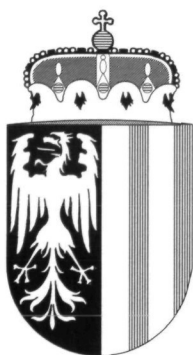


JAHRBUCH
DES
OÖ. MUSEALVEREINES
GESELLSCHAFT
FÜR
LANDESKUNDE

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

Jb. Öö. Mus.-Ver.	Bd. 144/I	Linz 1999
-------------------	-----------	-----------

DAS EISZEITALTER IN OBERÖSTERREICH

Teil III

DAS EISZEITLICHE GESCHEHEN IN DEN NICHT VERGLETSCHERTEN GEBIETEN OBERÖSTERREICHS UND DIE ENTWICKLUNG IM HOLOZÄN

Von Hermann Kohl
mit 67 Abbildungen

Vorwort

In diesem dritten und letzten Teil werden die außerhalb der eiszeitlichen Vergletscherung gelegenen Gebiete und ihre Veränderungen unter dem Einfluß der kaltzeitlichen Klimabedingungen behandelt. Dabei soll neben den Auswirkungen auf die leblose Natur soweit möglich auch ein Überblick über die eiszeitliche Pflanzen- und Tierwelt sowie die ersten Hinweise auf die Anwesenheit des Menschen gegeben werden.

Auch ein kurzer Hinweis auf die Entwicklung im zum Quartär zählenden Holozän darf nicht fehlen, weil doch gerade der Klimawechsel und dessen Auswirkungen aus dem Spätglazial der letzten Eiszeit zur gegenwärtigen Warmzeit gut bekannt ist und Rückschlüsse auf frühere Warmzeiten zuläßt.

Abschließend sei auch noch kurz auf die aus der Gesamtheit der Betrachtungen ableitbaren tektonischen Verhältnisse sowie auf die praktische Bedeutung des eiszeitlichen Erbes für unsere Gegenwart hingewiesen.

Im Literaturverzeichnis sind nur noch die im Teil III erstmals zitierten Arbeiten aufgelistet, während die schon im Teil I oder Teil II verzeichneten mit I oder II vor der Jahreszahl gekennzeichnet sind (z.B. I/1967 oder II/1988). Ebenso werden die Abbildungen anschließend an Teil II ab Abb. Nr. 79 fortlaufend nummeriert.

Linz 1999, Hermann Kohl

Inhaltsübersicht

11	Der nicht vergletscherte Raum unter dem Einfluß des eiszeitlichen Klimas	251
11.1	Die Frostschuttzone der Hochlagen	253
11.1.1	Die Frostschuttzone im Kristallinegebiet des Mühlviertels und des Sauwaldes	253
11.1.2	Die Frostschuttzone am nicht vergletscherten Alpenrand	272
11.2	Der Tundrenbereich des Alpenvorlandes (Molassezone)	274
11.2.1	Die von den glazifluvialen Schüttungen abhängigen Löß- und Lößlehmgebiete	274
11.2.1.1	Die würmzeitliche Deckschicht auf den Hochterrassen-Feldern	277
11.2.1.2	Die äolischen Deckschichten auf den Jüngeren Deckenschottern	282
11.2.1.3	Die äolischen Deckschichten auf den Älteren Deckenschottern	284
11.2.2	Der Tundrenbereich außerhalb der von glazifluvialen Schüttungen abhängigen Löß-Lehmgebiete	294
11.3.	Das Donautal	302
12	Die eiszeitliche Pflanzenwelt	311
12.1	Pflanzenreste aus der Zeit vor dem letzten Interglazial	312
12.2	Das Riss-Würm-Interglazial von Mondsee	316
12.3	Der Ablauf der Würmeiszeit bis zum Hochglazial aus palynologischer Sicht	321
12.4	Das Würm-Spätglazial aus palynologischer Sicht	324
13	Die eiszeitliche Tierwelt	334
13.1	Die frühesten Funde bis zur Jahrhundertwende	336
13.2	Wichtige Fundplätze bis zum 2. Weltkrieg	337
13.3	Weitere Funde bzw. Fundstellen eiszeitlicher Großtiere	342
13.4	Höhlenuntersuchungen nach modernen wissenschaftlichen Erkenntnissen	346
14	Der eiszeitliche Mensch in Oberösterreich	353
14.1	Die menschlichen Kochenfunde von Pichling-Linz	354
14.2	Paläolithische Artefakte in Oberösterreich	355
15	Das Holozän, die geologische Gegenwart	374
15.1	Die frostexponierte Stufe der Hochalpen	375
15.1.1	Die Dachsteinvergletscherung	375
15.1.2	Periglazialerscheinungen in den oberösterreichischen Kalkalpen	380
15.2	Die geodynamischen Vorgänge unter den warmzeitlichen Bedingungen des Holozäns	386
15.3	Die Vegetationsentwicklung im Holozän	400
16	Tektonik im Quartär Oberösterreichs	407
17	Angewandte Quartärgeologie in Oberösterreich	410
17.1	Die Böden und ihre Bildung im Quartär	410
17.2	Quartärsedimente als Rohstoffe	413

17.3	Quartärgeologie und Wasserversorgung	418
17.4	Quartär und Baugeologie	420
	Dank	424
	Ergänzendes Schriftenverzeichnis zum Teil III	424

11 DER NICHT VERGLETSCHERTE RAUM UNTER DEM EINFLUSS DES EISZEITLICHEN KLIMAS

Die Auswirkungen der kaltzeitlichen Klimaabschnitte des Eiszeitalters auf die Umgestaltung der Landschaft und das Leben in ihr waren auch außerhalb der Vergletscherungsbereiche bedeutend. Nur war es dort ein völlig anderer Mechanismus, der zwar auch stark vom jahreszeitlichen Rhythmus geprägt, aber unabhängig von der Erosionswirkung der Gletscher und auch der Gestaltungskraft der Gletscherschmelzwässer vor sich gegangen ist. Die unmittelbaren Einwirkungen des Frostes, vor allem des Frostwechsels, die Abspülung der damals pflanzenarmen Hänge und zeitweise auch Trockenheit haben das Geschehen bestimmt. Die stark vom Frost geprägten kaltzeitlichen Vorgänge außerhalb des Vergletscherungsbereiches werden als Periglazialerscheinungen, der betroffene Raum als Periglazialbereich bezeichnet.

Der wiederholte Klimawechsel hat dazu geführt, daß im zeitlichen Ablauf des Eiszeitalters nicht nur die Vergletscherung, sondern auch der von den periglazialen Verhältnissen betroffene Raum in seiner jeweiligen Ausdehnung großen Schwankungen unterworfen war. Unter den warmzeitlichen Bedingungen des Holozäns und damit mit gewissen Abweichungen auch der Inter-glazialzeiten sind bzw. waren die Vergletscherung und die periglazialen Vorgänge auf die höchsten Gebirgsteile der oberösterreichischen Kalkalpen beschränkt, wenn diese nicht, wie bei älteren Warmzeiten anzunehmen ist, hier zeitweise auch völlig ausgesetzt hatten.

Während der Kaltzeiten, für die in Mitteleuropa eine maximale Erniedrigung der Jahresmitteltemperatur je nach Abstand vom Boden von 7°–14°C (J. BÜDEL 1953) bzw. sogar von 15°–16°C (K. KAISER 1960 135) angenommen wird, muß jedoch über größere Zeiträume hinweg selbst im Alpenvorland wiederholt mit **Dauerfrostboden** (Permafrost) gerechnet werden. Geht man von den heutigen Verhältnissen aus, unter denen Dauerfrostboden bei Jahresmitteltemperaturen von –2°C abwärts (KAISER 1960 137 u.a.), kontinuierlicher (geschlossener) Permafrost nach A. SEMMEL (1985 18) erst ab –6°C auftritt, so müssen in den Hochglazialzeiten selbst die tiefsten Lagen des Alpenvorlandes, wo heute Jahresmitteltemperaturen von 8°–9°C erreicht werden, davon betroffen gewesen sein.

Als Zeugen für Dauerfrostboden gelten vor allem Hinweise auf ehemalige Eiskeile, die, wenn auch relativ seltener als in benachbarten Gebieten, auch in Oberösterreich nachgewiesen sind.

Die **Periglazialerscheinungen** zeigen in Oberösterreich eine ausgeprägte Differenzierung, die im wesentlichen der klimamorphologischen Zonierung J. BÜDEL's (1951 20ff) entspricht, der im zentralen Bereich Mitteleuropas im Anschluß an die Vergletscherungen und in den höheren Mittelgebirgen „Frostschuttundra“ von der „Löstundra“ in tieferen Lagen und in größerer Entfernung vom Eisrand unterscheidet.

Während in der vegetationsarmen Frostschuttzone die Auswirkungen des Frostklimas zu verstärkter Gesteinszerstörung und Abtragung durch Bodenfließen (ungehemmte oder freie Solifluktion nach BÜDEL 1948) und Abspülung führten, ist dieser Bodenabtrag in der bereits stärker mit Vegetation bedeckten Löstundra gehemmt (gehemmte oder gebundene Solifluktion). Im Grenzbereich, den BÜDEL (1951 22) am Alpenrand in 600 m bzw. sogar in 650 m annimmt, spricht er von einer „Kampfzone“, wo Löß, Fließerde und Abpülschutt in Wechsellagerung auftreten.

In Oberösterreich dürfte diese Grenze etwas niedriger liegen und fällt weitgehend mit dem Steilabfall des Kristallinmassivs der Böhmisches Masse und südlich des Alpenvorlandes (Molassezone) mit dem ebenfalls eine ausgeprägte Stufe bildenden Alpenrand zusammen. Somit sind die Hochlagen des Mühlviertels und der Sauwald, aber auch der nicht vergletscherte Alpenbereich der „Frostschuttzone“, das Alpenvorland der „Löstundra“ im Sinne BÜDEL's zuzurechnen.

Unterschiede in den Auswirkungen des Frostklimas ergeben sich außer der jeweiligen Hangneigung und der Höhenlage auch durch die Gesteinsverhältnisse. Im Alpenvorland erscheint die Unterteilung in die an die glazifluvialen Schüttungen der größeren Vorlandflüsse gebundenen Lößgebiete und in die abseits davon gelegenen tertiären Hügelländer zweckmäßig, in denen sporadisch auch größere Staublehmdecken vorkommen, wobei nicht immer eine scharfe Abgrenzung möglich ist. Eine gewisse Sonderstellung nimmt das Donautal im Grenzbereich zwischen Frostschuttzone und Löstundra des Alpenvorlandes ein, wo auch rein periglaziale Vorgänge wiederholt von den glazifluvialen Schüttungen beeinflusst und gestört wurden.

Insgesamt haben in den Kaltzeiten die Verwitterungs- und Abtragungsprozesse auch in den Periglazialgebieten unseres Bereiches zu bedeutenden, vielfach unterschätzten Umgestaltungen des Landschaftsbildes geführt. Den Beweis dafür liefern, wie schon BÜDEL (1944 490) erwähnt, die zahlreichen auf „sanften und mittleren Böschungen“ erhaltenen Abtragungsdecken.

Abgesehen von den Lößgebieten (siehe Kap. 11.2.1), die größtenteils noch vor Verschwinden der einst zahlreichen Aufschlüsse eine zeitgemäße Bearbeitung erfahren haben, besteht besonders im ehemaligen übrigen Perigla-

zialbereich der Molassezone ein starker Nachholbedarf. Die zunehmende Kartiertätigkeit führt auch zu einer Verdichtung einschlägiger Beobachtungen. Mehr Beachtung fanden gelegentlich die auffälligeren Periglazialerscheinungen des Kristallinhochlandes (Teil I 373f), vor allem in geographischen Dissertationen zur Geomorphologie. Trotzdem gilt es auch hier im Vergleich zum Forschungsstand in den deutschen Mittelgebirgen, wie auch im bayerischen Böhmerwald (u.a. U. HAUNER 1980 und J. VÖLKELE 1995) sowie in den benachbarten tschechischen Gebieten (u.a. J. DEMEK 1964 und 1978) seitens der Quartärgeologie noch eine Lücke zu schließen.

11.1 Die Frostschuttzone der Hochlagen

Die beiden durch das Alpenvorland getrennten der Frostschuttzone zuzurechnenden Hochlagen des Kristallingebietes und des nicht vergletscherten Alpenbereiches haben gemeinsam, daß sie auf Grund ihrer größeren absoluten Höhe viel länger, schon vor und nach den jeweiligen Höhepunkten des kaltzeitlichen Klimas und auch intensiver den periglazialen Verwitterungs- und Abtragungsprozessen ausgesetzt waren, was sich in einer verstärkten Schuttanlieferung und auch Umgestaltung der Geländeformen äußert. In den höchsten Lagen sind diese Verhältnisse in den Alpen heute noch wirksam oder wie im Böhmerwald in sehr abgeschwächter Form noch zu erkennen. Im einzelnen bestehen jedoch neben der unterschiedlichen Gesamtexposition auch noch weitere Unterschiede, auf die im Folgenden einzugehen ist.

11.1.1 Die Frostschuttzone im Kristallingebiet des Mühlviertels und des Sauwaldes

Der Anteil Oberösterreichs an der Böhmischem Masse umfaßt die ausgedehnten Plateaubereiche des oberen und unteren Mühlviertels sowie im Sauwald, die von Mittelgebirgszügen überragt werden. Im oberen Mühlviertel sind das Böhmerwald, Linzer Wald und Pfarrwald-Ameisberggrücken, der sich südlich der Donau in den Kuppen des Hohen Sauwaldes fortsetzt; im unteren Mühlviertel das breite Gewölbe des Frei- und Weinsberger Waldes, dessen Kuppen bis >1000 m aufragen und dessen Rand zum Untermühlviertler Plateau hin in ein stark reliefiertes Kuppenland aufgelöst ist (KOHLE I/1960 Bl 22 u. Erl.). Höhenmäßig reicht somit dieser Raum von den auch in der letzten Kaltzeit gerade noch vergletscherten Böhmerwald-Ausläufern (Plöckenstein 1378 m) bis zum meist als deutliche Geländestufe ausgebildeten Massivrand. Diese Randstufe setzt meist in Höhen um 500 m ein und verzahnt sich vor allem im Untermühlviertler Schollenland stärker mit dem tiefer liegenden Molassebereich des Alpenvorlandes. Damit dürfte auch die

Untergrenze der Frostschuttzone hier etwas tiefer liegen als 600 m, wie sie BÜDEL für den Alpenrand annimmt. J. SCHADLER hatte bereits 1938 (I/1937–39 Ber. Bl. Linz-Eferding) in Höhen über 600 m wiederholt arktische „Wanderschuttdecken“ über tiefgründig verwittertem Kristallin feststellen können. Tatsächlich reichen aber solche Erscheinungen auch noch weiter herab, wie eigene Beobachtungen ergeben haben (u.a. KOHL I/1973b 46–51).

Die besonderen Gesteinsverhältnisse führen die fossilen Relikte der ehemaligen kaltzeitlichen Prozesse meist sehr deutlich vor Augen. Infolge der generellen Südexposition ist im allgemeinen mit größeren sommerlichen Auftautiefen des Dauerfrostbodens zu rechnen, deren Auswirkungen in extremen Südlagen noch verstärkt hervortreten.

Zu den auffallendsten Erscheinungen gehören die zahlreichen und vielfältigen **Blockbildungen**, die auf die kristallinen Gesteine, vor allem die Granite und abgeschwächt auch die Gneise sowie deren Kluftnetz zurückzuführen sind. Mit den Blockbildungen im westlichen oberösterreichischen Grundgebirge hat sich anlässlich geomorphologischer Untersuchungen Th. PIPPAN (I/1955 339–347) auseinandergesetzt. Da sie vor allem von den Blockansammlungen an den steilen Talgehängen der großen Täler ausging, weist sie mit Recht auf den wesentlichen Anteil der gegenwärtigen Vorgänge an diesen Bildungen hin. Nur wären diese Blockanhäufungen vorwiegend am Fuße der Steilhänge, die sehr zahlreich an den südschauenden Hängen des Donautales zwischen Passau und Aschach und auch in den engen Kerbtälern am Unterlauf der Mühlviertler Nebenflüsse vorkommen, eher als Blockhalden zu bezeichnen und sollten von den auf Flachhängen des Hochlandes auftretenden Bildungen unterschieden werden. PIPPAN glaubt auch nach der Form, ob eckig oder gerundet, ferner der Packung und der Vegetationsbedeckung auf vier Generationen von Blockpackungen schließen zu können, wobei sie aber eine Bindung der Entstehung an die vier Kaltzeiten ablehnt, wenn sie auch eine gewisse Beteiligung periglazialer Vorgänge nicht leugnet. Nach heutigen Kenntnissen dürfte PIPPAN im allgemeinen aber den Anteil periglazialer Vorgänge an der Landformung dieses Hochlandes unterschätzt haben.

Sehr zutreffend beschreibt hingegen W. DUNZENDORFER (I/1974 18–26), dessen Untersuchungen zwar auf die höchsten Teile des im Hochglazial teilweise vergletscherten Böhmerwaldes beschränkt sind, die weite Verbreitung der durch kaltzeitliche Solifluktion bewegten blockführenden Frostschuttmassen über der anstehenden tertiären Zersatzzone der Kristallingesteine. Ähnlich wie BÜDEL (1944 488) aus dem Riesengebirge kann er die heutige Ruhestellung dieser Sedimentdecke durch die Überdeckung mit völlig ungestörten Mooren nachweisen, wobei er eine feine ökologische Differenzierung zwischen festem Gestein, anstehendem Gesteinszersatz und den geomorphologisch nicht immer einheitlichen Solifluktionsdecken vornehmen kann. Bei

zunehmender Hangneigung fallen allerdings auch diese Frostschuttdecken immer mehr der gegenwärtigen Abtragung zum Opfer. Die von J. BÜDEL angegebene Grenze von 17° – 27° Hangneigung dürfte auch hier im allgemeinen zutreffen.

Unter den Blockbildungen können sehr verschiedene Formen unterschieden werden. In den Gipfel- und Kuppenbereichen wie auch an den Steilhängen bildet häufig der anstehende Fels je nach Gestein recht ein-

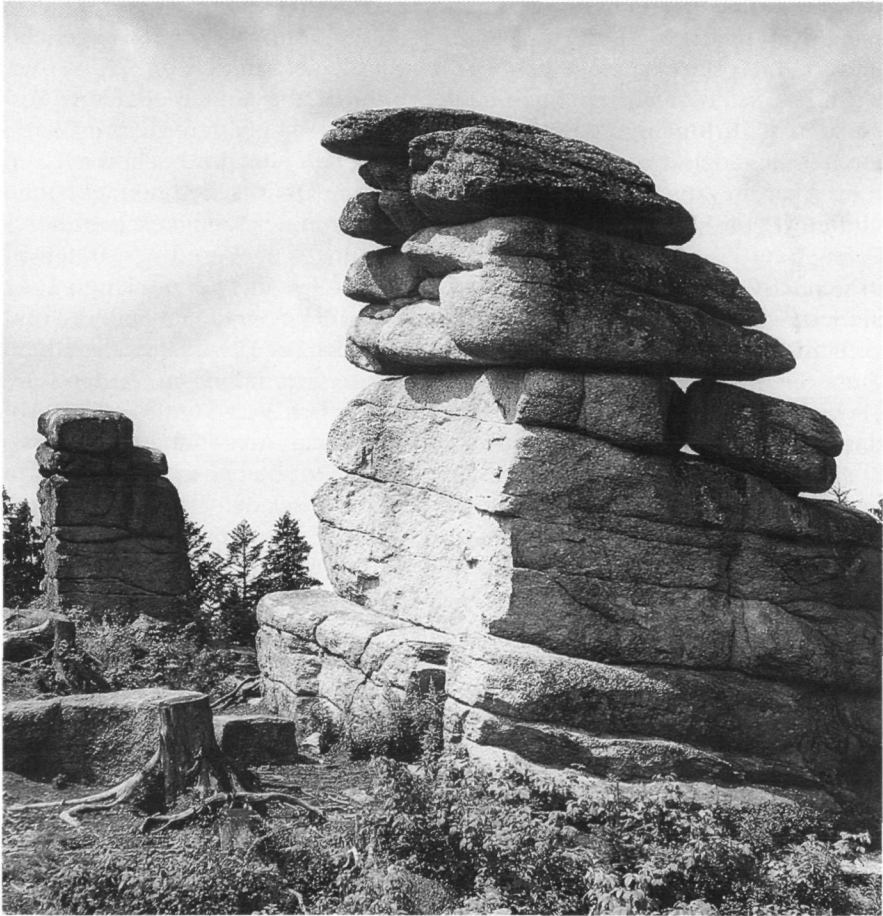


Abb. 79: Bärnstein, 1077 m, Böhmerwald. Durch kaltzeitliche Solifluktion freigelegte Gipfelfelsen im Eisgarner Granit. Deutlich zeigt sich an den Felsformen der Einfluß des Kluftnetzes. Im oberen Bereich ist durch Abgrusung bereits eine Zurundung zu „Wollsackformen“ festzustellen, deren Ansätze auf die Zeit einer heute völlig ausgeräumten tertiären Vergrusungsdecke zurückgehen dürften. Foto: M. EIERSEBNER.

drucksvolle und charakteristische Erscheinungen, die als Felsburgen, Felskanzeln, Felsklippen, Blocktürme oder bei länglichen Formen auch als Felsrippen bezeichnet werden, und bis zu unscheinbaren ruinenartig verfallenden Felsbuckeln (Felskuppen) mit Blockanhäufung führen können. Im einzelnen sind die Ausbildungen stark gesteinsabhängig, im Granit, vor allem im grobkörnigen, entstehen die typischen längs der Klüfte abgerundeten Wollsackformen (z.B. Thierberg bei Schenkenfelden, St. Thomas am Blasenstein und viele andere). Im Eisgarner Granit treten eher mehr plattige Gebilde auf wie auf dem Bärnstein im Böhmerwald (Abb. 79).

Im wesentlichen ist die Entstehung dieser Formen heute weitgehend geklärt. Ihre primäre Anlage geht bereits auf die tiefgründige tertiäre Verwitterung zurück, der die mächtige heute nur in Restbeständen erhaltene Vergrusung der Kristallingesteine zu verdanken ist, wobei härtere Gesteinskerne im Gesamtverband unzersetzt erhalten geblieben sind und schon z.T. im Jungtertiär im Zuge fortschreitender Hebung die Oberfläche überragt haben dürften (DEMEK 1964). Darauf läßt die oft schon in der Nachbarschaft dieser Formen auf Flachhängen auftretende Vergrusung schließen. Unbestritten ist jedoch, daß diese Bildungen im Pleistozän infolge ihrer exponierten Lage immer mehr von allen sie einst umschließenden Lockermassen entblößt und vom anstehenden Felsgestein auch ganze Blöcke vor allem längs der Klüfte durch Frost abgesprengt wurden. Auch die freiliegenden, im Verband gebliebenen Felsformen waren von den kaltzeitlichen Verwitterungs- und Abtragungsverhältnissen (Frostsprengung, Abschälung, Abwehung und Abspülung) nicht verschont, die in den Gipfelbereichen in abgeschwächter Form heute noch wirksam sind. So sind immer mehr die den heutigen Anblick bestimmenden Gesteinsstrukturen und das Kluftnetz herauspräpariert worden, wobei eine scharfe Abgrenzung der unter drei sehr verschiedenen Klimaverhältnissen entstandenen Formen kaum möglich ist. Zu diesem Ergebnis kam u.a. auch U. HAUNER (1980) im benachbarten Bayerischen Böhmerwald.

Eine gewisse Rolle spielt in diesem Zusammenhang, ob bzw. wie weit auch im Quartär eine Vergrusung bzw. Weiterentwicklung der vorhandenen Vergrusung möglich war. Eine Kaolinsierung der Feldspate weist eindeutig auf eine tertiäre Entstehung hin. Es finden sich jedoch auch viele Stellen, wo solche Hinweise fehlen. Sehr oft gewinnt man vor allem in den feuchten Bereichen der Plateaus den Eindruck, daß eine Weiterbildung durch Hydratation und Hydrolyse wahrscheinlich sei. Auch das Vorkommen einer gewissen Vergrusung in tieferer Lage als die alten Landoberflächen läßt diese Möglichkeit zu, ja macht sie wahrscheinlich.

Am Beispiel des Bärnsteins hat W. KERN (1979) diese Formen, ihre Entstehung und rezente Weiterbildung untersucht, wobei er auch auf die Ausbildung von Felsklippen mit vorgelagerten Kryoplanationsterrassen verweist. Mit Hilfe von Temperaturmessungen im Winter 1974/75 kann er in Felsnähe eine wesentlich höhere Zahl von Frosttagen (106 Tage) und eine größere Temperaturschwankung (5,9°C) nachweisen als in freier Luft (76 Tage und

3,8°C), was die Annahme einer gewissen Weiterbildung auch in der Gegenwart rechtfertigt.

Je nach umgebender Geländeform schließen ganze Blockströme an die Gipfelpartien an oder findet sich eine mehr oder weniger weit verbreitete Blockstreu. Bei einer Hangneigung von $< 30^\circ$ (BÜDEL 1948, DEMEK 1964) finden sich keinerlei Anzeichen einer noch fortdauernden Bewegung. Häufig sind sie in Feinmaterial eingepackt, vielfach aber an der Oberfläche später freigespült worden und entsprechend mit Vegetation bedeckt. Sie ziehen häufig über anstehende völlig blockfreie Grusdecken oder fallweise auch über anderes anstehendes Gestein hinweg. Es handelt sich in diesen Fällen eindeutig um fossile Bildungen, die dem Periglazialklima der Kaltzeiten zuzuschreiben sind und besonders häufig in den Hochlagen des Mühlviertels auftreten.

Wie weit die von HAUNER (1980) im Rachel-Lusengebiet ermittelten Werte bezüglich der Zusammenhänge zwischen Mächtigkeiten der Schuttdecken, Hangneigung, Höhenlage, Exposition und Insolation auf unser Gebiet mit durchschnittlich geringeren Höhenlagen und gegen Osten abnehmenden Niederschlägen übertragbar sind, bedürfte einer entsprechenden Untersuchung.

Im Einzugsgebiet der Waldaist unterscheidet bereits J. ZÖTL (I/1951 216f) Blockströme und Blockstreu als häufige Erscheinung im fast ebenen Gelände des ausgedehnten Hochlandes und deutet sie als heute nicht mehr bewegte periglaziale Bildungen, die kaum unter 700 m zu finden wären. Dagegen führt er die Blockbildungen auf den steilen Hängen ($> 20^\circ$) im Tal der Waldaist in erster Linie auf rezente Vorgänge zurück.

Eingehender setzt sich H. FISCHER (I/1963/64 112–127) im Einzugsgebiet der Naarnflüsse mit den periglazialen Landformen auseinander. Ausgehend von den vergluten tertiären Landoberflächen, die weiter aufragende härtere Felskerne enthalten und wo auch innerhalb des Grusverbandes sich der anstehende Granit der Klüftung folgend in Blöcke auflöst, führt er die verschiedenen Felsauftragungen der Gipfel und Kuppen auf periglaziale Freilegung zurück. Davon leitet er auch die Blockströme ab und infolge Abtragung der Grusverwitterungsdecken auch die Streublöcke, die bereits vom festen Gesteinsverband losgelöst an die Oberfläche gelangt sind. Sie bilden oft ausgedehnte Blockstrefelder, die durch Solifluktion auch weiter bewegt sein können, aber kaum unter 700 m zu finden wären. Die Blockstreu tritt im Bereich des grobkörnigen Weinsberger Granites besonders häufig auf, wobei zu bedenken ist, daß die hindernden Blöcke auf Feldern oft anthropogen entfernt wurden.

Blockmeere, wie sie W. DUNZENDORFER (I/1974 24f) beschreibt, bei denen eine Feinerdepackung fehlt, dürften auf die höchsten Teile des Böhmerwaldes beschränkt sein. Das große „Steinerne Meer“ in der Nähe der Dreiländergrenze Dreimark führt er auf eine bereits aufgezehrte Felsburg des



Abb. 80: Eiszeitliches Blockmeer am Böhmerwald-Hauptkamm unweit Dreimark, 1321 m (Dreiländergrenze). Foto: W. DUNZENDORFER.

Hauptkammes zurück. Die plattigen, überwiegend eckigen Blöcke entsprechen dem Zerfallstyp des Eisgarner Granites (Abb. 80). Das abgesehen von Kryptogamen und den von Latschen bedeckten Rändern völlig vegetationsfreie Blockfeld ist insgesamt 420 m lang und wird bis 250 m breit. Die durchschnittliche Hangneigung beträgt 27° . Im wesentlichen sieht DUNZENDORFER darin eine morphologische Ruheform, die aber lokal eine rezente Bewegung nicht ausschließt.

Zeigen schon die verschiedenen Blockbildungen die große Bedeutung periglazialer Fließbewegungen (Solifluktion) auf, so gilt dies in noch viel größerer Verbreitung für die bis mehrere Meter mächtigen Fließerde- bzw. Fließgrus- und **Frostschuttdecken**, auch als Wanderschuttdecken bezeichnet, die zwar verstärkt in den höheren Lagen, aber durchaus nicht selten auch im Plateaubereich auftreten. Da sie fallweise auch Blöcke enthalten, ist eine scharfe Trennung von den eigentlichen Blockbildungen kaum möglich.

Überzeugende Beweise liegen aus den Hochlagen des Böhmerwaldes (DUNZENDORFER I/1974) und vor allem aus dem Freiwald – Weinsberger Wald vor, wo H. FISCHER (I/1963/64) sehr eindrucksvoll den Aufbau der Bodenverhältnisse und deren Entstehung beschreibt (Abb. 81a). FISCHER unterscheidet hier eine obere grundsätzlich geschichtete, ursprünglich bewegte Fließgrus-

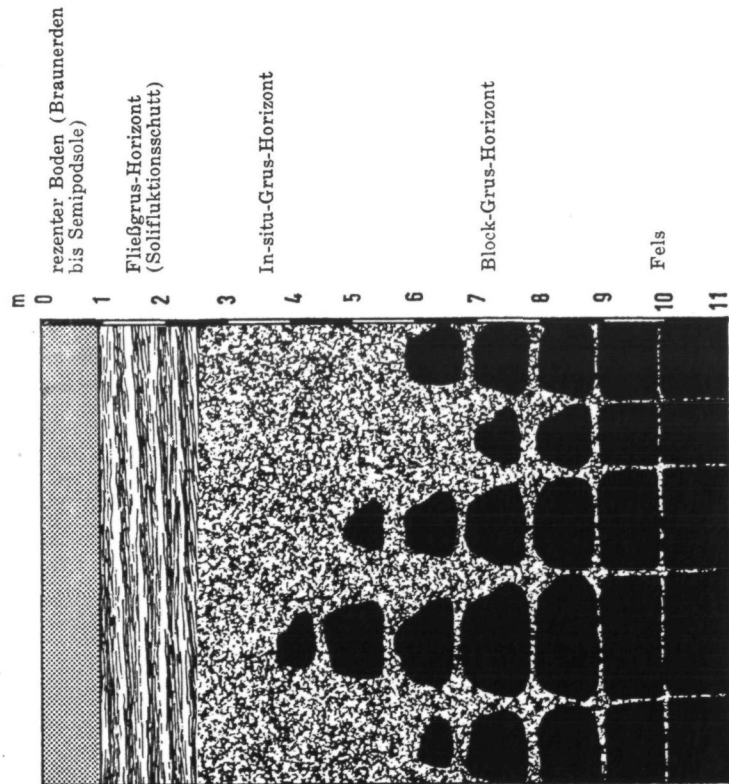


Abb. 81a: Schematisches Profil der Verwitterungsdecke im Granitgebiet.
H. FISCHER 1965

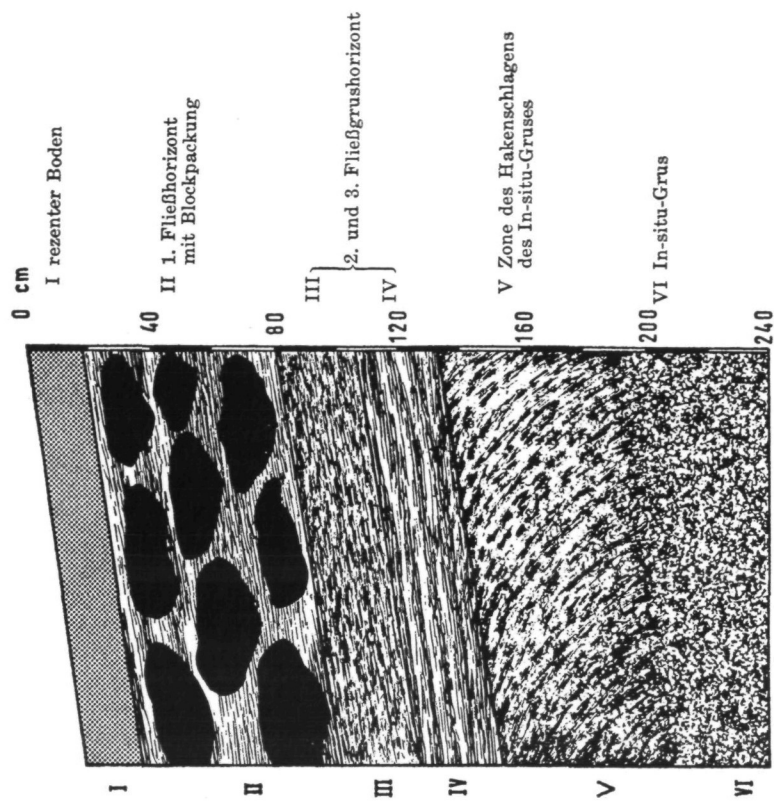
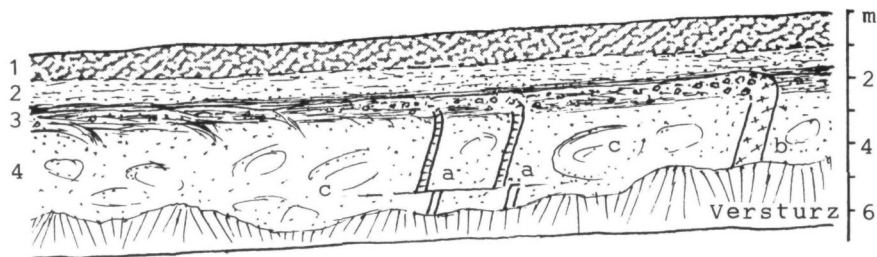


Abb. 81b: Solifluktionsdecken über vergrustem Granit bei Purath-
Arbesbach, H., FISCHER 1965

Zone von einer unteren in-situ liegenden Grus-Zone, die nach unten allmählich in einen Block-Grushorizont und schließlich in den geschlossenen Granitfels übergeht. Die hangende Solifluktionszone kann er an günstigen Stellen in mehrere Horizonte unterteilen, wobei der oberste eine Blockpackung enthalten kann, die unteren bestehen aus hangparallel geschichteten Gruslagen und sind von der liegenden in situ Gruszone durch eine scharfe Diskordanz getrennt. Letztere zeigt gelegentlich an der Oberfläche eine gekappte Umbiegung und Einregelung in die Fließrichtung (Abb. 81b). HAUNER (1980) nennt diese Erscheinung im Bayerischen Wald, die er nur bei geringen Hangneigungen antraf (2° – 14°), „Zersatzverzug“ und führt sie nicht auf die schleifende Wirkung der hangenden Solifluktionsdecke zurück, sondern auf einen nur selten von dieser erfaßten Übergangsbereich, etwa durch episodische Solifluktion im Sinne J. BÜDEL's (1959 309ff). In vielen Fällen fehlt aber diese Erscheinung. Die Unterteilung der hangenden Fließhorizonte ist ebenfalls durch Diskordanzen oder einen plötzlichen Wechsel in den Korngrößen angezeigt. Der oberste Horizont kann auch völlig blockfrei sein. Unklar ist noch, wie die einzelnen Horizonte zeitlich bzw. genetisch zu erklären sind. Von den vielen einschlägigen Beobachtungen, die der Verfasser (H. KOHL) im Laufe von Jahrzehnten im Mühlviertel machen konnte, sei ein 1965 nahe dem Blochwaldgipfel östlich Windhaag bei Freistadt in ca. 870 m einzusehender Aufschluß erwähnt (Abb. 82).



- 1: ca. 1 m Abraummaterial (lehmiger Grus und Gesteinsschutt)
- 2: 0,6–1 m Solifluktionsdecke. Undeutlich geschichteter Grus mit größeren eingeregelter Feldspäten. An der Basis teilweise rostbraun verfärbt
- 3: 0,7–1 m dichter deutlich hangparallel geschichteter Grus, abwechselnd biotit- (dunkel) oder feldspat- (hell) reich, mit oben in die Fließrichtung einbiegenden Pegmatitgängen (a) und einem größeren Feinkorngranitgang (b), die sich rasch auflösen und deren Gesteinstrümmer sich mit den übrigen Bestandteilen vermengen
- 4: Anstehender, teilweise zersetzter Blochwaldgranit mit härteren schalig abwitternden Gesteinskernen (c) und größeren Biotitanreicherungen

Abb. 82: Vergruster Granit mit doppelter Solifluktionsdecke am Fuße des Blochwaldes (1042 m) in ca. 870 m Höhe östlich Windhaag bei Freistadt (ÖK Bl. 17). Zeichnung: H. KOHL.