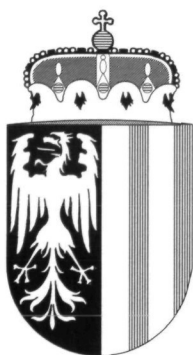


JAHRBUCH
DES
OÖ. MUSEALVEREINES
GESELLSCHAFT
FÜR
LANDESKUNDE

144. Band

1. Abhandlungen



Linz 1999

Inhaltsverzeichnis

Werner Pichler: Die Felsbilder des nördlichen Dachsteingebirges	7
Werner Pichler: Die Felsbildstationen Kollergraben und Hochkogel am Südhang des Schafberges	91
Gerhard Forstenpointner, Andrea Hassl, Alice Kaltenberger, Friedrich Kaltenberger, Stefan Karwiese, Iris Müller: Die Grabungen des Österreichischen Archäologischen Instituts im ehemaligen Benediktinerkloster („Schloß“) Mondsee. V. Interdisziplinäre Auswertung des Inhaltes einer neuzeitlichen Jauchenkiste	99
Willibald Katzinger: Wie man „Heiden“ produziert – Eine Entgegnung	153
Johann Offenberger: Bemerkungen zur Auffindung von Holzfässern im ehemaligen Kloster Mondsee	171
Margareta Vyoral-Tschapka: „Villa Nostra Pfaffenhoven Dicta“ – Der „alte Pfarrhof“ der Pfarre Gilgenberg am Weilhart (Mairhof Nr. 4)	179
Susanne Hehenberger: „...Ich bin mit diesem Knecht geschwistrigt Kinder...“ .Der Prozeß gegen Maria Stumvollin und Johann Scherb (Freistadt/Weinberg 1783) als Beispiel der Strafpraxis beim Delikt „Inzest“ im 18. Jahrhundert.....	199
Harry Slapnicka: Kunstgattung, Tatsachenbericht., Täuschung? Selbstbiographien aus Oberösterreich im 20. Jahrhundert	231
Hermann Kohl: Das Eiszeitalter in Oberösterreich Teil III: Das eiszeitliche Geschehen in den nicht vergletscherten Gebieten Oberösterreichs und die Entwicklung im Holozän	249
Manfred Schmitzberger: Jungsteinzeitliche Wildvogelfunde aus Ölkam/OÖ.	431
Nachrufe	439
Besprechungen	455

unten hin auf der Nordseite mit etwa 1800 m, auf der Südseite mit etwa 2000 m begrenzt. Besonders verweist er auf die Ausbildung von Steinringen mit 20 cm Ø (also Kleinformen), auf Rasenwülste und Girlanden, die bei mindestens 11–30° Neigung aufreißen und in Schuttstreifen übergehen, wobei er das Gebiet um die Weiße Wand und der Teufelsmauer (nordöstlich vom Gr. Priel) erwähnt. Der Verfasser konnte Rasengirlanden und treppenartig ausgebildete Rasenwülste im Gipfelbereich der Trageln von 2164 m abwärts feststellen (Kohl unveröffentlicht).

Eine auffallende Erscheinung unterhalb des Gipfels des Großen Priels (2515 m) ist das zwar schon lange bekannte, aber erst 1961 von J. ZEITLINGER näher beschriebene perennierende Schneefeld in Kühkar in einer mittleren Höhenlage von 2200 m, dessen Verhalten und nur ausnahmsweises völliges Abschmelzen keine Übereinstimmung mit den vorliegenden Niederschlags- und Temperaturverhältnissen erkennen läßt. ZEITLINGER vermutet daraus, daß hier größere Schneemassen durch Winterstürme von der Hochfläche des Toten Gebirges zugeführt und abgelagert werden. Die von ihm vorgelegten Bilder zeigen nicht nur einen deutlichen Schuttwall, der als Ablagerung des über dem Schneefeld abgleitenden Schuttes betrachtet werden kann; im Zusammenhang mit diesem Schneefeld ist auch mit periglazialen Soliflukti-onserscheinungen in dieser völlig pflanzenlosen Karwanne zu rechnen.

15.2 Die geodynamischen Vorgänge unter den warmzeitlichen Bedingungen des Holozäns (vgl. Tabelle 5)

Das stark atlantisch geprägte gemäßigte Klima der Holozänzeit hat ganz andere Auswirkungen auf die Landschaftsgestaltung zur Folge als das bis zu extrem arktischen Verhältnissen reichende Klima der Würmeiszeit. Die jahreszeitlich und flächenhaft wirksamen Periglazialvorgänge werden auf das Hochgebirge beschränkt und die extremen Schwankungen in der Wasserführung mit den gewaltigen Schmelzwasserschüttungen verlieren ihre Bedeutung. Diese kaltzeitlichen Vorgänge werden vielmehr durch episodische, katastrophenartig auftretende ersetzt, die grundsätzlich auf außergewöhnliche Wetterlagen zurückzuführen sind. So können Starkregen Hochwasserkatastrophen mit entsprechenden kurzfristig wirksamen Erosions- und auch Akumulationsvorgängen auslösen und längere niederschlagsreiche Perioden verstärkt zu größeren Massenbewegungen führen, die sich von den kaltzeitlichen relativ seichten Periglazialbewegungen wesentlich unterscheiden. Klimaschwankungen spielen dabei nur eine untergeordnete Rolle.

Zunächst führte bereits im Spätglazial das geänderte fluviale Regime in den von glazifluvialen Schüttungen geprägten Tälern schon vom Zeitpunkt des Zurückschmelzens des Eises von den Endmoränen an zur flußabwärts

fortschreitenden Zerschneidung der letzten kaltzeitlichen Schmelzwasserschüttung. Das geschah oft in mehreren Stufen, die als Niederterrassenkomplex die aus Umlagerungsmaterial bestehenden holozänen Talsohlenseimente überragen. Andererseits setzt unabhängig davon von der Donau her die Eintiefung in diese Sedimente ein, die auch in die Nebentäler hinein wirksam war. In den nicht von Gletscherschmelzwässern geprägten autochthonen Vorlandtälern mit nur periglazialen würmzeitlichen Schuttablagerungen fehlt jedoch diese Zerschneidung, und die holozänen Sedimente überlagern dort die letzteiszeitlichen. Ein Beispiel dafür bietet das oberösterreichische Kremstal, das in der Würmeiszeit abgesehen vom obersten Bereich bei Micheldorf nicht mehr von Gletscherschmelzwässern erreicht wurde und wo anlässlich der Regulierung des Flusses u.a. bei Wartberg/Krems subrezente Eichenstämme in einigen Metern Tiefe unter den holozänen Sedimenten gefunden wurden. In den Talsohlen kleinerer Gerinne konnten wiederholt wie beispielsweise am Mühlbach nächst Buchberg bei Wels (ÖK 1: 50 000 Bl. 49 Wels) unter subfossilen Holzresten und Schnecken aus dem Holozän Feinsedimente aus periglazial umgelagertem Schlier mit typischen kaltzeitlichen Kleinschnecken beobachtet werden.

Die Untersuchungen im Talsohlenbereich der drei oberösterreichischen **Donauebene**n, Eferdinger, Linzer Donaufeld und Machland, haben gezeigt, daß die fluviatilen Vorgänge im Holozän wesentlich komplizierter sind und sich nicht in einer warmzeitlichen Eintiefung erschöpfen. Schon das geomorphologisch-ökologische Erscheinungsbild, wie es sich vor dem Ausbau der Kraftwerkskette (DOKW) an der Donau dargeboten hat (Abb. 136), weist deutlich unterhalb der 10–12 m über dem damaligen Donaumittelwasser liegenden hoch- und spätwürmzeitlichen NT (ONT u. UNT-Kap. III/11.3) drei weitere Niveaus auf, deren Ausbildung im Holozän erfolgt sein muß (Kohl 1/1963). Sie werden als Hochflutfelder zusammengefaßt, weil sie je nach Höhenlage von den Donauhochwässern fast regelmäßig oder seltener erreicht wurden und daher auch eine entsprechende Sedimentdecke tragen. Wogegen in Oberösterreich, vom östlichen Machland abgesehen, die NT-Felder auch von den größten Katastrophenhochwässern wie 1501, 1899 und 1954 nicht überflutet worden sind.

Das Obere Hochflutfeld (OHF), etwa 5–7 m über dem ehemaligen Donaumittelwasser gelegen, wird nur von den größeren Hochwässern überflutet. Die reiferen Böden, Braune bis verbrauchte Graue Auböden und im Randbereich eher trockenen Standorte begünstigen den Ackerbau und auch die Altsiedlung. Die gegenüber den NT unruhigere und damit ökologisch bereits stärker wechselnde Oberfläche läßt das geringere Alter erkennen.

Das wenige Meter tiefer liegende Untere Hochflutfeld (UHF) wird entsprechend öfter überflutet, die wesentlich unruhigere Oberfläche von zahlreichen oft noch wasserführenden Rinnen und Mulden durchzogen, darunter Seiten-

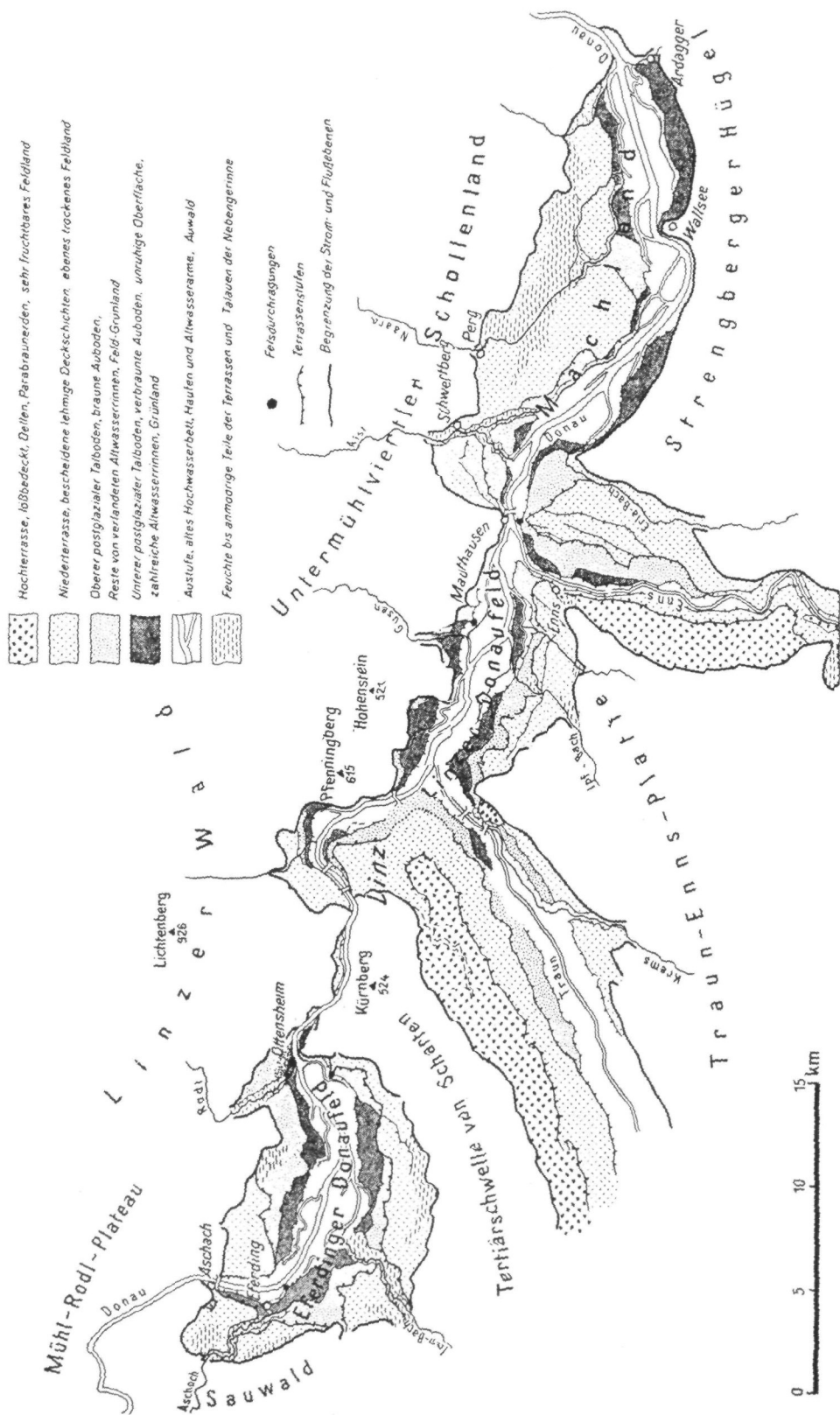


Abb. 136: Die Donauebenen in Oberösterreich. Nach H. KOHL, 1963.

gerinne mit verschleppter Mündung. Die unreiferen, mehr oder weniger verbraunten polygenetischen Grauen Auböden und die zunehmenden Feuchtbiootope begünstigen die Grünlandnutzung.

Die unterste Stufe, die Austufe, deckt sich größtenteils mit dem Hochwasserbett vor der im wesentlichen in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts erfolgten Regulierung des Stromes und läßt noch gut die höheren „Haufen“ und die unterschiedlich breiten immer inaktiver werdenden Mulden der Altwasserarme erkennen. Auf den kaum weiterentwickelten Grauen Auböden stockt noch größtenteils der Auwald. Der zum Strom hin abfallende, infolge der Terrassenstufung gegen die Donau hin immer näher an die Oberfläche herantretende Grundwasserspiegel bestimmt zusammen mit den Deckschichten und noch erhaltenen Gewässern weitgehend die gegenwärtigen ökologischen Verhältnisse.

Die nähere Untersuchung des Aufbaues dieser postglazialen Hochflutstufen, für die es in den 50er und 60er Jahren im Linzer Donaufeld sehr günstige Voraussetzungen gab, weisen jedoch auf eine viel komplexere Entstehung hin, als etwa eine in drei Etappen erfolgte Tieferlegung der Stromsohle, wie sie auf Grund des rein geomorphologischen Befundes angenommen werden könnte. Zunächst waren es Baumstammfunde und deren Datierungen, ferner subfossile Bodenbildungen, die weitere grundlegende Schlüsse zuließen (KOHL I/1968 u. I/1973c), die schließlich anlässlich der archäologischen Grabungen des Oberösterreichischen Landesmuseums in Gusen (KOHL I/1978) eine Bestätigung erfahren haben. Ganze Lagen subfossiler Baumstämme konnten in den Schottergruben von Fischening bei Asten östlich Linz und auch in anderen Gruben und Baustellen geborgen werden, aus deren Alter auf Zeiten bevorzugter Sedimentation geschlossen werden konnte. Bei Bohrungen waren Eichenstämme in 10 – >12 m Tiefe angetroffen worden, die eine mächtige Neusedimentation von wesentlich quarzreicheren und karbonat- sowie flyschärmeren Schottern bestätigen, als sie in den NT vorliegen. Unter dieser hier ältesten Baumstammlage wurden die gleichen blockreichen Basislagen, möglicherweise z.T. geringfügig umgelagert, angetroffen wie an der Basis der NT. Eine größere Eintiefung in den liegenden tertiären Schlier ist jedoch hier nicht, wohl aber im Machland, nachzuweisen (H. FISCHER I/1965 57). Überlagert werden schließlich diese Schotter des OHF von einer uneinheitlich mächtigen Decke von Hochwassersedimenten, vorwiegend Ausanden und -lehmen (Abb. 137).

Die ^{14}C -Daten aus den Baumstämmen lassen sich in zwei Gruppen einteilen: die älteren, meist Eichen zwischen 4400 und 4080 v.h. (nach konventioneller Datierung, d.h. ohne Berücksichtigung der tatsächlichen ^{14}C -Schwankungen in der Atmosphäre und vor 1950), was nach dendrochronologischer Datierung von Eichenstämmen einem tatsächlichen Alter von etwa 5100–4500 entspricht; die jüngeren neben Eichen auch Ulmen und Eschen

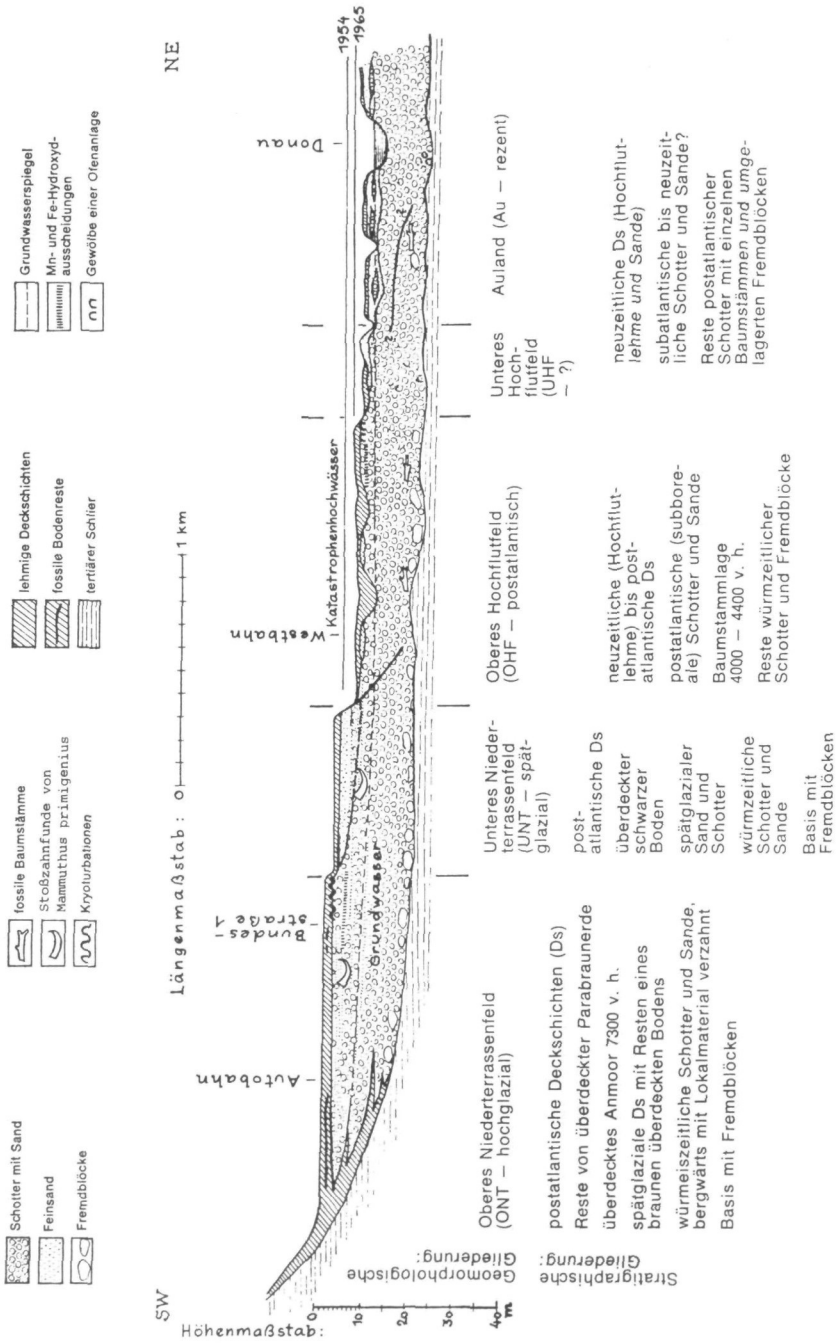


Abb. 137: Geomorphologische und stratigraphische Gliederung des Donaubodens unterhalb Linz im Raume zwischen Pichling und Asten.
H. KOHL 1968

mit konventionellen ^{14}C -Daten zwischen 2600 und 2390 v.h., die korrigiert 2850 und 2450 J.v.h. entsprechen. Daten um 3600 v.h. (korrigiert 4100 v.h.) unter jüngeren Schichten dürften aber ebenfalls mit der Ausbildung des OHF-Niveaus zu tun haben, so daß das heutige OHF nach der kräftigen spätglazialen Tiefenerosion erst ab dem Subboreal durch zwei bis drei Sedimentationsphasen entstanden sein kann, die jeweils von rinnenartig eingetieften Erosionsphasen unterbrochen wurden. Bei den archäologischen Ausgrabungen in Gusen konnten Zerstörungen der am damaligen Donauufer angelegten Kulturstätten etwa gegen Ende des Mesolithikums, während des Neolithikums und mehrmals während der Bronzezeit nachgewiesen werden, die unter Berücksichtigung der korrigierten ^{14}C -Daten gut mit den Baumstammdaten übereinstimmen (Tab. 5).

Ab der letzten nachweisbaren Rinnenfüllung des OHF muß es abermals zu einer größeren Tiefenerosionsphase gekommen sein, ehe das Untere Hochflutfeld (UHF) aufgebaut worden ist, über dessen weitere Gliederung bisher wenig bekannt ist. Jedenfalls steht es, wie die frischen Formen und die geringe Höhe über der Donau zeigen, bereits in enger Beziehung zur Austufe, in der die Baugruben der DOKW und die größeren Schotterabbau (Pleschinger Au und Steyregger Au) gute Aufschlüsse geboten haben. 7–12 m mächtige Sedimente liegen über der schon teilweise ins Tertiär eingetieften Sohle. Von der üblichen blockführenden Basislage sind nur noch meist umgelagerte Reste erhalten, die bereits in Verbindung mit Baumstämmen aller auch sonst vertretenen Altersgruppen auftreten. Während um 1450–1500 v.h. (weicht kaum von den dendrochronologischen Werten ab) noch Buchen und Ulmen aus der Pleschinger Au unmittelbar am Fuße des heute noch reichlich mit Buchen bestockten Pfenningberges belegt sind, treten in den wesentlich sandreicheren jüngeren Schottern zunehmend Vertreter der Weichholzauf, unter ihnen vorwiegend Pappeln. Beim DOKW-Bau Wilhering war, durch einen Hiatus deutlich von den liegenden sandreichen Schottern abgesetzt, eine 3–5 m mächtige jüngste Decke von Feinsedimenten einzusehen, an deren Basis zahlreiche Weichholzreste ein Alter vom 350–400 v.h. ergaben.

Das Niveau des OHF der Donauebene reicht auch in die unteren Abschnitte des Traun- und des Ennstales hinein.

Bei den Datierungen der Baumstämme handelt es sich an der Donau und darüber hinaus um immer wiederkehrende Zeitabschnitte (BECKER 1/1982), die somit größere Schwankungen bzw. Störungen im Ablauf der Flußdynamik anzeigen. Die Ursachen können sehr verschiedener Natur sein. Sie wurden zunächst in Klimaschwankungen gesucht. Immer mehr hat sich jedoch gezeigt, daß es eine Reihe anderer Möglichkeiten gibt, unter denen die Auswirkungen der seit dem Neolithikum immer wieder getätigten Rodungen eine entscheidende Rolle spielen dürften (u.a. Beiträge in FRENZEL 1977). Der Vergleich mit anderen möglicherweise auf Klimaschwankungen zurückführenden Erscheinungen, wie die verhältnismäßig gut dokumentierten Gletscherschwankungen, verstärkte Solifluktionsvorgänge in der Schweiz, Vermoorungen, Vegetationsabläufe u.a., zeigt nur teilweise eine entsprechende Übereinstimmung, so daß FRENZEL (1977 297–322) unter dem Hinweis auf zahlreiche z. T. widersprechende Untersuchungsergebnisse zu dem Schluß

kommt, daß größere überregionale Klimaschwankungen nur sehr eingeschränkt anzunehmen wären, vielfach kleinräumige Differenzierungen bestünden und gerade die Schwankungen im Bereich der Flußdynamik primär auf die großen Rodungsphasen zurückzuführen wären. Für nur geringe Klimaschwankungen im Holozän treten aus der Sicht der Gletscherschwankungen und der Vegetationsgrenzen im Gebirge auch PATZELT und BORTENSCHLAGER ein (in FRENZEL 1977 248–259 bzw. 260–267).

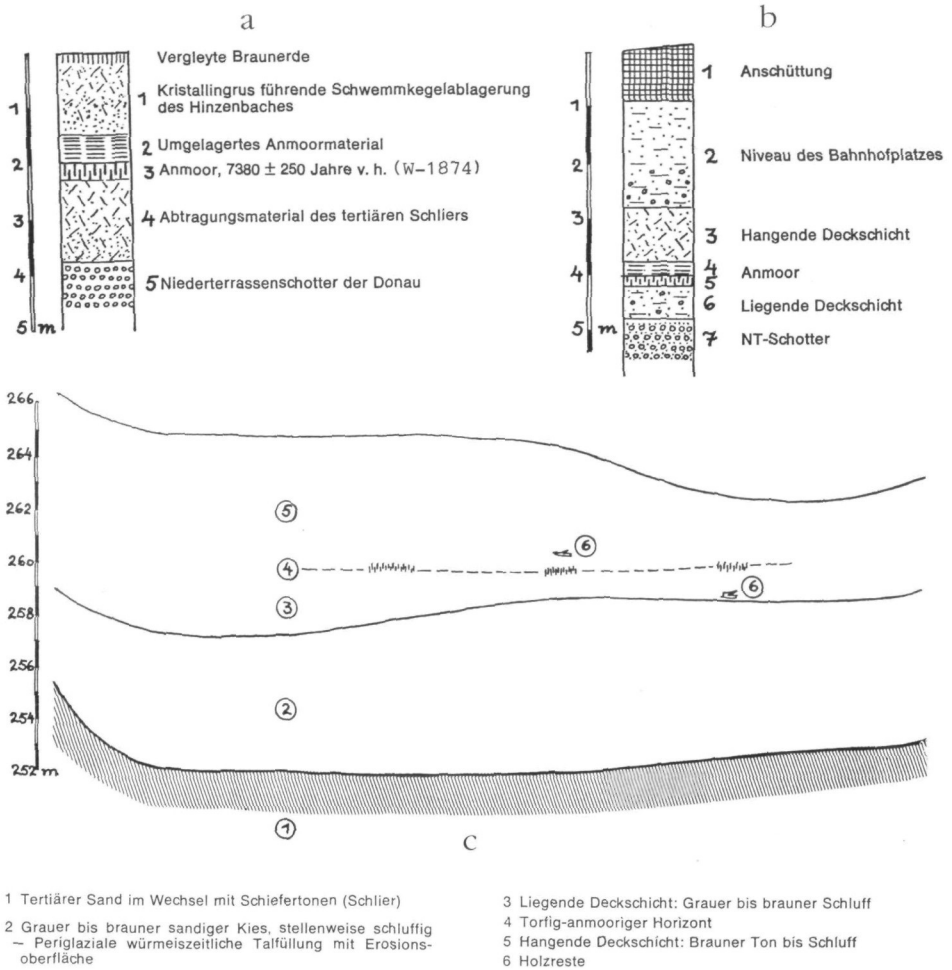
An der oberösterreichischen Donau sind nach der noch spätglazial erfolgten Eintiefung und Zerschneidung der NT bis ins Subboreal hinein keine wesentlichen Veränderungen erkennbar. Dann setzen allerdings die starken Schwankungen ein, die zunächst zum Aufbau des OHF geführt haben. Sie fallen vor allem in der ersten Phase im Neolithikum (Subboreal) z.T. mit der Rotmoos Gletscherschwankung PATZELT's (in FRENZEL 1977 249) zusammen und auch mit der ersten Rodungstätigkeit während des Neolithikums. Den Daten aus dem mittleren Subboreal (frühe Bronzezeit) ab 3600 (korr. ca 4100 v.h.) könnte die Löbbenschwankung entsprechen. Auch FRENZEL (in BECKER I/1982 109) hält mit Einschränkungen für diese Zeit eine Klimainhomogenität für möglich. Aber auch in dieser Zeit ist verstärkt mit Rodungen zu rechnen. Die jüngste der das OHF aufbauenden Phasen ab 2600 v.h. (bzw. ca 2850) dürfte ebenfalls mit Gletscherhochständen des älteren Subatlantikums zusammenfallen. Damit war der Aufbau dieses Niveaus, abgesehen von den späteren Hochwasserablagerungen im ersten vorchristlichen Jahrtausend abgeschlossen.

Für den Aufbau des UHF könnten die Daten aus der Pleschinger Au in Linz-Urfahr (Buche 1490 $\pm$ 90 und Ulme 1440 $\pm$ 90 v.h. (KOHL I/1973c) Anhaltspunkte für das Einsetzen einer verstärkten Sedimentation liefern. Erst der Aufbau der Austufe ist ab etwa 1600 n.Chr. wieder gut durch Daten belegt und fällt mit den neuzeitlichen Gletscherständen zusammen.

Nicht nur die Donau hat beachtliche Sedimentmengen im Holozän ab- bzw. umgelagert, auch von ihren Nebengerinnen sind bis mehrere Meter mächtige Feinsedimentdecken über den Donau-NT abgelagert worden (KOHL I/1968 40ff).

Abb. 138a zeigt ein überdecktes Anmoor über NT-Schottern der Donau im Kreuzfeld bei Eferding. Während das Material aus dem tertiären Schlier (Horizont 4) noch spätglazial, vielleicht z.T. auch noch frühholozän sein dürfte, fällt das mit W-1874 :7380 $\pm$ 250 J.v.h. datierte Anmoor in das Atlantikum und damit in Bezug auf die Morphogenese in einen relativ stabilen Abschnitt. Die Überdeckung des Anmoors (Horizonte 2 u. 1) dürfte zeitlich weitgehend mit den subboreal bis subatlantischen Sedimentationsphasen der Donau zusammenfallen.

Ähnliche Verhältnisse, vor allem das Auftreten eines Anmoorbodens innerhalb der postglazialen Deckschichten, waren auch im Raume Linz nachzuweisen. Im Bereich der Straßenbrücke über die Westbahn in Gaumberg/Linz (Abb. 138c) bezeugten Holzfunde (Nr. 6), daß etwa die untere Hälfte der 13 m mächtigen Sedimentfüllung der Talmulde des ehemaligen Fuchselbaches als periglaziale Ablagerung und die obere Hälfte als postglaziale Aufschüttung zu deuten ist, die ebenfalls durch einen Anmoorhorizont weiter gegliedert wird. Dieser Anmoorhorizont fand sich auch beim Ausbau der Straßenspinne Waldeggsstraße-Bahnhofvorplatz in etwa 3 m Tiefe (Abb. 138b) wie auch an mehreren anderen Baustellen im Stadtbereich (siehe KOHL I/1968 45f).



a: Kreuzfeld bei Eferding, Ziegeleigelände Obermair mit subfossilem Anmoor, das die Deckschichten in eine voratlantische und eine nachatlantische Gruppe gliedert. b: Straßeneinbildung Waldeggstraße-Bahnhofplatz in Linz. Hier werden die Deckschichten ebenfalls durch ein subfossiles Anmoor gegliedert. c: Fuchselbachmulde bei der Westbahnbrücke in Linz. Auch hier wird die Deckschicht über der hier periglazialen würmeiszeitlichen Talfüllung durch einen torfig-anmoorigen Horizont zweigeteilt.

Abb. 138a-c: Aufbau des Oberen Niederterrassenfeldes (ONT) im Bereich des Eferdinger und des Linzer Donaufeldes. H. KOHL 1968

Größere flache Schwemmkegel von kristallingrusreichem Material etwa vom Pesenbach im nördlichen Eferdinger Feld und von der Naarn im Machland über der NT müssen wohl zum überwiegenden Teil vor der Eintiefung dieser Gewässer in die letzteiszeitliche Terrassenschüttung entstanden sein. Heute sind solche Aufschüttungen nur noch bei außergewöhnlichen Flutungen aus diesen Tälern vorstellbar.

Unabhängig von der Donau geht die postglaziale **Talentwicklung im inneralpinen Bereich** vor sich, wo zunächst im Traun-Einzugsgebiet die Alpenrandseen als untere Erosionsbasis dienen. Auch zwischengeschaltete Seebecken und bereits vollständig verlandete Seen wie in der Umgebung von Bad Ischl bleiben nicht ohne Einfluß. Ähnliche Seen gab es einst auch in den Einzugsgebieten des Alm-, Steyr- und Ennstales südlich Grünau, in der Umgebung von Windischgarsten und im steirischen Ennstal oberhalb des Gesäuses; sie sind bereits gänzlich verlandet und abgesehen vom Almtal durch ausgedehnte Moore gekennzeichnet.

Neben den vielfach nachgewiesenen höheren Seeständen im Spätglazial gibt es auch postglaziale Seespiegelschwankungen, die die Sedimentation und Erosion entsprechend beeinflussen können. Die Pfahlbauforschung, die heute allgemein diese Anlagen als Uferrandsiedlungen betrachtet und spezielle limnologische Forschungen an den größeren Salzkammergutseen haben übereinstimmend einen Seespiegelanstieg um 4700 v.h. ergeben und lassen im Neolithikum auf Spiegelschwankungen von 2 bis 3 m schließen, die Schmidt auf Grund palynologischer Nachweise auf klimatische Einflüsse zurückführt (DANIELOPOL et al. I/1985 136). Mehrere Spiegelschwankungen mit verschiedenen Ursachen konnte R. VOIGT (I/1996 252) mit Hilfe von Pollen- und Diatomeenanalysen auch am Fuschlsee nachweisen. Am Traunsee sind im Hofe des Schlosses Ort Wasserstände bis etwa 5 m (1594) über dem heutigen Seespiegel verzeichnet, die zeigen, wie groß selbst in der Neuzeit Seespiegelschwankungen sein können.

Auch im alpinen Bereich wird man die Ursachen für das gegenwärtige Geschehen nur z.T. im natürlichen, nicht zuletzt aber auch im anthropogenen Bereich suchen müssen wie Rodungen auch in Verbindung mit der Salzgewinnung, Einbau von Seeschleusen zur Regelung der Wasserführung, Kraftwerksbauten, hier nur eingeschränkt auch in der Ausdehnung der Almwirtschaft u.a.

Auf die sehr unterschiedliche Lebenserwartung der Seen hat bereits J. SCHADLER (I/1959 50) hingewiesen. Infolge der starken Schotterzufuhr durch die Traun errechnete er für den Traunsee 70 000–80 000 Jahre. Hier sind bereits etwa 5 km des einst größeren Traunsees bei Ebensee zugeschüttet. Dagegen kommt er beim Attersee, der keine größeren Schutzzubringer hat und bei dem vor allem der Mondsee im Vorflutbereich bereits einen Großteil der Schotterfracht im Einzugsbereich aufnimmt, auf etwa 500 000 Jahre. Auch

schuttreiche Nebengewässer können wesentlich zur Seenverlandung beitragen wie das Beispiel des Zinkenbaches zeigt, dessen rasch wachsendes Delta den Wolfgangsee in zwei Teile zu trennen droht (SLUPETZKY I/1975). Auch steilere Schuttkegel legen sich über die Talablagerungen des Hauptflusses oder verzahnen sich mit ihm. Obwohl zahlreiche Einzelstudien über die holozäne Talentwicklung vorliegen, es sei u.a. auf die speziellen Untersuchungen besonders im Traunsee und im Attersee verwiesen (DANIELOPOL et al. I/1985, SCHNEIDER et al. I/1984, I/1986, I/1987), fehlt noch eine moderne vergleichende zusammenfassende Studie.

Einen wesentlichen Anteil an der holozänen Weitergestaltung der alpinen Landschaft haben alle Arten von **Massenbewegungen**. Im Vergleich zu den Alpen sind sie in den übrigen Landesteilen jedoch bescheiden und sind etwa in den Durchbruchsstrecken des Donautales auf kleinere frost- oder niederschlagsbedingte Felsausbrüche beschränkt, wie sie auch in den Kerbtälern des Kristallingebietes auftreten. Auch an Steilhängen mit ausbeißendem Tertiär treten immer wieder kleinere Rutschungen auf wie etwa am Salzachdurchbruch durch die Endmoränen des ehemaligen Salzach-Vorlandgletschers. Sonst geht es meist um anthropogen beeinflusste Erdschlipfe und flache Rasenabschälungen. Rund um den Hausruck kommt es häufiger auch zu Schotterausbrüchen.

Mit den abschmelzenden Gletschern war schon das Spätglazial eine Zeit bevorzugter Massenbewegungen, vor allem von größeren Berg- bzw. Felsstürzen (bei > 1 Mio. m³ bewegter Gesteinsmasse wird von Berg-, bei weniger von Felsstürzen gesprochen, ABELE 1974). Damals waren instabil gewordene, glazigen übersteilte Hänge vielfach Anlaß für diese Ereignisse. Es ist längst erwiesen, daß zu allen Zeiten des Holozäns Massenbewegungen, von größeren Bergzerreißungen, häufiger in Form größerer und kleinerer Felsstürze, ferner von Bergschlipfen, Hangrutschungen, Erdströmen bis zu Murabgängen stattgefunden haben, wobei primär die geologischen Verhältnisse im Zusammenhang mit fallweise starker Durchfeuchtung infolge Schneeschmelze oder Niederschlägen maßgebend sind. Die einzelnen Vorgänge unterscheiden sich nicht nur, wie schon der Name sagt, in der Art ihres Geschehens, sondern auch in der Geschwindigkeit, mit der sie vor sich gehen.

Erst spät ist die Bergzerreißung des vom Mondsee zum Attersee ziehenden Flyschhöhenzuges erkannt worden (GBA I/1989), wo frische staffelförmige Absätze und Massenverlagerungen auf die Fortdauer von zweifellos schon viel früher angelegten Störungen im Holozän hindeuten.

Unter den zahlreichen übrigen Ereignissen soll hier nur auf besser erfaßte Beispiele der jüngeren Zeit verwiesen werden, die häufig weiter zurückreichende Vorläufer haben. Zweifellos liegen die unruhigsten Bereiche im Umkreis der Salzstöcke des niederschlagsreichen Salzkammergutes (1500 bis gegen 3000 mm/Jahr). Das „Haselgebirge“, ein Gemenge von plastischem

Ton, festen Gesteinstrümmern, leicht löslichem Salz und auch sehr stark korrosionsanfälligem Anhydrit und Gips entwickelt im Zusammenhang mit der Großtektonik infolge der besonderen Eigenschaften seiner Bestandteile eine eigene „Salztektonik“, wodurch die Salzstöcke zu besonders instabilen Gebilden werden. Die darin liegenden z.T. uralten Bergbaue haben zweifellos diese Vorgänge noch verstärkt.

So stellt der gesamte Hallstätter Salzberg eine langsam sich in OSO-Richtung bewegende plastische Masse dar, die zur Kippung eingeschlossener Felsschollen, Zerreißung alter Gebäude, Deformierung alter Bergstollen und schließlich zur Zerreißung des im Osten dem Haselgebirge aufliegenden Plassenstockes führt, wie zahlreiche sich öffnende Parallelklüfte erkennen lassen.

Seitens des Institutes für Geophysik der TU Wien konnten innerhalb der 20 Jahre 1954 bis 1973 in der Längsrichtung Versetzungen bis 4,23 m und vertikale Absenkungen bis 1,58 m festgestellt werden (HAUSWIRTH & SCHEIDEGGER I/1976 u. I/1988). Hemmend wirkt dabei der stabile Rahmen aus Dachsteinkalk.

Am Ausseer Salzberg, über dem der 1717 m hohe Sandling frei aufragt, haben solche Bewegungen vorgegebene Klüfte immer wieder erweitert (Zerrklüfte) und so wiederholt zu Berg- und Felsstürzen und fast laufend zu kleineren Felsausbrüchen geführt. Der nach starken Regenfällen 1920 gegen die Vordere Sandlingalm niedergegangene Berg- bzw. Felssturz wurde von O. LEHMANN (I/1920 u. I/1926) untersucht und beschrieben. Der gewaltige Druck hat aus den unterliegenden wasserstauenden weichen Tonen des Haselgebirges und den Juramergeln einen Erdstrom ausgelöst, der in eine 4 km lange längs des Michl-Hall-Baches (Sandlingbaches) abfließende Mure überging.

Ähnliche im Ausmaß schwächere, aber dafür anhaltendere Vorgänge hat W. FRIEDL (I/1986) beschrieben und untersucht. Die Öffnung der Spalten hat ab 1977 zu Wassereinbrüchen in den Bergwerkstollen geführt. Neben Nachbrüchen auf der SW-Seite, wo schon 1920 der Bergsturz niedergegangen war, ereignete sich 1978 auf der SO-Seite des Sandling ein mehrmals wiederbelebter Felsausbruch. Ebenso öffneten sich auf der Ostseite beim Roten Kogel (auch Brochner Kogel) bis in die Stollen des Bergbaues hinabreichende Klüfte, die an der Oberfläche bis 1 m auseinander klaffen und deutlich die Vegetationsdecken zerreißen. Die außen längs der Klüfte abbrechenden Gesteinsmassen haben bereits eine beachtliche Blockhalde hinterlassen.

Eine im Süden des Sandling aufragende, im Volksmund als „Usinni Kirra“ bezeichnete Felskuppe soll an den tragischen Tod von 36 Knappen anlässlich einer entsprechenden Katastrophe erinnern. Im Museum Bad Aussee wird 1546 ein Berg- oder Felssturz am Michl-Hall-Bach verzeichnet. Auf einer gemeinsamen Begehung des Autors (KOHL) mit W. FRIEDL 1983 konnte ein größerer, wie an den frischen Rissen und Quellungen erkennbar war, noch aktiver Erdstrom beobachtet werden, der von den unter den Jurakalken des Sandling liegenden Mergeln der Allgäuschichten seinen Ausgang nahm, in das alte Murbett von 1920 einmündete und mit deutlicher Zungenwölbung in etwa 1190 m endete.

Eine ähnliche Situation, wenn auch in den Auswirkungen einseitiger, liegt über dem Ischler Salzberg vor. Die dort etwa 120 m steil gegen WSW abfallende Zwerchwand aus Oberjurakalken liegt über Haselgebirge und den wasserstauenden Zlambachschichten. Die schon von H. SALZER (I/1937 u. I/1938) aufgezeigte Anfälligkeit für Massenbewegungen hat im Herbst 1978 (KOHL I/1979), dann wieder im Winter 1980 und im Frühjahr 1981, zuletzt 1983 (O. BAMMER 1984 u. G. SCHÄFFER I/1983b – dortige Abb. 48 u. 49) zu beachtlichen Felsabstürzen geführt, die an durchlaufenden Klüften abgegangen sind (Abb. 139 oben). Der Druck auf die plastische Unterlage war so groß, daß im August 1980 gewaltige Lockermassen aus der nachgebenden Gesteinsunterlage ausgepreßt wurden, die einen langsam fortschreitenden etwa 750 m langen Erdstrom speisten. Im Winter 1982 ging dieser entlang des Stamm-baches bei immer stärkerer Durchfeuchtung in eine immer rascher (max. 120 m/Tag) abfließende, bis 1,5 km lange Mure über. Erst im März 1982 kam diese knapp über den obersten Siedlungen zum Stillstand (Abb. 139 unten). Ältere Ablagerungen beweisen, daß die Vorgänge hier nicht das erste Ereignis dieser Art waren.

Spät- bis postglaziale Felsstürze sind auch vom Schwarzenberg südlich Spital am Pyhrn nachgewiesen, deren größter bei St. Leonhard 600–700 m breit das oberste Teichtal verschüttet hatte. Sie haben möglicherweise auch mit dem unterlagernden Gips zu tun. Neben Dachsteinkalk sind dort in der Sturzmasse auch bunte Blöcke der Spitaler Breccie enthalten, die einst von Steinmetzen als „Spitaler Marmor“ verarbeitet worden sind (S. PREY, unveröffentlichte Unterlagen in GBA).

Daneben gibt es im Kalkalpenbereich auch unabhängig vom Salzgebirge abgehende Felsstürze, wie z.B. auf der Bischofsmütze im Gosaukamm schon 1974 und im Herbst 1993, die mit dem vertikal geklüfteten Dachsteinriffkalk und dem darunterliegenden brüchigen Hauptdolomit zusammenhängen (G. SCHNEIDER I/1996). Als weiteres Beispiel kann u.a. der Felssturz vom Stubwieswipfel im Warscheneckgebiet gelten (ZWITTKOVITS I/1961 62). Auch entlang der großen Störungszonen wie im Trauntal zwischen Bad Ischl und Ebensee und längs des Traunsee-Ostufers (SCHÄFER 1983a) häufen sich Gesteinsabbrüche, ferner an Überschiebungsgrenzen der Gesteinsdecken, wie GÖTZINGER & H. Z. ZAPPE (I/1939) am Beispiel der Rutschung am Schobbernordhang zeigen konnten. Da auch Gosauschichten innerhalb der Kalkalpen vielfach wasserstauend wirken, können auch sie Massenbewegungen auslösen, wie u.a. das Beispiel einer Hangzergleitung in der Nähe des Schaferteiches am Nordfuß des Warschenecks bezeugt, wo 1955 auch eine Altmoräne über Gosauschichten davon betroffen war (II/Abb. 57).

Massenbewegungen verdichten sich auch in der Flyschzone, innerhalb der vor allem die Aufbrüche in tonreichen Gesteinen der tektonischen Einheit des Helvetikums bei entsprechender Durchfeuchtung als regelmäßige Rutschge-



Abb. 139: Felsstürze Zwerchwand bei Goisern, Salzkammergut. Oben: Felsstürze 1978 und 1980. Aufnahme P. Baumgartner; unten: Durch die abgestürzten Felsmassen ausgelöster Erd-Schutt-Strom mit anschließender Mure 1982. Aufnahme H. SORDIAN

biete gelten. Auch Flyschgesteine können bei Auflockerung durch Störungen, Anhäufung lehmiger Verwitterungsprodukte und glazial- oder auch erosionsbedingte Hangversteilung zu tiefergreifenden Ausbrüchen, auch zu flacheren Hangrutschungen sowie Murabgängen führen.

Eines der bekanntesten in entsprechenden Abständen immer wieder aktiv werdenden Gebiete ist der Gschlifgraben am Traunsee. Im dort durch Störungen tiefgründig beeinflussten Deckengrenzbereich zwischen Kalk- (Traunstein) und Flyschalpen (Grünberg), wo auch Helvetikum zutage tritt und Gosauschichten eingeklemmt sind (S. PREY I/1983), haben P. BAUMGARTNER und Mitarbeiter zusammen mit der Wildbachverbauung eingehendere hydro- und ingenieurgeologische Untersuchungen durchgeführt (I/1981, BAUMGARTNER & MOSTLER I/1978, BAUMGARTNER & SORDIAN I/1981 u. I/1982).

Trotz des in Verlust geratenen einschlägigen Archivs gibt es seit 1660 zahlreiche Hinweise auf die ständige Bedrohung durch Massenbewegungen aus dem Gschlifgraben, die sich in größeren Erd- und Murströmen deltaartig bis in den Traunsee ergossen hatten. Die Kartierungen (Kartenbeilage zu 1982) haben vier Systeme von erdstromartigen Bewegungen erkennen lassen, von denen das jüngste auf 1910 zurückgeführt wird. Daten aus bei Bohrungen entnommenen Hölzern mit < 220 J., 2250 ± 80 und 9550 ± 160 J.v.h., verweisen auf ältere Ereignisse dieser Art, wobei unter den mit 9690 ± 150 und $10\,080 \pm 180$ v.h. datierten Bachsedimenten nochmals eine Erdstromlage festgestellt werden konnte.

Als weiteres Beispiel aus den Flyschalpen soll die Kammerl-Rutschung (auch als Jägermaiersrutschung bezeichnet) am Attersee erwähnt werden, wo im Sommer 1959 über mehrere Tage hindurch etwa $300\,000\text{ m}^3$ Gesteinsmasse aus einer 130 m über dem See gelegenen Ausbruchsnische bis in den See abgewandert ist und dabei auch die Uferstraße abgesenkt hat (Abb. 140). Auch hier deuten ältere derartige Sedimente auf Vorläufer solcher Abgänge hin. Massenbewegungen sind auch von den übrigen im Flyschalpenbereich liegenden Hängen am Attersee bekannt.

Bei der GBA-Tagung 1983 in Gmunden ist auch auf die Bedeutung der kartographischen Darstellung der „Risikofaktoren“ am Beispiel des Blattes 66 Gmunden 1 : 50 000 verwiesen worden. Beispiele daraus sind auf einer Exkursion vorgeführt worden (SCHÄFFER 1983a).

Auch einem Gutachten von Heinrich HÄUSLER (I/1980 185) zur Erstellung von Gefahrenzonenplänen im Bereich der Flyschzone in den Ennstalgemeinden südlich Steyr kann die Häufigkeit der für die Flyschzone typischen Hangbewegungen und Massenverlagerungen entnommen werden.

Die angeführten Beispiele zeigen deutlich, daß Massenbewegungen im Holozän in Abhängigkeit vom geologischen Bau, den beteiligten Gesteinen und damit an bevorzugten Stellen bei starker Durchnässung infolge Schneeschmelze oder Starkregen ausgelöst werden und wiederholt stattfinden. Auch menschliche Eingriffe begünstigen fallweise dieses Geschehen. Die besonders anfälligen Salzstöcke erweisen sich als ständige Unruheherde, die auch größere Katastrophen verursachen, während in den anderen Bereichen län-



Abb. 140: Jägermaiersrutschung 1959, Kammerl bei Schörfling am Attersee. Ausbruchnische im Flysch. Rutschmasse mit Moränenmaterial vermengt. Das angestaute Wasser hatte mehrere Murengänge ausgelöst. Foto: WESTMÜLLER

gere Ruhepausen zwischen den in unregelmäßigen Abständen eintretenden größeren Katastrophen liegen.

Eine jüngste zusammenfassende Darstellung der abrupt auftretenden und damit entsprechende Gefahren bergenden Naturprozesse der Gegenwart in Österreich bietet Ch. EMBLETON-HAMANN (1997).

15.3 Die Vegetationsentwicklung im Holozän (vgl. Tabelle 5)

Wie bereits im Kap. 12.4 ausgeführt, fällt die entscheidende Wende von den kargen eiszeitlichen Vegetationsverhältnissen bis zur völligen Wiederbewaldung bereits in die Zeit der großen Klimaveränderung im Spätglazial. Der mit Rückschlägen erfolgten Klimaverbesserung paßt sich auch die Vegetationsentwicklung an, die ein letztes Mal durch den kurzen Klimarückfall der Jüngeren Tundren- (Dryas-) Zeit um 10 900–10 300 v.h. meist nur mehr geringfügig gestört wurde. Noch im Präboreal wird in den Hochalpen Tirols bereits ab 9300 v.h. das heutige Niveau der potentiellen Waldgrenze erreicht (BORTENSCHLAGER in FRENZEL 1977 260f), im Dachsteingebiet möglicherweise etwas später (SCHMIDT I/1981 64). Die tatsächliche Waldgrenze liegt heute unter dem Einfluß der Almwirtschaft meist tiefer.