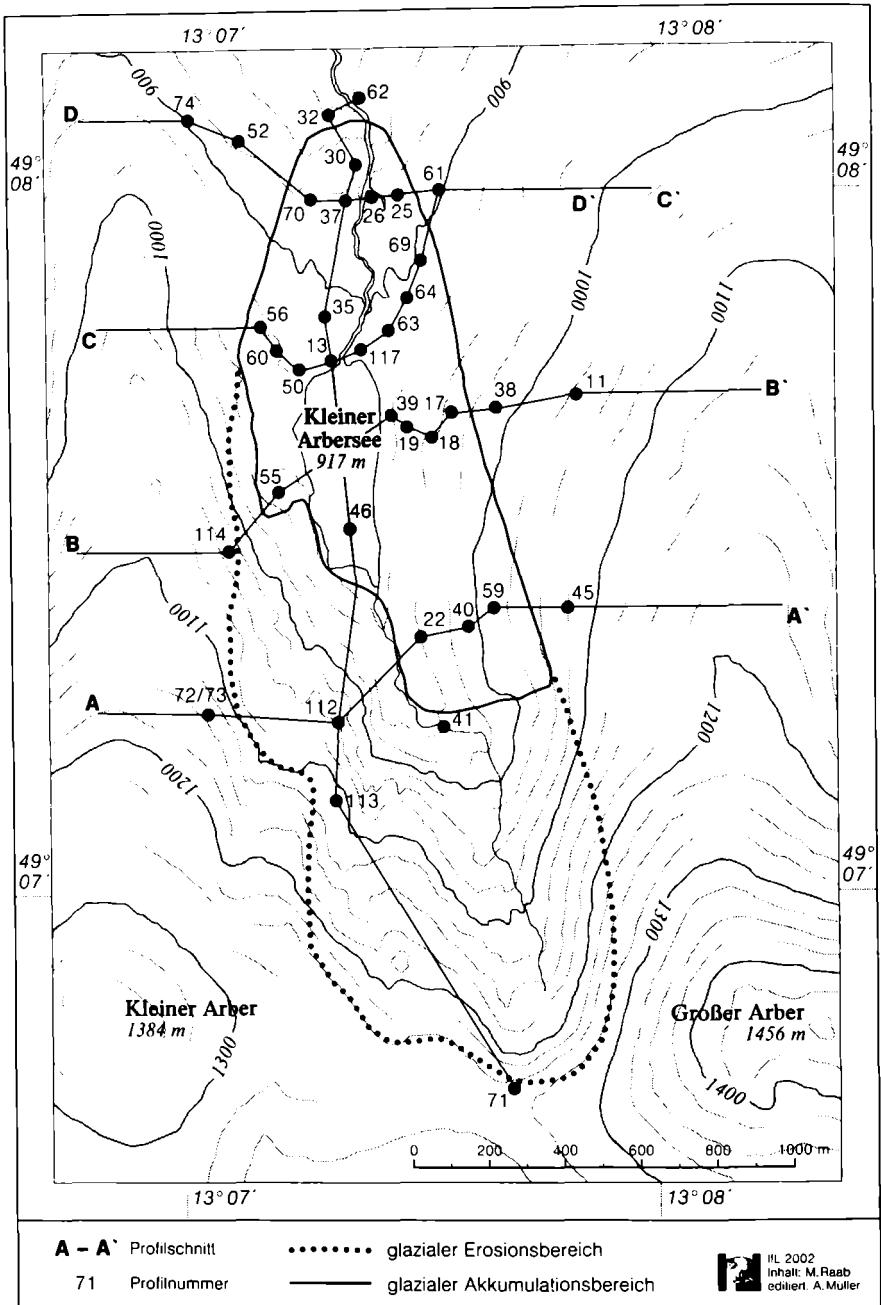


Abb. 1: Das Untersuchungsgebiet Kleiner Arber im Hinteren Bayerischen Wald

gen zu trennen. Zum anderen werden auf der Basis dieser Reliefaufnahme Bohrungen und Schürfgruben angelegt, an denen die Sedimente selbst und die in ihnen entwickelten Böden untersucht werden. Neben feldsedimentologischen Parametern wie Penetrometrie des Sediments, Morphometrie und Situmetrie des Grobbodens (Fraktion 2–15 mm) sowie Granulometrie des Grobbodens (Fraktion 2–63 mm) werden an der Feinbodenfraktion (< 2 mm) physikalische, chemische und mineralogische Kennwerte erhoben, von denen insbesondere die Werte der Korngrößenverteilung und die mineralogische Kennzeichnung mittels Röntgendiffraktionsanalyse (RDA) zur Unterscheidung der Sedimente herangezogen werden können. Pollenführende Sedimente (u.a. Mudden, organo-mineralische Mudden) und Torfe werden palynologisch untersucht (SWIERZINA 1998) und <sup>14</sup>C datiert, sowohl konventionell mittels Mikrozählrohr-Verfahren (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Prof. Dr. M. A. GEYH) als auch mittels AMS (Physikalisches Institut der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Prof. Dr. W. KRETSCHMER). Mit Hilfe Infrarot Stimulierter Lumineszenz (IRSL) wird versucht, mineralische glaziolakustrine Sedimente absolut zu datieren (Forschungsstelle Archäometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften am Max-Planck Institut für Kernphysik, Prof. Dr. G. A. WAGNER).

#### **4 Ergebnisse – Schichtabfolgen und ihre Verbreitung**

Im Untersuchungsgebiet sind periglaziale, glazigene, glaziolakustrine Sedimente, Mudden, Torfe, Saprolithe sowie anstehendes Festgestein vorhanden. Diese Sedimente, organogenen Bildungen und Ausgangsgesteine treten in der Regel in typischen Schichtabfolgen und in einer typischen räumlichen Verbreitung auf, was schematisch in den Abbildungen 2, 3 und 4 dargestellt ist. Die einzelnen Profile sind ausführlich bei RAAB (1999, 72ff. und 207ff.) beschrieben.

##### *4.1 Anstehendes im Bereich des glazialen Erosionsgebietes*

Im Allgemeinen überziehen periglaziale Hangsedimente und darunter erhaltene, meist mehrere Meter mächtige Saprolithe das Hangrelief des (Hinteren) Bayerischen Waldes flächenhaft (vgl. auch VÖLKELE 1999). Weite Bereiche im Talschluss des Seebachtales weisen indes weder eine Hangsedimentbedeckung noch Saprolithe auf (Abb. 4). Saprolithreste sind punktuell in den Hochlagen (Profile 54 und 68) und am Arbersattel (Profil 71) aufgeschlossen. Ebenso sind periglaziale Deckschichten weiträumig und vollständig in den Hochlagen erhalten (u.a. Profile 72 und 73).

Im zentralen Bereich des Talschlusses wurde der anstehende Gneis im Zuge der Glazialerosion freigelegt. Infolge einer der Fließrichtung des

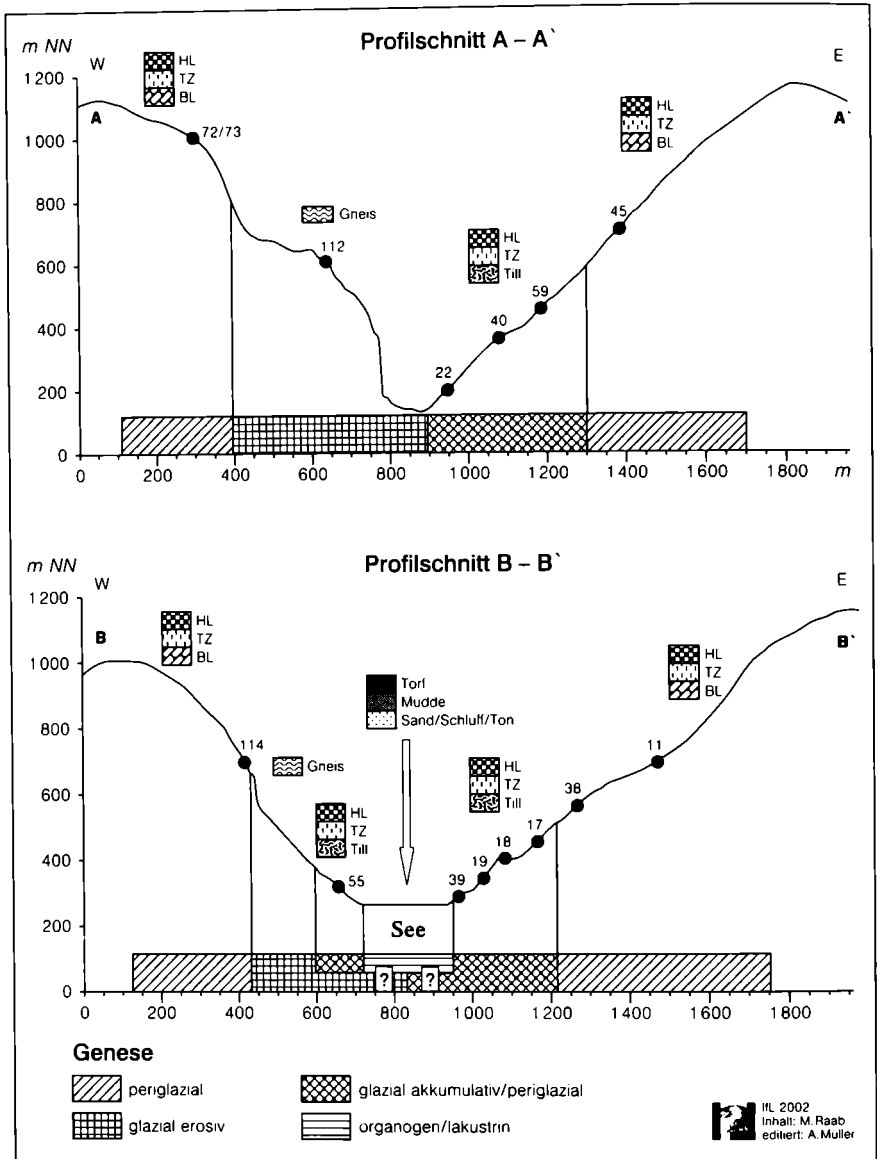


Abb. 2: Genese und Schichtaufbau der Profile am Kleinen Arbersee. Profilschnitte A - A' und B - B'

Verbreitung und Altersstellung polygenetischer Hangsediment-Komplexe

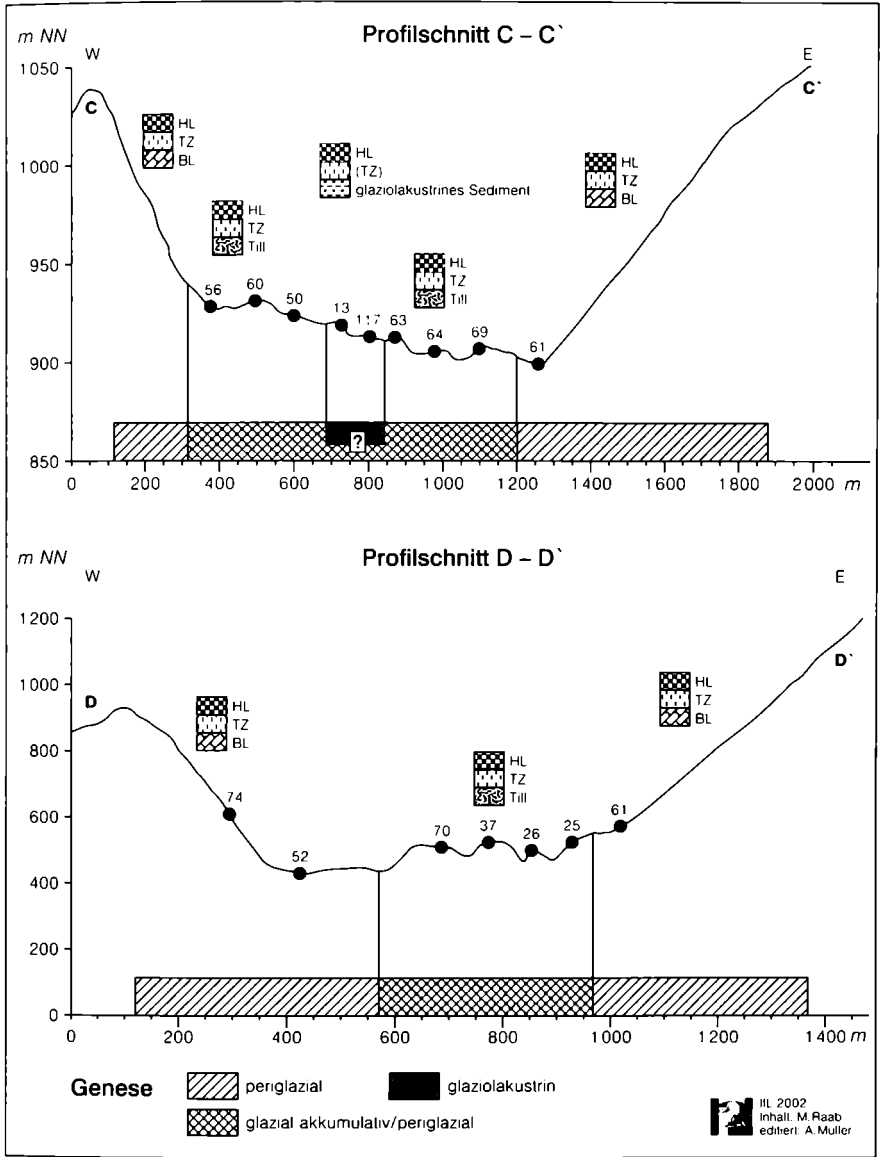


Abb. 3: Genese und Schichtaufbau der Profile am Kleinen Arbersee. Profilschnitte C – C' und D – D'

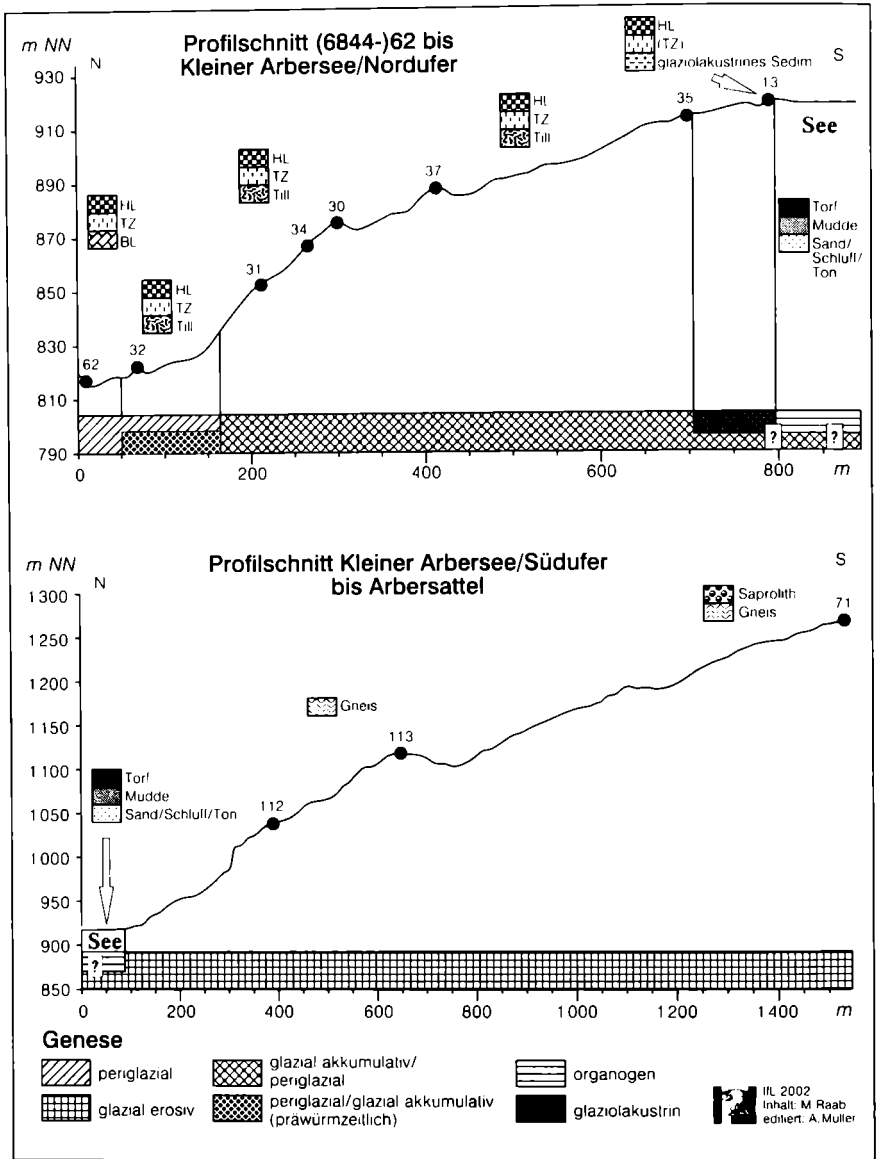


Abb. 4: Genese u. Schichtaufbau der Profile am Kleinen Arbersee. Profilschnitte (6844-)62 bis Kl. Arbersee/Nordufer u. Kl. Arbersee/Südufer bis Arbersattel



Gletschers parallel verlaufenden Klüftung ist das Kar markant flach, aber relativ lang. Auf dem anstehenden Gneis haben sich Ranker, Braunerde-Ranker und Podsol-Ranker gebildet (u.a. Profil 113), was die von SEMMEL (1985, 89) hervorgehobene Bedeutung der periglazialen Deckschichten für die Intensität der holozänen Pedogenese unterstreicht. Lediglich in Reliefpositionen, in denen sich im Zuge gravitativer Massenselbstbewegungen aus rückwärtigen Gneisstufen Grus, Steine und Blöcke angesammelt haben, sind Regosole verbreitet, die in einer durchschnittlich 30 cm mächtigen Oberlage entwickelt sind (Profil 112).

#### 4.2 Polygenetische Schichtabfolgen im glazialen Akkumulationsgebiet

##### 4.2.1 Hauptlage (HL) über Transitionszone (TZ) über Till(s)

Das im Untersuchungsgebiet häufigste glazigene Sediment ist der Till, der infolge differenzierender Merkmale (v.a. Kompaktion, Einregelungsmuster und Zurundungsgrad des Grobbodens) gemäß der INQUA-Klassifikation (GOLDTHWAIT u. MATSCHI 1989) als *melt-out till*, *lodgement till* oder *flow till* angesprochen wird. *Lodgement tills* sind besonders häufig verbreitet, vor allem in den Hängen östlich des Sees (z.B. Profil 22) wie auch in den End- und Seitenmoränen (z.B. Profile 30, 25, 56). Dagegen sind *melt-out tills* überwiegend auf die Rückzugsmoränen beschränkt (z.B. Profil 37) und *flow tills* ausschließlich am Hang des äußersten Endmoränenkomplexes zu finden.

Tills bilden in der Mehrzahl der im glazialen Akkumulationsgebiet aufgeschlossenen Profile das liegende Sediment. In Tills sind ausschließlich ICv-Horizonte oder bei starker Kompaktion mCv-Horizonte entwickelt. Tills können in mehreren aufeinander folgenden Schichten auftreten (z.B. Profil 22) und bauen den Großteil der glazialen Akkumulationsformen wie Seiten-, End-, Rückzugs- und Grundmoränen auf. Über dem jüngsten Till befindet sich in der Regel zwischen 70 cm und 80 cm Tiefe eine Transitionszone. Sie muss als Sonderfall der Mittellage (ML) gemäß der Nomenklatur periglazialer Hangsedimente ausgewiesen werden, da sie weder die für eine Hauptlage charakteristischen Lößlehmgehalte noch die typischen Merkmale einer Basislage aufweist (vgl. RAAB 1999, 53f.). Diese Transitionszone ist in fast allen Profilen vorhanden und durchschnittlich 30 cm mächtig. Das letzte und jüngste Sediment der typischen Schichtabfolge des glazialen Akkumulationsgebietes ist die Hauptlage mit ihren für den Hintere Bayerischen Wald bekannt gemachten Merkmalen (VÖLKEL 1995a, 66ff., VÖLKEL 1995b, MAHR 1998, 216ff.). Die Hauptlagen finden sich in allen Reliefposition und besitzen eine regelhafte Mächtigkeit von etwa 40 cm. Die Verbraunung hat die Hauptlagen immer bis an ihre Untergrenzen durchdrungen. Podsolierungstendenzen sind von untergeordneter Be-

deutung und führen je nach Intensität zur Ausgrenzung unterschiedlich stark podsolierter Braunerde- oder Lockerbraunerde-Subvarietäten, deren Genese von MAIR u. VÖLKEI (1999) ausführlich diskutiert wird. Dabei wird die Hypothese, dass Lockerbraunerden nicht durch laterale Verlagerungsprozesse gebildet werden können (vgl. MAIR 1998), unterstützt durch die Befunde im Glazialgebiet des Kleinen Arbersees. Hier sind selbst im Kulminationsbereich von Moränen Bfv-Horizonte vorhanden (Profil 30).

#### 4.2.2 *Hauptlage (HL) über Transitionszone (TZ) über glaziolakustrinen Sedimenten*

Neben den Tills sind in einem kleinen Gebiet nördlich des heutigen Kleinen Arbersees glaziolakustrine Sedimente abgelagert worden (Profil 13). Es handelt sich um Abfolgen aus laminierten Sanden, Tonen und Schluffen, die von stärker kiesigen Partien unterbrochen werden. Die Sedimente sind bis über 200 cm Profiltiefe verbraunt. Die Feinschichtung ist nicht mehr zu erkennen. Auf den lakustrinen Sedimenten entwickelten sich Hauptlagen und Transitionszonen. Die sehr lockere Lagerung und der hohe Feinsedimentgehalt haben postsedimentär eine tiefgründigere periglaziale sowie im Holozän eine pedogenetische Überprägung der lakustrinen Sedimente ermöglicht. Auf den weitaus kompakteren und skelettreicheren Tills außerhalb der glaziolakustrinen Sedimentationsbereiche bildeten sich ebenfalls Hauptlagen und Transitionszonen. Diese Profile sind aufgrund des Sedimentcharakters in der Regel bereits bei 80 cm Profiltiefe unverwittert und ungestört, darüber aber ebenfalls kräftig verlehmt und verbraunt. Auch hier hat die postsedimentär intensiv wirkende Kryoklastik des nunmehr periglazialmorphodynamisch wirkenden Regimes die Intensität der späteren, holozänen Pedogenese entscheidend mitbestimmt.

Mit der Ausbildung der Hauptlagen auf den glaziolakustrinen Sedimenten ist bereits ein relatives Minimalalter vorgegeben. Der Versuch einer Absolutdatierung mittels IRSL des glaziolakustrinen Sedimentes ergibt ein Alter von  $32,4 \pm 9,4$  ka BP (HDS 165). Wie die Datierungsversuche an Haupt- und Mittellagen im Bayerischen Wald zeigen (MAIR 1998, 256ff., VÖLKEI u. MAIR 2001), stellen IRSL-Alter in der Regel Maximalalter dar. Verjüngungseffekte sind generell immer gegeben und werden auch im Falle dieser Datierung anhand einer Probe aus dem glaziolakustrinen Milieu diskutiert (RAAB 1999, 149f.). Festzuhalten ist, dass die IRSL-Datierung einerseits das wärmzeitliche Alter der Vergletscherung allgemein belegt, andererseits jedoch ein frühwärmzeitliches Alter ausschließt und auf ein hochwärmzeitliches Alter im Sinne des *Last Glacial Maximum* (LGM) der Ostalpen hinweist (vgl. VAN HUSEN 1997).

#### 4.2.3 *Torfe über anstehendem Festgestein oder über Sediment(abfolgen)*

In Kleinformen der engräumigen Glaziallandschaft des Kleinen Arbersees sind Moore topogenen Charakters aufgewachsen. Zum einen existiert eine Vielzahl kleinerer Moore in glazialen Hohlformen des Austaubereiches nördlich des Kleinen Arbersees. Sie überlagern in Mächtigkeiten von bis zu 200 cm die dort verbreiteten polygenetischen Deckschichtenabfolgen oder Mudden, die sich in den Hohlformen gebildet haben. AMS-<sup>14</sup>C-Datierungen der Torfbasis dieser Moorkörper ergaben bisher ausschließlich relativ junge, spätholozäne Alter (vgl. Tab. 1; Profil 42, 1.310–820 a cal BC, 2 sigma, Erl-528), die im Rahmen der Interpretation der spätglazialen Landschaftsgeschichte nicht von Interesse sind. Zum anderen sind mehrere Moore im glazialen Erosionsbereich südlich des Kleinen Arbersees vorhanden. Die Torfe liegen unmittelbar dem anstehenden Gneis auf und haben Mächtigkeiten um 100 ± 50 cm. Vereinzelt werden auch geringmächtige mineralische Feinsedimente zwischen dem Torf und dem Anstehenden erbohrt (Profil 41). Die Torfbasis des Profiles (141–143 cm) datiert auf 11.025–10.375 a cal BC (2 sigma, Erl-529) und belegt, dass zu dieser Zeit bereits in einer Höhe von 951 m NN im Talschluss kein Eis mehr gewesen sein kann.

#### 4.2.4 *Torfe über lakustrinen Sedimenten*

Der letzte stratigraphische Komplex des glazialen Akkumulationsgebietes ist aufgrund des anthropogenen Aufstaus des Kleinen Arbersees im Jahre 1885 nicht mehr subaerisch erreichbar. Das künstliche Anheben des Seespiegels um ca. 2 m und die damit verbundene Vergrößerung der Seefläche von 2,7 ha auf 9,4 ha (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT 1987) haben dazu geführt, dass große Teile eines ehemals an der Oberfläche vorhandenen Moores heute am Seegrund zu finden sind, während die oberen Torfschichten abgerissen wurden und als sogenannte Schwimmende Inseln große Teile des Sees bedecken. Mit Hilfe mehrerer Bohrsondierungen sowie sechs Halbkammerbohrungen mit dem Russischen Moorbohrer (Profile 43, 44, 46, 47, 48, 49), die von der winterlichen Eisdecke des Kleinen Arbersees abgeteuft wurden, konnte gezeigt werden, dass die Torfe der ehemaligen Verlandungszone in noch außerordentlich großen Restmächtigkeiten (i.d.R. 5 m und mehr) ungestört am Seegrund liegen. Die Torfe überlagern konkordant Torfmudden, Schluffmudden sowie lakustrine Sande und Tone. Sie bilden insgesamt eine fast 11 m mächtige, ungestörte Abfolge von spätglazialen minerogenen und holozänen organogenen Sedimenten. Ungeachtet der Vielzahl paläoökologischer Informationen (u.a. Palynologie), die diese Sequenz beinhaltet, gibt die Datierung der Sedi-

Tab. 1: Profil (6844-)41, 42 und 46.  $^{14}\text{C}$ -Datierungen sowie Zuordnung der *pollen assemblage zones* (PAZ) aufgrund der Untersuchungen von SWIERZINA (1998).

Profil-Nr.	Lokalität	Lab.-Nr.	AMS $^{14}\text{C}$	$^{14}\text{C}$ konv.	Material	Probentiefe (cm)	$^{14}\text{C}$ -Alter (a BP)	kal. Alter (a cal BC, 2 $\sigma$ )	PAZ (nach FIRBAS 1949)
6844-41	Gilazialer Erosionsbereich	Erl-529	X		Torf	141-143	10.747 $\pm$ 152	11.025-10.375	
6844-42	Gilazialer Austaubereich	Erl-528	X		Torf	164-166	2.866 $\pm$ 104	1.310-820	
6844-46	Seebecken	Hv-22118		X	Torf	238-239	3.325 $\pm$ 170	2.115-1.630	
6844-46	Seebecken	Hv-22119		X	Torf	458-459	7.770 $\pm$ 220	6.990-6.370	
6844-46	Seebecken	Erl-1133	X		Pollen	566-572	8.877 $\pm$ 129	8.086-7.582	V
6844-46	Seebecken	Erl-702	X		Torfmulde	568-569	9.419 $\pm$ 144	8.940-8.190	V
6844-46	Seebecken	Erl-2045	X		Schluffmulde	714-716	11.202 $\pm$ 138	11.440-10.900	II
6844-46	Seebecken	Erl-2046	X		Schluffmulde	756-758	12.012 $\pm$ 174	12.497-11.652	Ibc
6844-46	Seebecken	Erl-1132	X		Pollen	1.054-1.056	12.311 $\pm$ 372	13.557-11.553	Ia
6844-46	Seebecken	Erl-1134	X		Ton/Schluff	1.050-1.058	12.470 $\pm$ 202	13.281-12.124	Ia

mentbasis ein gesichertes Minimalalter der letzten Vergletscherung des Kleinen Arbersee-Gebietes vor.

Die palynologischen Untersuchungen an der unteren Hälfte (558–1.069 cm) des Bohrkernes 46 (Abb. 5) belegen eine vollständige Abfolge des Spätglazials mit den *pollen assemblage zones* (PAZ) I bis III nach FIRBAS (1949) und den Übergang zum Holozän mit den PAZ IV und V (SWIERZINA 1998). Die Pollenzone Ia der Ältesten Dryas stellt mit 320 cm mächtigen mineralischen Sedimenten vorwiegend schluffig-toniger Textur den Hauptteil des untersuchten Profils. Ihre Basis konnte aufgrund zunehmender Bindigkeit des Sedimentes mit der Handbohrung nicht erschlossen werden. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff ( $C_{org}$ ) liegen für den Kernabschnitt der Ältesten Dryas unter der Nachweisgrenze. Erst mit dem Übergang zum Pollenzonenkomplex Ibc (Bölling/Ältere Dryas) nehmen die Werte in den nun gebildeten organo-mineralischen schluffdominanten Mudden (Schluffmudden) zu. Ein erstes Maximum erreichen die Gehalte an  $C_{org}$  in der PAZ II (Alleröd). In der PAZ III (Jüngere Dryas) gehen sie auf ein neuerliches Minimum zurück, um dann mit abnehmender Profiltiefe im Bereich der PAZ IV (Präboreal) und der PAZ V (Boreal) kontinuierlich anzusteigen. Das Profil endet nach oben offen bei 558 cm mit der Bildung von Torfen. Der Rückgang der  $C_{org}$ -Werte erklärt sich durch den nicht vollständigen Aufschluss von an Organik reicher Proben durch die nasse Veraschung.

In der vereinfachten Darstellung des Pollenprofils (Abb. 5) ist die Älteste Dryas (PAZ Ia) durch den geringen Anteil an Baumpollen (BP) gekennzeichnet. Das Pollenspektrum wird dominiert von trocken- und kälteliebenden Sträuchern, Kräutern und Gräsern (u.a. Dryas und Artemisia), die das kaltaride Klima einer Tundra mit Zwergstrauch- und Rasengesellschaften widerspiegeln. Das Ausbreiten der Birke (*Betula*) und der Rückgang der Kälte- und Trockenzeiger setzen die Grenze zum Bölling (Ib) und zur Älteren Dryas (Ic), die infolge eindeutiger Differenzierungsmerkmale palynologisch zusammengefasst werden müssen (PAZ-Komplex Ibc). Die Massenausbreitung der Kiefer (*Pinus*) markiert den Beginn des Alleröd-Interstadials (PAZ II). Als letztes Stadial des Postglazials zeigt sich die Jüngere Dryas (PAZ III) durch einen deutlichen Rückgang der *Betula*-Anteile und einen schwachen Anstieg der Poaceen-Kurve. Allerdings fehlen eindeutige Hinweise auf eine vollständige Etablierung einer der Ältesten Dryas vergleichbaren Vegetationsgesellschaft. Vielmehr belegen die weiterhin hohen *Pinus*-Anteile bei insgesamt kaum abnehmendem Baumpollenanteil, dass mit der Jüngeren Dryas keine Entwaldung verbunden war. Schließlich beginnt mit der neuerlichen Zunahme an *Betula*-Pollen sowie mit dem Auftreten der Ulme (*Ulmus*) das Präboreal als erste Pollenzone des

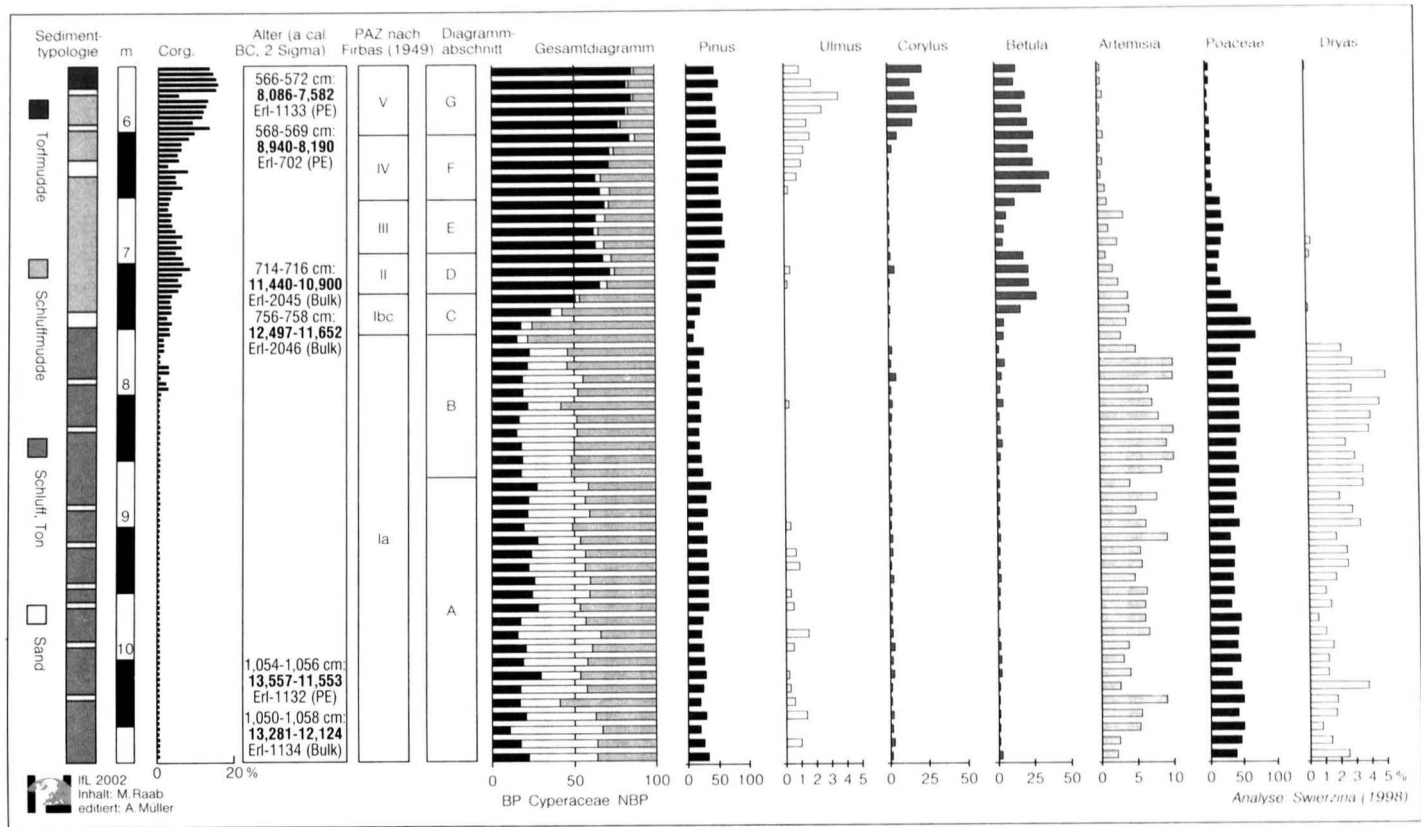


Abb. 5: Profil (6844-46). Sedimenttypologie, Gehalte an organischem Kohlenstoff (C org),  $^{14}\text{C}$ -Alter der Sedimentproben (Bulk) u. d. Pollenproben (PE) sowie ausgewählte Ergebnisse d. Pollendiagramms (ausführl. Pollenprofil bei RAAB 1999: Beilage 1)

Holozäns (PAZ IV). Die Pollenstratigraphie endet nach oben offen mit dem Boreal (PAZ V), das durch das Ausbreiten der Hasel (*Corylus*) markiert ist.

Neben den palynologischen Befunden belegen zwei AMS-<sup>14</sup>C-Datierungen das spätglaziale Alter der basalen Sedimente (Tab. 1). Auch lassen sich die Pollenstratigraphie und die <sup>14</sup>C-Stratigraphie zwanglos korrelieren. Altersinversionen sind nicht vorhanden. Ferner untermauern die geringen Fehler zwischen den beiden datierten Fraktionen (Pollen und Gesamtsediment) die hohe Sicherheit, mit der das reale Alter der Sedimentation erfasst wird. Daher kann das Minimalalter des Eisrückzuges aus dem Becken des Kleinen Arbersees (904 m NN) mit 13.557–11.553 a cal BC (PE, 2 sigma, Erl-1132) beziehungsweise 13.281–12.124 a cal BC (Bulk, 2 sigma, Erl-1134) angegeben werden. Nachfolgend werden in das Seebecken relativ rasch lakustrine Tone, Schluffe und Sande sedimentiert. Zumindest für den im Profil 46 erfassten jüngeren Teil der Ältesten Dryas (PAZ Ia) sind diese hohen Sedimentationsraten über die AMS-<sup>14</sup>C-Datierungen dokumentiert. Die 300 cm mächtigen Sedimente von der Profilbasis bis zum Übergang Bölling/Älteste Dryas (PAZ-komplex Ibc) sind in nur etwa 500 Jahren abgelagert worden (vgl. Tab. 1) und belegen eine intensive spätglaziale Morphodynamik im Einzugsgebiet.

#### *4.3 Periglaziale Deckschichtenabfolgen im extraglazialen Bereich*

Der von der würmzeitlichen Vergletscherung nicht mehr erfasste Bereich unterscheidet sich morphologisch, sedimentologisch und im Einzelbefund auch (paläo-)pedologisch von der oben beschriebenen jüngeren Glaziallandschaft.

An den sedimentbedeckten Hängen östlich des Kleinen Arbersees und im Verlauf des Seebachtals unterhalb 830 m NN (Basis des äußersten Endmoränenkomplexes) sind gemäß der Geländebegehungen und der tachymetrischen Reliefaufnahme keine glazialen Vollformen vorhanden. Die Hänge sind mehr oder weniger vertikal gestreckt. In den Profilen fehlen die charakteristischen Merkmale der Tills (hoher Zurundungsgrad, Einregelung der Skelettkomponenten parallel zur Fließrichtung, hohe Kompaktion). Dies gilt uneingeschränkt für die gestreckten Hänge östlich des Kleinen Arbersees, die direkt an die äußerste und zudem höchste Seitenmoräne grenzen (Profile 11 und 45). Der markante Wechsel im Schichtaufbau der Sedimente differenziert den höher gelegenen, rein periglazial geformten Bereich von der tiefer gelegenen Glaziallandschaft (vgl. Abb. 2 und Abb. 3). Tills sind auf den glazialen Akkumulationsbereich beschränkt (Schichtaufbau HL/TZ/Till), während Basislagen (BL) ausschließlich außerhalb des Vergletscherungsbereiches auftreten (Schichtaufbau HL/TZ/BL).

In der Nähe des Seebaches unterhalb der Endmoränen bei 820 m NN sind Profile vorhanden, in denen durchaus tilltypische Merkmale zumindest in Form eines hohen Zurundungsgrades auftreten (Profil 62), oder die sogar eindeutig glazigene Einregelungsmuster aufweisen (Profil 32). Letztlich handelt es sich um zwei Einzelbefunde ohne morphologischen Bezug, die lediglich belegen, dass die tiefer gelegenen Areale von einer älteren, prä-würmzeitlichen Vergletscherung erfasst wurden. Dies wird untermauert vom paläopedologischen Befund, dass in mehrschichtigen Basislagen (Profil 62) im direkten Vorfeld des maximalen würmzeitlichen Gletschervorstosses Reste einer fossilen Parabraunerde-Bildung in Form eines A1+Bt- beziehungsweise eines Bt-Horizontes nachweisbar sind. Diese intensive und vermutlich interglaziale Bodenbildung im unmittelbaren Vorfeld des jüngstglazialen Akkumulationsbereiches belegt eine morphodynamische Stabilitätsphase, die älter sein muss als die jüngste Vergletscherung des Gebietes.

## 5 Synthese

Im Kleinen Arbersee-Tal und seinen sich über 700 m relativer Höhe erstreckenden Hängen (vgl. Abb. 1) sind glazigene Sedimente mit periglazialen Hangsedimenten (sogenannte Deckschichten) vergesellschaftet. In der Würm-Kaltzeit wurden auch die jüngsten Glazialsedimente und die von ihnen gebildeten Vollformen von einer periglazialen Morphodynamik nachhaltig überprägt. Die jüngsten Glieder der periglazialen Deckschichtenkomplexe (Hauptlagen und ihre Transitionszonen) sitzen wiederum den Moränen auf. Aus der Zusammenschau der Befunde ergibt sich über die Darlegung der Verbreitung und Verschneidung periglazialer und glazigener Sedimente hinaus die Möglichkeit einer vergleichsweise präzisen zeitlichen Zuordnung einzelner Sedimentationsphasen beider morphodynamischer Regime. Die lakustrinen Sedimente der letzkaltzeitlichen Austaulandschaft und die Moore, die sich im Verlandungsbereich des ehemaligen Zungenbeckensees sowie im Kar bildeten, liefern hierzu die Befunde.

Der heute über frische Vollformen erkennbare glaziale Sedimentationsbereich ist insgesamt maximal würmzeitlichen Alters. Das ergibt sich zweifelsfrei aus den morphologischen, sedimentologischen und (paläo-)pedologischen Befunden. Die Formen sind jung und markant, ohne diesbezüglich eine Abstufung erkennen zu lassen. Außerhalb dieses glazigen Sedimentationsbereiches existieren keine weiteren Vollformen. Auf sämtlichen Tills dieses Areals sind zwar Hauptlagen mit Transitionszonen entwickelt. Basislagen hingegen fehlen vollständig. Der Befund eines würmzeitlichen Alters der Vergletscherung wird auch von der einzigen



direkten Absolutdatierung (IRSL) gestützt, die an den glaziolakustrinen Sedimenten vorgenommen wurde. Die Datierung engt bei einem Maximalalter von  $32,4 \pm 9,3$  ka die Genese des lakustrinen Sedimentes auf hochwürmzeitlich ein.

Das Minimalalter der letzten Vergletscherungsphase liefern die minerogen-lakustrinen Sande, Schluffe und Tone sowie die organogenen Sedimente in Form von Mudden und Torfen innerhalb der Glaziallandschaft. Die AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierung der Torfbasis über dem an-stehenden Gneis südlich des Kleinen Arbersees (Profil 41) sowie die beiden AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen der basalen Sedimente im Seebecken (Profil 46) ergeben spätglaziale Alter. Die Datierungen belegen um ca. 14.500 vor heute (vgl. Tab. 1, Erl-1132, Erl-1134) und damit bereits für die Älteste Dryas Eisfreiheit des Seebeckens. Mit großer Wahrscheinlichkeit ist dieses Alter höher, da in der Handbohrung die postgletscherzeitliche Sedimentfüllung des Seebeckens nicht vollständig durchteuft und weder glazigene Sedimente noch das Anstehende erreicht wurden.

Das Alter der periglazialen Deckschichten leitet sich aus deren räumlicher Verbreitung in Vergesellschaftung mit der glazialen Erosions- und Akkumulationslandschaft ab. Vollständige Abfolgen periglazialer Deckschichtenkomplexe von Haupt-, Mittel- und Basislagen (HL/ML/BL oder HL/TZ/BL) sind ausschließlich auf den extraglazialen Bereich beschränkt, wo sie regelhaft auftreten. Innerhalb des glazialen Akkumulationsgebietes hingegen fehlen grundsätzlich die Basislagen. Die Abfolge im Vertikalprofil lautet Hauptlage, Transitionszone, Till (HL/TZ/Till). Die Basislagen des extraglazialen Bereiches müssen daher älter sein als die hochwürmzeitliche Vergletscherung selbst. Die Hauptlagen und ihre Transitionszonen als ein auf den Tills ausgebildeter Sonderfall der Mittellagen bedecken zwar die hochwürmzeitlichen glazialen Vollformen. Allerdings fehlen sie im glazialen Erosionsbereich vollständig, und zwar nicht nur im wandartig verstreuten Teil des Kares, sondern auch in den übrigen, flacheren Teilen des Exarationsbereiches. Hauptlagen und Transitionszonen sind folglich in einer Zeit entstanden, zu welcher der Gletscher zwar die glazialen Akkumulationsgebiete bereits freigegeben hatte, er im Exarationsbereich aber noch existent war und dort die Hauptlagengeneese verhinderte.

Demzufolge bildeten sich die Hauptlagen im Untersuchungsgebiet im frühen Spätglazial. Ihr Bildungszeitraum war zudem sehr kurz. Eine Weiterentwicklung während der Jüngeren Dryas kann ausgeschlossen werden. Denn zu dieser Zeit lagerten sich im karwärtigen Verlandungsbereich des Seebeckens bereits Schluffmudden ab (Abb. 5, Profil 46). Das Fehlen der Hauptlagen im Exarationsbereich des Gletschers (Talschluss des Kleinen Arbersee-Tales) kann auch nicht mit einer wie auch immer gearteten spät-

oder postglazialen erosiven Ausräumung erklärt werden. Denn in direkter Nachbarschaft und im unmittelbaren Übergang der glazialen Erosionsbereiche in Form der dort an der Oberfläche anstehenden unverwitterten Gneise (Abb. 1 und Abb. 2, Profile 112, 113) sind die komplexen periglazialen Deckschichten des extraglazialen Bereiches mit vollständig entwickelten Hauptlagen erhalten (Profile 72, 73).

Die palynologischen Daten belegen während der Ältesten Dryas für das Arbergebiet eine ausgeprägte Phase kaltarider Bedingungen. Die Genese der Hauptlagen als Produkt einer entsprechenden Morphodynamik (Kryoturbation, äolischer Eintrag von Feinsediment) war zu dieser Zeit zweifellos möglich. Während der Jüngeren Dryas hingegen fand keinesfalls eine Entwaldung statt. Die Baumpollenanteile bleiben hoch.

Die hier vorgestellten Befunde aus der kaltzeitlichen Glaziallandschaft des Kleinen Arbersees im Hinteren Bayerischen Wald folgen einem gänzlich anderen Ansatz als die Arbeiten von VÖLKEI u. MAHR (1997) im Vorderen Bayerischen Wald. VÖLKEI u. MAHR (1997) belegen dort erstmalig, dass die Hauptlagen unter einem bereits präböllingzeitlich aufgewachsenen Moor hindurchziehen, von diesem überlagert wurden und selbst jüngstenfalls in der Ältesten Dryas entstanden sein können. Letztlich haben die Ergebnisse von VÖLKEI u. LEOPOLD (2001) gezeigt, dass auch in anderen zentraleuropäischen Mittelgebirgen (Harz, Rhön, Fichtelgebirge) die Jüngere Dryas als Bildungszeitraum der Hauptlagen nicht in Frage kommt. Auch dort sind die Hauptlagen älter.

## Literatur

- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT 1987 (Hrsg.): Verzeichnis der Seen in Bayern mit einem Kartenteil. München.
- BUCHER, M. 1999: Der glaziale Formenschatz im Gebiet um den Kleinen Arbersee (Bayerischer Wald, Deutschland) In: KOSTRZEWSKI, A. und H. HAGEDORN (Hrsg.): Vergletscherung in europäischen Mittelgebirgen. Berlin u.a., S. 45–58 (= Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd. 113).
- FIRBAS, F. 1949: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Jena.
- GOLDTHWAIT, R. P. u. C. L. MATSCH 1989 (eds.): Genetic classification of glacial deposits. Rotterdam.
- LESER, H. u. B. METZ 1988: Vergletscherungen im Hochschwarzwald. In: LIEDTKE, H. (Hrsg.): Untersuchungen zur Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland – Neue Ergebnisse der Geomorphologischen Kartierung. Berlin, S. 155–175 (= Berliner Geographische Abhandlungen, 47).
- MAHR, A. 1998: Lockerbraunerden und periglaziale Hangsedimente im Bayerischen Wald – Untersuchungen zu Paläoumwelt und Geomorphodynamik im Spätglazial und ihrem Einfluß auf die Pedogenese. Regensburg (= Regensburger Geographische Schriften, 30).

- MAHR, A. u. J. VÖLKELE 1999: Genese von Lockerbraunerden im Bayerischen Wald. In: *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 162, S. 471–476.
- MANSKE, D. J. 1989: Zur eiszeitlichen Überprägung des Arbergebietes (Bayerischer Wald). In: Naturwissenschaftlicher Verein Regensburg (Hrsg.): *Festschrift Wilhelm Kick*. Regensburg, S. 183–198 (= *Acta Albertina Ratisbonensia*, 46).
- METZ, B. 1997: Glaziale Formen und Formungsprozesse im Schwarzwald. In: MÄCKEL, R. u. B. METZ (Hrsg.): *Schwarzwald und Oberrheintal – Eine Einführung in das Exkursionsgebiet um Freiburg im Breisgau*. Freiburg, S. 51–74. (= *Freiburger Geographische Hefte*, 36).
- PARTSCH, J. 1882: Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands nach fremden und eigenen Beobachtungen dargestellt. Breslau.
- RAAB, T. 1999: Würmzeitliche Vergletscherung des Bayerischen Waldes im Arbergebiet. Regensburg (= *Regensburger Geographische Schriften*, 32).
- RATHSBURG, A. 1928: Die Gletscher des Böhmerwaldes zur Eiszeit. In: *Berichte der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft Chemnitz* 22, S. 66–161.
- SEMMELE, A. 1985: *Periglazialgeomorphologie*. Darmstadt (= *Erträge der Forschung*, 231).
- SWIERZINA, S. 1998: Palynologische und geochemische Untersuchungen an Mooren im ehemaligen Vergletscherungsgebiet des Kleinen Arbersees. Hinterer Bayerischer Wald. Regensburg (= Unveröff. Diplomarbeit Inst. f. Geographie Univ. Regensburg).
- VAN HUSEN, D. 1997: LGM and late-glacial fluctuations in the eastern Alps. In: *Quaternary International* 38/39, S. 109–118.
- VÖLKELE, J. 1995a: Periglaziale Deckschichten und Böden im Bayerischen Wald und seinen Randgebieten als geogene Grundlage landschaftsökologischer Forschung im Bereich naturnaher Waldstandorte. Berlin u.a. (= *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd.* 96).
- VÖLKELE, J. 1995b: Zur Darstellung von Schichtwechselln in periglazialen Decklagen des Bayerischen Waldes unter besonderer Berücksichtigung der Mittellage und ihrer Eigenschaften. In: *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 158, S. 177–186.
- VÖLKELE, J. 1999: Charakterisierung saprolithischer Verwitterung im südwestlichen Moldanubikum durch röntgendiffraktometrische Untersuchungen. In: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, H. 5/6*, S. 289–304.
- VÖLKELE, J. u. M. LEOPOLD 2001: Zur zeitlichen Einordnung der jüngsten periglazialen Aktivitätsphase im Hangrelief zentraleuropäischer Mittelgebirge. In: *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.* 45, S. 273–294.
- VÖLKELE, J. u. A. MAHR 1997: Neue Befunde zum Alter der periglazialen Deckschichten im Vorderen Bayerischen Wald. In: *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.* 41, S. 35–41.
- VÖLKELE, J. u. A. MAHR 2001: Die IRSL-Datierung von periglazialen Hangsedimenten – Ergebnisse aus dem Bayerischen Wald. In: *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.* 45, S. 295–305.
- VÖLKELE, J. u. T. RAAB 1999: Zur Differenzierung periglazialer, glazigener und kolluvialer Sedimente im Hangrelief von Mittel- und Hochgebirgen. In: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, H. 5/6*, S. 305–318.