

# 1.5. Das Quartär

Von ILSE DRAXLER

Mit den Abbildungen 15 und 16

## 1.5.1. Allgemeines

Das Quartär umfaßt mit dem Pleistozän und Holozän eine Zeitspanne von 1,7 Mio. J., wobei auf das Holozän nur die letzten 10.000 Jahre entfallen. Kennzeichnend für diesen letzten Abschnitt der Erdgeschichte, in dem die Entwicklung des Menschen und seiner Kulturen stattfand, sind die großen Vereisungen innerhalb des mehrmaligen Wechsels von Kalt- und Warmzeiten und die durch die Klimaextreme bedingten einschneidenden Veränderungen in der Verbreitung der Tier- und Pflanzenwelt sowie die Entstehung verschiedener Landschaftstypen, bedingt durch Erosions- und Akkumulationsvorgänge. A. PENCK stellte durch seine klassischen Studien in den Alpen, die bis heute grundlegend für die Quartär-Forschung geblieben sind, auf Grund von Moränen und Terrassen die Gliederung des Pleistozäns in Günz-, Mindel-, Riß- und Würmeiszeit mit drei dazwischenliegenden Warmzeiten auf (A. PENCK & E. BRÜCKNER, 1909). Nenngebend waren Flüsse im bayerischen Alpenvorland. Die einzelnen Kaltzeiten, über deren Dauer mit Ausnahme der Würmeiszeit noch recht wenig bekannt ist, unterscheiden sich hinsichtlich der Anzahl und Ausdehnung ihrer Gletschervorstöße voneinander. A. PENCK errechnete zunächst für diese vier Kaltzeiten eine Dauer von ca. 600.000 Jahren. Seither ist es gelungen, vor der Günzeiszeit auf Grund von fluviatilen Ablagerungen vermutlich noch ältere Kaltzeiten nachzuweisen, die Donau- und Biber-Kaltzeit genannt wurden (B. EBERL, 1930, H. GRAUL, 1949, I. SCHAEFFER, 1953, alle zitiert in P. WOLDSTEDT, 1958). Vorlandmoränen dazu wurden bisher nicht gefunden.

Unter Kalt- bzw. Warmzeiten versteht man nach A. G. CEPEK (1974): „Eine klimastratigraphische Einheit, in der in Mitteleuropa waldlose arktische bis subarktische Vegetationsverhältnisse bzw. Permafrostbodenerscheinungen nachgewiesen sind oder eine Inlandvereisung durch eine Grundmoräne oder andere glaziale Ablagerungen belegt ist. Eine Warmzeit (Interglazial) ist eine klimastratigraphische Einheit, in der in Mitteleuropa die Vegetationsentwicklung aus subarktischen Verhältnissen über boreale Wälder im Optimum eine Dominanz der thermophilen Gehölzflora erreicht und über boreale Wälder

wieder in subarktische Verhältnisse zurückgeht. Von der Warmzeit unterscheidet sich das Interstadial dadurch, daß die Vegetationsentwicklung von arktischen bis subarktischen Verhältnissen im Optimum nur bis zu borealen Wäldern fortschreitet.“

Der Beginn des Pleistozäns wurde an der Basis des Calabriano mit der Einwanderung der kälteliebenden Planktonforaminifere *Globorotalia truncatulinoides* (ORBIGNY) ins Mittelmeer stratigraphisch festgelegt, und im kontinentalen Bereich wird auch noch das Jung-Villafranchium zum Quartär gerechnet. Durch Kombination von Löß-Bodenfolgen bei Krems, die bis an die Basis des Pleistozäns reichen, und von Profilen bei Brünn und Prag konnten auf Grund der Schneckenfaunen und der absoluten Alterseinstufungen mit paläomagnetischen Messungen bisher 17 Zyklen von Kalt/Warmzeiten mit einem Wechsel von kontinentaler Lößtundra und wärmeliebenden Laubmischwäldern innerhalb der 1,7 Mio. J. wahrscheinlich gemacht werden (J. FINK & G. K. KUKLA, 1977). In der Quartärforschung sind in den letzten Jahren mit Hilfe von Spezialuntersuchungen große Fortschritte erzielt worden. Zu den wichtigsten Methoden im kontinentalen Bereich gehören die Pollenanalyse und Bestimmungen der Fauna (Groß- und Kleinsäuger, Mollusken) vor allem zur Erfassung des klimatischen Geschehens und der relativen Altersdatierung. Die Einordnung in das absolute Zeitsystem erfolgt durch Radiokohlenstoffbestimmungen bis ca. 40.000 J. v. h. und neuerdings auch über Paläomagnetismus. Die Lithostratigraphie allein würde für die Chronologie nicht ausreichen (E. THENIUS, 1978).

Quartärsedimente, vor allem die der letzten Eiszeit und des Spät- und Postglazials, sind in allen Bereichen Österreichs zu finden. Ihre Mächtigkeit erreicht bis zu 400 m (Vorarlberger Rheintal). Als Zeugen der ehemaligen Vergletscherungen sind als Akkumulationsformen die Grund- und Endmoränen, Oser, Sander, erratische Gerölle und als Erosionsformen Gletscherschliffe, U-Täler und Kare und die übertieften Talbereiche (z. T. mit Seen erfüllt) erhalten.

Vereinzelt liegen aus dem Ostalpenraum bereits umfangreiche quartärgeologische Untersu-

chungen vor, die die räumlich-zeitliche Entwicklung der großen Talgletscher (Enns-, Steyr- und Trauntal) mit Hilfe detaillierter fazieller und stratigraphischer Untersuchungen der Sedimente zur Darstellung bringen (D. VAN HUSEN 1968, 1971, 1975, 1977).

In den unvergletschert gebliebenen Periglazialgebieten treten Permafrostbodenerscheinungen mit Eiskeilen, Kryoturbationen und mächtige Lößbildungen mit dazwischengeschalteten Bodenbildungen auf. Die Erforschung berühmter Lokalitäten in den Lößgebieten Niederösterreichs (Stillfried a. d. March, Schießstätte Krems, J. FINK et al., 1976) führte zur stratigraphischen Gliederung der Lößablagerungen. Neuerdings wird auch versucht, die Profile mit der Tiefseestratigraphie zu korrelieren (Profil Schießstätte Krems, J. FINK & G. J. KUKLA, 1977). Die Genese der weiten Stromebenen und Talsohlen mit den mächtigen Schotterkörpern der Donau und deren Nebenflüssen von der Wachau bis ins Marchfeld wurde durch die Kartierungsarbeiten von W. FUCHS (1964, 1972, 1977) einer Deutung zugeführt (siehe Kap. 3.13.). Die höher gelegenen Schotterterrassen sind unmittelbar mit dem glazialen Geschehen verknüpfbar.

Zur Entstehung der Eismassen, die die Alpen zum Großteil mit einem Eisstromnetz bedeckten, kam es in erster Linie durch Temperaturenniedrigung und nicht so sehr durch Zunahme der Niederschläge. Während der Zeiten maximaler Vereisung war das Klima kalt und trocken

und die jüngeren Eiszeiten sind auch durch zunehmende Trockenheit charakterisiert (M. SCHWARZBACH, 1974), was sich in der immer geringer werdenden Ausdehnung der Gletscher auswirkte, wie die Endmoränen zeigen. Die maximale Eisbedeckung wurde im Ostalpenraum in der Mindel-Eiszeit erreicht.

Die Ursachen der großen quartären Vereisungen in Nordamerika, Europa und Asien sind bis heute noch nicht endgültig geklärt. Es wurden über 50 Hypothesen und Theorien aufgestellt, wie es zur Bildung der großen Vereisungen im Quartär und in früheren geologischen Epochen (Paläozoikum) gekommen sein könnte.

Eingehende und übersichtswise Darstellungen zu diesen Fragen sind in M. SCHWARZBACH (1974) und E. THENIUS (1974, 1975, 1977) zu finden. Die Hypothesen lassen sich in kosmische und terrestrische Ursachen zusammenfassen. Es sind dies: 1. Veränderungen in der Sonnenstrahlung, 2. Kosmische Nebel, 3. Geometrische Verschiebungen der Erdbahnelemente, 4. Veränderungen der Erdatmosphäre (Durchlässigkeit und Absorptionsfähigkeit), 5. Bewegungen der Erdkruste durch Kontinentalverschiebung und damit Änderung der Lage von Kontinenten zu den Polen. Abgesehen davon, daß sich das zyklische Klimageschehen dadurch nur schwer erklären läßt, kommt dieser Theorie bei der Erklärung der Entstehung von Eiszeiten am meisten Wahrscheinlichkeit zu.

## 1.5.2. Methoden der Quartärstratigraphie im kontinentalen Bereich

Neben der detaillierten Kartierung und lithologisch-faziellen Bearbeitung quartärer Sedimente, die bereits zu einer relativen räumlich-zeitlichen Abfolge führen können, brachten auch Methoden nichtgeologischer Fachgebiete große Fortschritte im Wissensstand der Quartärstratigraphie.

### *Pollenanalyse*

Durch die statistische Auswertung des Sporen- und Polleninhaltes von Profilen aus Moor- und Seeablagerungen kann man die klimatisch mögliche Vegetation ganzer Landschaften zur Zeit der Sedimentation ermitteln. Mit Hilfe verhältnismäßig weniger, aber charakteristischer Pollen- und Sporenformen, die nur einem Bruchteil der gesamten Flora entsprechen, läßt sich durch die Darstellung in Pollendiagrammen der Ablauf aufeinanderfolgender Vegetations- und Klimaperioden feststellen, da die Vegetation recht emp-

findlich auf Klimaänderungen reagiert. Der auf Grund der Änderung von ökologischen Bedingungen gegebene Wandel der Vegetation und Faunenvergesellschaftung und dessen Anwendung für die Stratigraphie wird als Ökostratigraphie bezeichnet, im Gegensatz zur Biostratigraphie, die auf der Evolution beruht (E. THENIUS, 1978). Die Anwendung der Ökostratigraphie ist gerade im Quartär möglich, weil die Arten weitgehend mit rezenten identifizierbar sind, deren ökologische Ansprüche bekannt sind.

Die Pollendiagramme wurden in die nach pollenfloristischen Merkmalen unterscheidbaren Pollenzonen untergliedert, die beziffert werden und die man entweder mit der mitteleuropäischen Grundfolge Zone I–X des Spät- und Postglazials nach F. FIRBAS (1949) korrelieren kann oder in lokale Pollenzonen unterteilt. Damit hat man zunächst eine relative Daticierungsmöglichkeit, die man aber durch Radiokarbon-

Magnetostratigr. Epochen u. Events	Absol. Alter in Jt.	Stratigraphie	Kalt- und Warmzeiten	Vergletscherter Bereich (Alpen - Alpenvorland)		Periglazialbereich		
BRUNHES	10	HOLOZAN		Torf. Seesedimente			Zone der rezenten Mäander	
		JUNGPLEISTOZÄN	SPÄTGLAZIAL „WÜRM“	Torf. Seesedimente Moränen der Abschmelz- und Vorstoßphasen (Bühl, Steinach, Gschnitz, Daun, Egeseu) Moränenwälle des Maximal- und Hochstandes Bänderlone (z. B. Baumkirchen/Tirol) Schieferkohlen (z. B. Schladming) Torf. Gytija	Niederterrassen-Schotter	Praterterrasse Plattelschotter Rundschothter Blocklagen Ältere Anteile der heuligen Talböden	Loß, Schotter Verlehmungszonen z.B. Stillfried B	
			RISS / WÜRM-INTERGLAZIAL	Phosphaterden (Drachenhöhle bei Mixnitz) Seetone (Steinerbach bei Mondsee). Deltaschotter		Stillfrieder Komplex	Fließerdebildungen Humusböden z.B. Stillfried	
			„RISS“	Moränen (2 Stände)	Hochterrassen-Schotter	Stadtterrasse (Gänserndorfer Terrasse)	Plattelschotter Rundschothter Blocklagen	Loß
			MINDEL / RISS-INTERGLAZIAL	Seetone, Deltaschotter (z. B. Mönchsbergkonglomerat), Hangbrekzien (z. B. Höttinger Brekzie)			Bodenbildungen Rotlehme (z. B. Rudolfs-Ziegelofen)	
			„MINDEL“	Moränen	Jüngere Decken-Schotter	Arsenalterrasse	Plattelschotter Rundschothter Blocklagen	Loß
			GÜNZ / MINDEL-INTERGLAZIAL				Bodenbildungen	
			„GÜNZ“	Weißer Nagelfluh v. Kremsmünster Moränen	Ältere Decken-Schotter	Wienerbergterrasse		Loß
			PRÄGÜNZ	Wahrscheinlich mehrere Kaltzeiten (z. B. BIBER und DONAU) und Warmzeiten	Terrassenschotter höher als ältere Deckenschotter	Laaerbergterrasse		Bodenbildungen (z. B. „Kremser Boden“) Karstspalten- und Höhlenfüllungen Loß Schotter
		MATUYAMA	700	ALTEPLEISTOZÄN				
MITTELPLEISTOZÄN								
QUARTÄR		PLEISTOZÄN						

Abb. 15. Stratigraphische Tabelle des Quartärs

	FLOREN	FAUNEN		KLIMA	URGESCHICHTE DES MENSCHEN
		Vertebraten	Mollusken(Löbbschnecken)		
	Periode voll ausgebildeter Wälder	Elch ( <i>Alces alces</i> ) Braunbär ( <i>Ursus arctos</i> ) Wolf ( <i>Canis lupus</i> )		warm-feucht kühl – trocken	jüngere Perioden Neolithikum Mesolithikum
	Strauchgesellschaften arktische Tundren Kältesteppen  montane Nadelwälder  Kräutersteppen	in Höhlen: z.B. Höhlenbär ( <i>Ursus spelaeus</i> ) Höhlenlöwe ( <i>Panthera spelea</i> ) Höhlenhyäne ( <i>Crocuta crocuta</i> )  im Löb: Mammut ( <i>Mammonteus primigenius</i> ) Fellnashorn ( <i>Coelodonta antiquitatis</i> ) Rentier ( <i>Rangifer tarandus</i> ) Moschusochse ( <i>Ovibos moschatus</i> ) Steinbock ( <i>Capra ibex</i> ) Eisfuchs ( <i>Alopex lagoro</i> ) Riesenhirsch ( <i>Megaloceros giganteus</i> )	Columella-Fauna ( <i>Arianta arbustorum alpicola</i> , <i>Vertigo percedentata</i> )  Pupilla-Fauna ( <i>Pupilla muscorum</i> , <i>Pupilla sterri</i> , <i>Pupilla loessica</i> )  Striata-Fauna	kalt-trocken  arktisch (besonders trocken)  Erwärmung  kühl-feucht	mitteleuropäisches Gravettien: Gravettmesser, feine Schmaltringen (Willendorf II)  Knochenartefakte   mitteleuropäisches Aurignacien (Kerbklingen, Stacheln) z. B. Senftenberg
	Wald verschiedener Zusammensetzung, u.a. mit <i>Taxus</i> , <i>Ilex</i> , <i>Tilia tomentosa</i> (Steinerbach bei Mondsee)	Nashorn ( <i>Dicerorhinus kirchbergensis</i> )	<i>Helicigona banatica</i> <i>Aegopis tenuilabris</i>	warm-gemäßigt 2 – 3° höheres Temperaturmittel als heute	Mousterien: „Faustkeile“, Spitzen und Schaber des Neanderthalers (Gudenushöhle)
	Strauchgesellschaften alpine Rasen	Steppenwisent ( <i>Bison priscus</i> ) Mammut ( <i>Mammonteus primigenius</i> ) Wollnashorn ( <i>Coelodonta antiquitatis</i> )	<i>Pupilla muscorum</i> <i>Trichia sericea</i> <i>Valonia tenuilabris</i> <i>Oxychilus</i> , <i>Clausilien</i> (Hundsheim)	arktisch	
	Hottinger Brekzie v. a. mit <i>Rhododendron</i> , <i>ponticum</i> , <i>Vitis silvestris</i>			warm gemäßigt 3° höheres Temperaturmittel als heute	
		Fauna v. Laaerberg und von Hundsheim Steppennashorn ( <i>Dicerorhinus hemiteachus</i> ) Hundsheimer Bär ( <i>Ursus deningeri</i> )		arktisch  Erwärmung arktisch	artefaktverdächtige Gerolle und Flußgeschiebe (Laaerberg)
		Kleinsäugerfauna von Deutsch-Altenburg von Schichten 2 u. 4 ( <i>Miomys</i> -Faunen)	<i>Helicigona capeki</i>	warm möglicherweise mit einer kühleren Phase	
		<i>Elephas planifrons meridionalis</i>  Elefant ( <i>Archidiskodon meridionalis</i> ) Mastodonten ( <i>Mastodon arvernensis</i> )	<i>Helicigona banatica</i>  <i>Helicigona capeki</i> <i>Gastrocopa serotina</i>	arktisch	

datierungen mit der absoluten Zeitskala verknüpft hat. Die Methode der Pollenanalyse wurde in Skandinavien von C. A. WEBER & L. v. POST (1916) für die Gliederung und altersmäßige Erfassung von Torfmooren entwickelt. Die ersten Beschreibungen und Abbildungen von Pollenkörnern aus Torf stammen von dem Schweizer Geologen J. FRÜH aus dem Jahr 1885. Die Anwendung der Pollenanalyse wurde aber auch auf vorwiegend anorganische Sedimente, Ton- und Gytjtjaablagerungen erweitert. Bezüglich der Präparationsmethoden, der Darstellungsarten und der Möglichkeit der Aussage von Pollendiagrammen sei auf die einführende Literatur verwiesen (zitiert in H. STRAKA, 1975). Die Unterscheidung der älteren Warmzeiten erfolgt auf Grund des Auftretens und allmählichen Verschwindens bestimmter altertümlicher Florenelemente aus dem Tertiär (*Eucommia*, *Carya*, *Pterocarya*, *Tsuga*). Im Gebiet der Vereisung des Ostalpenraumes reichen die Profile vom Beginn des Würmspätglazials bis in die Gegenwart. Aus der Würmkaltzeit sind bisher nur Pollendiagramme bestimmter Abschnitte vorhanden. Vom Vegetationsablauf des Riß/Würm Interglazials kann man sich auf Grund eines Pollendiagrammes und der Bestimmung der pflanzlichen Großreste (W. KLAUS, 1975) aus einem Seckreideprofil bei Mondsee recht genaue Vorstellungen machen.

Aus den Vogesen, Grand Pile in Frankreich, ist ein Pollendiagramm eines 20 m langen Torf- und Lignitprofiles bekannt, welches die Vegetationsentwicklung des ganzen Jungpleistozäns umfaßt und durch den mehrmaligen Wechsel zwischen bewaldeten Abschnitten und baumloser Steppe genau die Klimaänderungen der letzten Eiszeit zeigt (G. WOILLARD, 1975).

Das längste Pollenprofil Europas ist aus Tenagi-Phillipon in Griechenland bekannt. Von einem Bohrkern von 120 m Länge, der die Basis nicht erreichte, wurden die ersten 30 Meter pollenanalytisch ausgewertet, die alle Klimaschwankungen des Jungpleistozäns zeigen (T. A. WIJMSTRA, 1969).

### Dendrochronologie

Diese Methode beruht auf der Möglichkeit, das Alter von Bäumen durch das Auszählen der im jahreszeitlichen Rhythmus gebildeten Zuwachsringe zu bestimmen und auf der Abhängigkeit der Ausbildung der Jahresringe von Umweltfaktoren (Klima, Schädlingsbefall, Blitzschlag). Durch genaue Messungen der Jahresringbreitenschwankungen, die bei den Holzarten am gleichen Standort die gleichen Merkmale zeigen, kann das Alter von datierten Hölzern mit

älteren Proben synchronisiert werden (Überbrückungsmethode). Auf diese Weise kommt man zu einer immer weiter zurückreichenden Chronologie. Die Jahresringchronologie spielt besonders für die absolute Datierung von prähistorischen Funden eine Rolle und kann auch für die Altersbestimmung der die Hölzer führenden Sedimentschichten herangezogen werden. Eine überregionale Konnektierung auf Grund der Jahresringmerkmale zur Parallelisierung von Klimaschwankungen ist wegen zu großer Standortsabhängigkeit nicht möglich. Über das Postglazial hinaus reicht diese Methode wegen der zu großen Klimaschwankungen nicht. Die langlebigsten Bäume der Erde, die Borstenkiefern (*Pinus aristata* ENGELMANN) in den White Mountains von Kalifornien lieferten mit 6600 Jahresringen eine bis in prähistorische Zeit zurückliegende Chronologie. Damit ließen sich die Ungenauigkeiten der  $^{14}\text{C}$  Daten, die durch Radiokarbon-schwankungen der Atmosphäre bedingt sind, korrigieren. In Deutschland gelang es mit den Jahresringfolgen von Eichen eine lückenlose Chronologie bis ins frühe Mittelalter zu erarbeiten. In den letzten Jahren konnte mit Hilfe der dendrochronologischen Auswertung zahlreicher Eichenstammlagen die postglaziale Flußgeschichte des mitteleuropäischen Donaulaufes weitgehend erfaßt werden (B. BECKER 1972, 1978).

An einer subfossilen Eichenstammlage von Rutzendorf aus der Donauterrasse nördlich von Wien konnte auf Grund abweichender Jahresringmuster an Stammscheiben die zeitliche Staffelung durch 3 Chronologien festgestellt werden, die die differierenden  $^{14}\text{C}$  Daten bestätigten (B. BECKER, 1972). Auch die subfossilen Eichenstammlagen bei Trübensee im Tullnerfeld lieferten nach B. BECKER zwei verschiedene Chronologien.

### $^{14}\text{C}$ Datierung oder Radiokarbon-Methode

Diese atomphysikalische Methode wurde von LIBBY (1949) zur absoluten Altersbestimmung subfossiler organischer Substanzen entwickelt. Das Verfahren wird seither weltweit angewendet und leistet u. a. einen wesentlichen Beitrag zur Untermauerung einer detaillierten Stratigraphie des Jungpleistozäns.  $^{14}\text{C}$  entsteht in der Stratosphäre durch Reaktionen der Stickstoffatome  $\text{N}^{14}$  mit den Neutronen der kosmischen Höhenstrahlung unter Bildung von  $\text{H}^1$ ;  $^{14}\text{C}$  verwandelt sich mit einer Halbwertszeit von  $5730 \pm 40$  Jahren wieder in  $\text{N}^{14}$ .  $^{14}\text{C}$  wird in Form von  $^{14}\text{CO}_2$  gebunden und verteilt sich gleichmäßig in der gesamten Atmosphäre, durch die Assimilation wird  $\text{CO}_2$  von den Pflanzen aufgenommen. Nach

dem Tod verringert sich die  $^{14}\text{C}$  Menge kontinuierlich, und zwar immer nach 5730 Jahren jeweils um die Hälfte, d. h. bei einem Alter von 5730 Jahren ist noch 50% an  $^{14}\text{C}$  vorhanden, nach 11460 Jahren 25% und nach 40.110 Jahren nur noch 0,78% des  $^{14}\text{C}$  Gehaltes, so daß der meßbare Bereich etwa 50.000 Jahre beträgt. Mit speziellen Anreicherungsapparaturen kann bis zu 70.000 Jahren zurückgegangen werden. Für die  $^{14}\text{C}$  Konzentration der Atmosphäre ergaben sich auf Grund der Eichkurve mit der Jahresringanalyse von *Pinus aristata* ENGELMANN innerhalb von 6000 Jahren z. T. bedeutende Abweichungen bis zu 1000 Jahren. Das  $^{14}\text{C}$  Alter müßte daher in die Kalenderjahre korrigiert werden. Für die  $^{14}\text{C}$  Messung wird das organische Material chemisch vorbehandelt, um sekundär infiltrierten Kohlenstoff zu entfernen, dann wird die Probe verbrannt und das  $\text{CO}_2$  in Methan übergeführt.

Mit diesem Gas wird ein von den Einflüssen der Umgebungsstrahlung durch eine Bleikammer völlig isoliertes Zählrohr beschickt und die Impulse, die beim radioaktiven Zerfall von  $^{14}\text{C}$  entstehen, mit einem Zählwerk gemessen.

Der Informationswert eines  $^{14}\text{C}$  Datums hängt sehr wesentlich von der Art der Probenentnahme ab. Es wirkt sich jede Verunreinigung mit jüngerem C verfälschend aus; außerdem dürfen bei der Interpretation von  $^{14}\text{C}$  Daten die Schwankungen des  $^{14}\text{C}$  Gehaltes in der Atmosphäre nicht außer acht gelassen werden. In bestimmten Fällen können  $^{14}\text{C}$  Daten auch zu alt sein, und zwar wenn sie von Gytjen stammen, die aus Wasserpflanzen entstanden sind, die den Kohlenstoff für die Assimilation aus dem gelösten Bikarbonat des Grundwassers aufnehmen.

Man kann bei Seesedimenten für diesen „See-Effekt“ auf Grund der Berechnungen der Sedimentationsrate auf die zeitliche Differenz kommen, wie F. R. AVERDIECK, H. ERIENKEUSER & H. WILKOMM (1972) zeigen konnten.

Zur  $^{14}\text{C}$  Datierung am besten geeignet sind Holz, Holzkohle, Pflanzenreste und Torf. Man benötigt etwa 10 g Trockensubstanz ohne Humusstoffe. Bei Knochen und Geweihen ergibt sich die Schwierigkeit, daß Fremdkohlenstoff nicht entfernt werden kann.

#### Paläomagnetismus

Die Einstellung von eisenhaltigen Mineralien in die Richtung des Erdmagnetfeldes während der Ablagerung der Sedimente wird durch die Diagenese fixiert. Die Messung dieses remanenten Magnetismus von tektonisch ungestörten, genau orientiert entnommenen datierten Sedimenten hat ergeben, daß die Intensität und Richtung des Erdmagnetfeldes in der erdgeschichtlichen Vergangenheit immer wieder gewechselt hat. Die Bestimmung der Richtung des Erdmagnetfeldes läßt sich im allgemeinen bis in das Präkambrium durchführen, wenn nicht durch chemisch-physikalische Prozesse eine Ummagnetisierung erfolgt ist.

Die zeitliche Folge der Epoche mit einem konstanten Magnetfeld ist bekannt und A. COX (1969) hat eine paläomagnetische Datenskala ausgearbeitet, die sowohl die Grenzen zwischen den Epochen angibt, als auch die kürzeren Intervalle, sogenannte „events“, während denen die Polarität der Feldrichtung der Epoche entgegengesetzt war. Im Altpleistozän liegt die Grenze der Matuyama Epoche von negativer Polarität zur Brunhes Epoche mit positiver Polarität bei etwa 700.000 Jahren. Dieser Wechsel des Erdmagnetfeldes wurde in Krems/Schießstätte im Löß zwischen den Böden 4 und 5 gemessen, sowie in Červený Kopec (Roter Berg) bei Brünn und Suchold bei Prag, wodurch eine geologische Korrelation zwischen diesen Profilen möglich ist (A. KOCI, 1974).

### 1.5.3. Abriß der Vegetationsgeschichte des Quartärs in Österreich

Zur Erfassung der Vegetationsentwicklung im Eiszeitalter sind hauptsächlich Tone und Schluffe und damit verbundene Schieferkohlenablagerungen geeignet und herangezogen worden. Für den jüngsten Abschnitt nach der letzten Eiszeit kommen noch die Moor- und Seeablagerungen hinzu. Die von den Höhlenbären in die Phosphaterdschichten der alpinen Bärenhöhlen eingebrachten Kräuterpollen sind eine wichtige Ergänzung des jungpleistozänen Florenaspektes (I. DRAXLER, 1972). Die Entwicklung der Vege-

tation ist in diesem Zeitraum von Verdrängung und Wiederbesiedlung geprägt, wobei Veränderungen der Zusammensetzung zu beobachten sind (B. FRENZEL, 1968).

Der früheste in seiner Vegetationsentwicklung bekannte Abschnitt im österreichischen Raum stellt das Riß/Würm Interglazial dar (W. KLAUS, 1975). Das bei Mondsee aufgeschlossene Profil zeigt eine Entwicklung der Flora, die im Riß/Spätglazial anfänglich durch das starke Auftreten von kälteliebenden Steppenpflanzen ge-

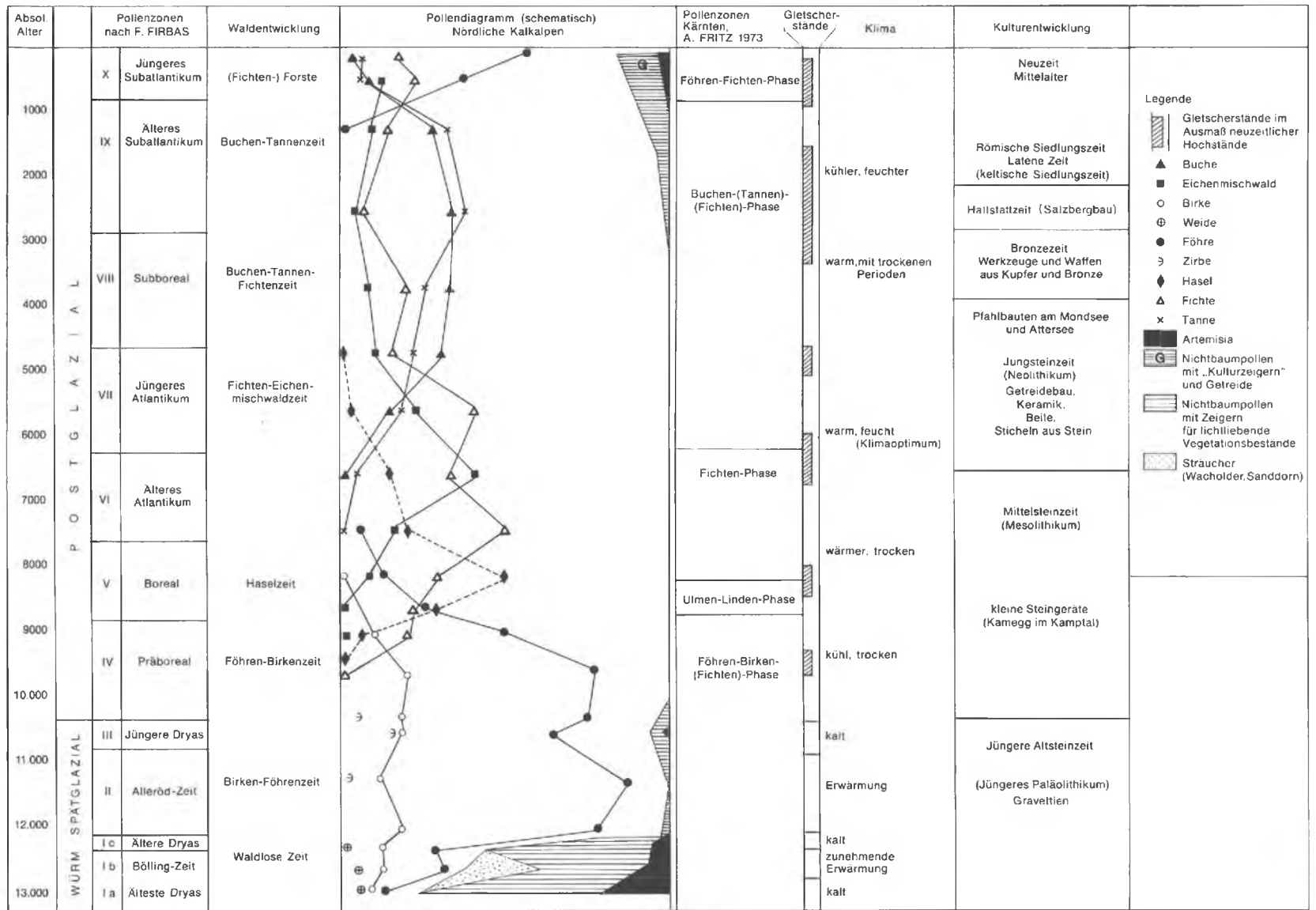


Abb. 16. Ökostratigraphische Gliederung des Spät- und Postglazials im Ostalpenraum

kennzeichnet ist. Der allmähliche Übergang zu wärmerem Klima wird durch das Vordringen der Kiefer geprägt. Von kleineren Klimarückschlägen unterbrochen, ging diese Entwicklung weiter, bis sich mit Beginn der Interglazialzeit die wärmeliebenden Elemente wie Fichte, Erle und Ulme auszubreiten beginnen. Der Höhepunkt des Interglazials wird dann von dem starken Auftreten von Ulme, Eiche, Hasel, Eibe, Hainbuche und Tanne zusammen mit Stechpalme, Mistel und Efeu geprägt, die eine Pflanzenvergesellschaftung einer gegenüber heute etwas wärmeren Zeit anzeigen. Die bekannte artenreiche Flora der Höttinger Breccie bei Innsbruck enthält Elemente der pontischen Flora (z. B. *Rhododendron ponticum* LINNÉ) und deutet auf ein gegenüber heute wärmeres Klima des Mindel/Riß-Interglazials (R. v. KLEBELSBERG, 1935). Der erste Abschnitt der Würmeiszeit im alpinen Raum konnte leider bis heute noch nicht erfaßt werden.

Die älteste würmzeitliche Flora war im Freibachtal (Kärnten) aufgeschlossen. Mehrere Radiokarbondatierungen ergaben ein Alter von 37.900–31.600 v. h. (A. FRITZ, 1975, H. FELBER & D. VAN HUSEN, 1976).

Die Pollenflora zeigt ein Waldbild, das etwa dem heutigen entspricht und einen allmählichen Rückgang der Bewaldung gegen Ende des Abschnittes infolge zunehmender Abkühlung. In diesem Zeitraum oder knapp danach bildeten sich nach den <sup>14</sup>C Daten und Pollenanalysen auch die Schieferkohlenablagerungen im Gailtal, von A. FRITZ (1971) als Interglazial, neuerdings als Innerwürm (A. FRITZ, 1978) eingestuft, und bei Schladming (I. DRAXLER & D. VAN HUSEN, 1978). Die weitere Klimaverschlechterung, die bereits zu einer Verdrängung der Waldvegetation im Alpenkörper geführt hat, zeichnet sich in den mächtigen Bändertonablagerungen von Baumkirchen bei Innsbruck in einem Zeitraum zwischen 31.000 J. v. h. bis 25.000 J. v. h. (F. FLIRI et al., 1970) ab. In dem periglazialen Lößgebiet ist auf Grund der Pollenanalyse der fossilen Bodenbildung von Stillfried B vor ca. 28.000–26.000 J. v. h. mit einem subalpinen Fichtenwald zu rechnen (B. FRENZEL, 1964).

Danach erfolgte dann der endgültige Hauptvorstoß der Würmvergletscherung, der ungefähr um 20.000 J. v. h. den Höhepunkt erreichte und durch den alle Waldelemente auf Refugialstandorte verdrängt wurden. Nach einem sehr bald und rasch fortschreitenden Eisrückzug aus den weitesten Bereichen der alpinen Täler (D. VAN HUSEN, 1977) setzte die spärliche Wiederbesiedlung mit einer Mischflora aus subarktischen und alpinen sowie östlichen Steppenelementen schon vor den ersten deutlichen spätglazialen

Gletscherständen ein. Die pflanzlichen Fossilien dieser Zeit sind hauptsächlich in den Schluffablagerungen der kurzlebigen Stauseen der Eiszerfallslandschaft erhalten, auf denen dann in der weiteren Folge unter den günstigeren Klimabedingungen des ausgehenden Spätglazials (Ende Ältere Dryas, Beginn Alleröd) Moore zu wachsen begannen, die in dem ozeanisch beeinflussten Klimabereich im Postglazial das Hochmoorstadium erreichten (z. B. Salzkammergut, Vorarlberg).

Im Zuge einer langsam fortschreitenden Erwärmung, die nur von den kurzen Rückschlägen der ersten spätglazialen Gletschervorstöße (F. MAYR & H. HEUBERGER, 1968, G. PATZELT, 1975, D. VAN HUSEN, 1977) unterbrochen wurde, entwickelte sich aus der Kältesteppe parallel zur stetigen Verbesserung des Bodens eine sich allmählich schließende Vegetationsdecke. Diese leitete in die Strauchphase des Böllings über, der ersten in den ganzen Ostalpen erfaßbaren wärmeren Periode. Sie ist durch Sanddorn, Wacholder, Weide und Birke geprägt. In das Ende dieser Phase vor etwa 12.500 J. v. h. fällt auch die zunehmende Wiederbewaldung mit Kiefern (I. DRAXLER, 1977), im Tiroler Raum allerdings früher (I. BORTENSCHLAGER, 1976) als im Salzkammergut. Der folgende Klimarückschlag der Älteren Dryas ist an den Pollendiagrammen aus den Mooren z. T. nur schwach ablesbar und wirkt sich nur in der Verzögerung der Kiefern Ausbreitung aus, z. T. ist er deutlich erkennbar. Nach dieser Klimaverschlechterung, die nur mehr unbedeutende Gletschervorstöße (Daun) bewirkte, erfolgte die Massenausbreitung der Kiefer in der darauffolgenden Periode des Alleröds, die zum ersten Mal nach dem Rückzug der Gletscher zu geschlossenen Wäldern, bzw. der Bestockung mit Kiefern führte (A. FRITZ, 1973, W. KLAUS, 1967, M. BOBEK & R. SCHMIDT, 1976, I. DRAXLER, 1977).

Die Kieferzeit wird vor dem Einsetzen der postglazialen Wiederbewaldung von einer sich durchwegs in den Pollendiagrammen nur relativ schwach abzeichnenden Klimaverschlechterung in der jüngeren Dryas unterbrochen, die nur eine geringe Auflockerung der Wälder bewirkte. Mit dieser regressiven Phase endete um etwa 10.200 J. v. h. das Spätglazial.

Für die Stratigraphie des Postglazials mit Pollenzonen (nach F. FIRBAS) und deren Abgrenzung durch <sup>14</sup>C Daten sind vor allem die in Österreich weit verbreiteten Moore (besonders die Hochmoore) von Bedeutung (Verteilung der Moore siehe: Übersichtskarte der Moore Österreichs, herausgegeben von der Medizinischen Moorkommission, 1935, Maßstab 1:625.000). Wie oben erwähnt, bildeten sich viele Hoch-



moore unter feucht-kühlen Klimabedingungen über einem grundwasserbeeinflussten Niedermoor-Stadium nach der Verlandung spätglazialer Seen. Die hochmoor-reichste Gegend von Österreich ist das Waldviertel, wo die Hochmoor-Entstehung noch durch den sauren kristallinen Untergrund besonders begünstigt wird. Seit Beginn des Postglazials waren die Gletscher auf das Ausmaß von 1850-Ständen zurückgeschmolzen (G. PATZELT, 1972, D. VAN HUSEN, 1977) und verhältnismäßig geringe Waldgrenzverschiebungen wirkten sich nur in den Pollendiagrammen hochgelegener Moore deutlich aus (S. BORTENSCHLAGER, 1972). Generell folgt auch die Entwicklung der Verteilung der Baumarten nördlich

des Alpenhauptkammes der mitteleuropäischen Grundsukzession (F. KRAI, 1972). In Kärnten (A. FRITZ, 1967) und im Waldviertel (P. PESCHKE, 1972) weicht sie davon ab. Im Präboreal dringen Hasel, Fichte und Eichenmischwaldelemente in die lichten Kiefern-Birkenwälder ein. Im Boreal wird die Hasel dominant. Im Atlantikum kommt es zur Rückwanderung von Buche und Tanne, die im Subboreal waldbildend werden. Erst im Subatlantikum, besonders im jüngeren Teil, kommt es neuerlich zu einschneidenden Veränderungen in der Waldzusammensetzung und den Höhenstufengrenzen durch die intensive Rodungstätigkeit und forstwirtschaftlichen Maßnahmen des Menschen.

### 1.5.4. Übersicht über die Quartärfaunen

Die Formenfülle der eiszeitlichen Tierwelt ist auf österreichischem Gebiet von zahlreichen Fundstellen aus terrestrischen und Süßwasserablagerungen bekannt geworden (K. EHRENBERG, E. THENIUS, R. SIEBER, H. ZAPFE, zit. in E. THENIUS, 1974, 1975). Für die biostratigraphische Einstufung von Schottern, Sanden, Spaltenfüllungen und Höhlensedimenten sind vor allem die Funde von Säugetierresten (Knochen und Zähne von Groß- und Kleinsäufern) herangezogen worden. In den Lößablagerungen gehören Schnecken zu den häufigsten Fossilien. Die Faunen des Quartärs unterscheiden sich wesentlich von denen des Tertiärs und nur noch wenige Formen haben ähnlich wie in der Pflanzenwelt die Pliozän/Pleistozängrenze überschritten. Zu den wenigen altertümlichen Faunenelementen, die zu Beginn des Quartärs noch auftreten, gehören z. B. Mastodonten. Während der pleistozänen Kalt- und Warmzeiten ist im Gegensatz zur Pflanzenwelt in der Tierwelt bei einigen Tiergruppen (Elefanten, Bären, Wühlmäusen) eine Fülle von neuen Formen entstanden. Am Ende des Pleistozäns ist eine ganze Reihe von Großsäufern ausgestorben (Höhlenhyänen, Höhlenbär, Mammut). Durch den Eingriff des Menschen in die Naturlandschaft ist die Tierwelt in historischer Zeit noch um Ur, Braunbär, Wolf, Wisent, Elch, Luchs, Goldschakal, Bartgeier und Waldrapp verarmt. Zu den bekanntesten Wirbeltierfundstellen aus der älteren Eiszeit gehören die Hundsheimer Spalte und die Karstspalten und -höhlen des Pfaffenberges bei Deutsch-Altenburg, deren formenreiche Kleinsäugerfaunen erst in letzter Zeit eingehend bearbeitet wurden (G. RABEDER, 1972a, 1972b, 1973, zit. in E. THENIUS, 1975). Bestimmte Arten von Chi-

ropteren und Insektivoren sind für die Beurteilung des Biotops von besonderer Bedeutung, und auf Grund der raschen Evolution eignen sich besonders die Wühlmausarten für eine chronologische Gliederung des Altpleistozäns.

Die genaue stratigraphische Einstufung der bekannten Höhlenbärenfaunen und ihrer Begleitfauna von Mixnitz, der Salzofenhöhle im Toten Gebirge und der Schlenkendurchgangshöhle in der Osterhorngruppe ist bisher nicht möglich gewesen, da die Faunenelemente keine Evolution erkennen lassen. Erst auf Grund von neuentwickelten physikalischen und chemischen Datierungsmethoden wurde das absolute Alter von Knochen aus der Bärenhöhle von Mixnitz mit ca. 80.000 J. v. h. bestimmt (P. EISENBARTH, 1975), so daß damit diese Fauna in das Riß/Würm-Interglazial gestellt werden könnte.

Die Bearbeitung der in Lößablagerungen häufigen Schneckenfaunen aus bekannten Quartärprofilen Ober- und Niederösterreichs zeigten deutliche Unterschiede zwischen Kalt- und Warmzeitfaunen (H. BINDER, 1977). Die jungpleistozänen Klimaschwankungen drücken sich in den Profilen der trockenen Lößlandschaft deutlich in dem Wechsel von *Striata*-, *Pupilla*- und *Columella*-Faunen aus. Im Mittelpleistozän sind in den einer Warmzeit entsprechenden Bildungen mehrere Gastropodenfaunen enthalten. Die altpleistozänen Warmzeiten sind durch Leitfossilien charakterisiert, die für wärmeres, kontinentales und zunehmend trockenkaltes Klima typisch sind. Über die älteren Kaltzeitfaunen ist noch wenig bekannt.

Der Wechsel der Schneckenfaunen innerhalb der Lößprofile entspricht den durch die Klimaschwankungen verursachten Änderungen im Bio-

top. Die ökologische Interpretation stimmt daher auch gut mit den pedologischen Befunden über-

ein. Innerhalb der Profile lassen sich verschiedene ökologische Gruppen unterscheiden.

## 1.5.5. Das Ältest-, Alt- und Mittelpleistozän

Nach der allgemeinen Gliederung des Eiszeitalters umfaßt das Ältestpleistozän Günz und die älteren Kaltzeiten (Donau- und Biberkaltzeit) mit den dazwischenliegenden Warmzeiten, das Altpleistozän die Günz/Mindelwarmzeit und Mindel, das Mittelpleistozän Mindel/Riß und Riß. Letzteres wird von manchen Autoren schon zum Jungpleistozän gerechnet (P. WOLDSTEDT, 1958).

Im Bereich des Salzburgerisch-Oberösterreichischen Alpenvorlandes sind die vier alpinen Eiszeiten Günz, Mindel, Riß und Würm auf Grund von Moränen und den unmittelbar daraus hervorgegangenen Terrassensystemen nachweisbar.

A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909) unterschieden zwischen „Älterem Deckenschotter“ (Günz), „Jüngerem Deckenschotter“ (Mindel), „Hochterrasse“ (Riß) und „Niederterrasse“ (Würm), wobei diese Terrassen jedoch keineswegs ausschließlich kaltzeitliche Bildungen darstellen (G. J. KUKLA, 1976). Die zu den älteren Deckenschottern gehörigen Endmoränen der Günzzeit wurden erst wesentlich später von L. WEINBERGER (1950, 1955) und von H. KOHL (1955, 1958) entdeckt und beschrieben.

Unterscheidungsmöglichkeiten der verschieden alten fluvioglazialen Schotterablagerungen sind trotz lithologisch ähnlicher Beschaffenheit auf Grund der Untergliederung der an Mächtigkeit und Intensität zunehmenden Verwitterungshorizonte gegeben (H. KOHL, 1968). Das gleiche gilt für Moränen, die z. T. ebenfalls auf Grund der Verwitterungsintensität einzeigbar sind.

Die alt- und mittelpleistozänen Lockersedimente (Moränen, glaziofluviale Schotter) im Bereich der alpinen Vereisung sind nur in Spuren erhalten oder, da sich die Ablagerungen der aufeinanderfolgenden Kalt/Warmzeitzyklen, immer auf Kosten der jeweils vorhergehenden, Raum und Substanz geschaffen haben, auch weitgehend verschwunden oder umgelagert. Die Gliederung alt- und mittelpleistozäner Abschnitte sowie die Abgrenzung zum Pliozän ist daher auch nur in Räumen geringerer Vorlandvergletscherung oder in den Lößgebieten durchführbar.

Reste prägünzzeitlicher kaltzeitlicher Schotterfluren sind durch H. GRAUL (1937) und L. WEINBERGER (1955) (Eichwaldschotter) und H. KOHL (1955) bekannt geworden. Aus den äl-

teren Warmzeiten sind in den vergletscherten Gebieten nur vereinzelt Hangbrekzien (D. VAN HUSEN, 1968, 1975b, 1977) vom Typ der Höttinger Brekzie und Konglomerate, z. B. das Mönchsbergkonglomerat, erhalten geblieben, die von den gewaltigen kaltzeitlichen Ausräumungsvorgängen nicht berührt worden sind. Die verschieden weite Ausdehnung der Gletscher läßt sich aus der Lage der Endmoränen im Alpenvorland ableiten. So endete der Traungletscher im Günz bei Lindach, im Mindel bei Laakirchen-Eisengattern, im Riß während des jüngeren Maximalstandes ca. 7 km nördlich Gmunden und im Würm bei Gmunden (D. VAN HUSEN, 1977). Nach D. VAN HUSEN (1975a, 1977) entspricht die Zweiteilung der Rißendmoränen am Nordrand der Alpen Oberösterreichs nur einer Oszillation des Rißgletschers, da keine Verwitterungshorizonte warmzeitlicher Phasen eingeschaltet sind. Ebenso kann ein Maximal- und Hauptstand der Würmgletscher nördlich und südlich des Alpenhauptkammes als Oszillation angesehen werden (D. VAN HUSEN, 1977).

Nach A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909) sind die während der Mindeleiszeit abgelagerten Schotter besonders stark verwittert, woraus geschlossen wurde, daß die Warmzeit zwischen Mindel und Riß besonders lang war und daher als „großes Interglazial“ bezeichnet wurde. Die geologischen Beobachtungen reichen jedenfalls nicht aus, um den Klimaverlauf der älteren Kalt- und Warmzeiten vor dem Riß/Würm genauer zu analysieren. Die Parallelisierung der alpinen Eiszeitgliederung mit der niederländischen und norddeutschen ist sehr schwierig.

Eine bis an den Beginn des Pleistozäns zurückreichende, detailliertere Quartärstratigraphie erhält man anhand durchgehender Lößprofile mit den dazwischengeschalteten Bodenbildungen aus der „trockenen Lößlandschaft“ Österreichs (Krems/Schießstätte) und der ČSSR (bei Červený Kopec, Brünn und Prag). Unter Anwendung paläopedologischer Untersuchungen, paläomagnetischer Messungen und Bestimmung der Schneckenfauna ist man bei Kombination der obengenannten Profile auf 17 Kalt/Warmzeitzyklen während des Pleistozäns gekommen, die sich mit den Klimakurven, die aus den  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  Isotopenbestimmungen aus Foraminiferengehäusen in Tiefseesedimenten gewonnen

wurden, korrelieren lassen (J. FINK & G. J. KUKLA, 1977).

Das Löß-Bodenprofil Krems/Schießstätte enthält die Grenze der Brunhes- und Matyamaperiode (0.7 Mio. J.) zwischen den Böden 4 und 5 bei insgesamt 11 Böden und ist daher das einzige

bisher bekannte Lößprofil Mitteleuropas, wo auch die ältesten Abschnitte des Pleistozäns erfaßt sein dürften. In diesem Profil sind mindestens 9 volle Eiszeitzyklen zwischen dem Ende Olduvai und der Brunhes-Mat'yama Grenze nachweisbar.

### 1.5.6. Der Ablauf des Jungpleistozäns

Erhaltene Sedimente des Riß/Würm Interglazials im alpinen Raum sind vor allem Deltaschotter und Sectone von ehemaligen Seenbeken. Die Kenntnis der Klima- und Vegetationsentwicklung vom Spättriß bis in die ausgehende Warmzeit im Ostalpenraum beruht auf der pollenanalytischen Untersuchung und Bestimmung der Großfunde fossiler Pflanzen aus einem Profil von Seesedimenten bei der Autobahnbrücke Mondsee (W. KLAUS, 1975). In dem Pollendiagramm zeichnet sich ein charakteristischer Floren- und Vegetationswandel ab, der mit einer subarktischen Tundrenphase des Spättriß an der Basis beginnt und über mehrere Waldphasen bis zur Weißbuchen-Tannenzeit im ausgehenden Riß/Würm Interglazial reicht. Im Wärmeoptimum war die Eibe zusammen mit Fichte und Hasel mit hohem Prozentsatz am Waldbild beteiligt. Die Temperaturen dürften im Durchschnitt um 2–3° über den heutigen gelegen gewesen sein. Tertiäre Florenelemente fehlen vollständig. Durch weitere Grabungen soll auch noch in einem höheren Profilabschnitt der Übergang in das Frühwürm erfaßt werden (W. KLAUS, 1976). Aus diesem frühglazialen Abschnitt, der in den von der nordeuropäischen Vereisung beeinflussten Gebieten (Niederlande, Dänemark) die Interstadiale von Amersfoort (um 68.000 J. v. h.), Brørup (61.000 J. v. h.) und Odderade (56.000 J. v. h.) umfaßt, sind bisher aus dem Alpenraum keine stratigraphisch sicher zuordenbaren Sedimente bekannt geworden. Dies führte auch zu einer ziemlichen Verwirrung in der Gliederung und Benennung würmzeitlicher Abschnitte.

Nur im Periglazialgebiet gibt es in der trockenen Lößlandschaft einige typische Profile von jungpleistozänen Löß-Bodenfolgen, wie z. B. in Stillfried a. d. March. Dieses Profil enthält mehrere Bodenbildungen, die nach J. FINK (1976) als stratigraphische Leithorizonte angesehen werden können. Der liegende braune Verlehmungshorizont entspricht dem Riß/Würm Interglazial. Der folgende Humushorizont wird mit dem Amersfoort-Interstadial parallelisiert, der obere Humushorizont dem Brørup-Interstadial zugeordnet

(B. FRENZEL, 1964). Darüber folgt wieder eine mächtige Lößschichte, die durch einen fossilen Boden (Stillfried B) unterbrochen wird. Der Boden hat nach den <sup>14</sup>C Daten ein Alter von ca. 28.000 J. v. h. Die zwischen dem Brørup und Stillfried B gelegenen Interstadiale Nordwesteuropas, Odderade-, Moershoofd-, Hengelo- und Denekampinterstadial (W. H. ZAGWIJN & R. PAEPE, 1968), sind in den niederösterreichischen Lößprofilen zumindest pedologisch nicht nachweisbar.

Pflanzliche und tierische Fossilfunde in den Bändertonen von Baumkirchen bei Innsbruck brachten auf Grund von mehreren <sup>14</sup>C Daten von 31.000–26.000 J. v. h. den Nachweis, daß das Inntal während des Würmglazials in diesem Zeitraum eisfrei gewesen sein muß (F. FLIRI et al., 1970). Damit wurde der Zeitraum für die Bildung und den Rückzug des Inntalgletschers im folgenden Hochglazial auf nur 10.000 Jahre eingengt. Seit diesen bedeutenden Ergebnissen ist eine ganze Reihe von Fundstellen aus dem Alpenraum bekannt geworden, deren organischer Inhalt ähnliche Radiokarbonaten ergab und von denen auf Grund von Pollenanalysen oder Holzbestimmungen geschlossen werden kann, daß in der Umgebung eine Gehölzvegetation bestandbildend war. Vor der Maximalvergletscherung des Würm haben auf jeden Fall eine oder mehrere interstadiale Phasen zu einer beträchtlichen Erwärmung geführt. Die genaue Gliederung des Abschnittes vom Beginn des Würms bis zum Hochglazial mit der Zahl und Dauer der Gletschervorstöße ist noch nicht bekannt.

Die unterhalb von Schottern aufgeschlossenen Schieferkohlen bei Schladming a. d. Enns lieferten ein <sup>14</sup>C Alter von 31.000 J. v. h. Die Vegetationszusammensetzung auf Grund der Pollenflora entspricht einem subalpinen Fichtenwald. Die Tendenz einer Klimabesserung wird durch die Zunahme der Tanne in der Schieferkohle angedeutet (I. DRAXLER & D. VAN HUSEN, 1978). Ein übereinstimmendes Ergebnis hinsichtlich der Flora und des <sup>14</sup>C Alters zeigte auch ein Gytjtahorizont unterhalb einer Moräne bei Hohentau-

ern (I. DRAXLER & D. VAN HUSEN, 1978). Die pollenanalytische Untersuchung in einem Profil durch jungpleistozäne Feinsedimente über Älteren Deckenschottern bei Haag in Niederösterreich durch W. KLAUS in H. FISCHER (1971) ergab eine ähnliche Vegetation in der Zeit um 32.000 J. v. h. Weiters seien nochmals die Seesedimente von Freibachtal in Kärnten erwähnt, die im Liegenden der Würmmoräne mit 38.000–33.000 J. v. h. datiert sind (H. FELBER & D. VAN HUSEN, 1975) und nach A. FRITZ (1975) durch eine Waldvegetation mit Fichte, Buche und Tanne gekennzeichnet sind. Einem vergleichbaren Zeitabschnitt gehören die Schieferkohlen von Nieselach an, die auch ein ähnliches Pollenbild zeigen (A. FRITZ, 1971). Nadelhölzer und Torffunde in Schottern bei Schwarzach/Salzburg, die ein Radiokohlenstoffalter von 36.000 J. v. h. und ein zweites älter als 36.000 Jahre ergaben, sind ein weiterer Hinweis auf eine mittelwürmzeitliche Klimabesserung vor dem Hauptvorstoß der Gletscher im alpinen Raum (H. SLUPETZKY, 1976). Die mächtigen Bänderablagerungen von Baumkirchen im Inntal mit ihrer spärlichen Pollenführung einer tundenzeitlichen Vegetation wurden offenbar am Ende dieser interstadialen Phase am Übergang zu glazialen Klimaverhältnissen zwischen 30.000 und 26.000 J. v. h. sedimentiert. Daher konnte erst danach die auf Grund von Moränen nachgewiesene maximale Würmvereisung im Ostalpenraum eingesetzt haben. Während des Hochglazials bildeten sich zuerst Talgletscher, die im Westen zu einem Eisstromnetz zusammenflossen und eine Eismächtigkeit bis zu 1500 m Dicke erreicht haben, so daß nur mehr die höchsten Gipfel als Nunatakker herausragten.

Auf Grund der Endmoränenwälle muß der Inntalgletscher bis Wasserburg am Inn vorgestoßen sein. Der Salzachtalgletscher reichte ebenfalls noch bis ins bayrische Alpenvorland, und ein Zweig des Traungletschers endete bei Gmunden (H. KOHL, 1969, D. VAN HUSEN, 1977) und erreichte damit gerade noch den Alpenrand. Vom Ennsgletscher, dem letzten Eisstrom (D. VAN HUSEN, 1968) ostwärts stießen die Gletscher nicht mehr bis zum Alpenrand vor. Die Ursache dafür sind die geringer werdenden Niederschläge und die niedriger werdende Gebirgshöhe. Das Ausmaß der Vergletscherung wird von der Plateauvergletscherung der Nördlichen Kalkalpen bis zur Lokalvergletscherung einzelner Kare am Alpenostrand (P. BECK-MANNAGETTA, 1953) immer geringer (H. NAGL, 1972). Auch im österreichischen Anteil des Böhmerwaldes waren Kargletscher ausgebildet (P. ERGENZINGER, 1967).

Außer den Moränenwällen sind zahlreiche Drumlins in den Zweigbecken und Osformen sowie steile Sander zwischen Moränen und Terrassen Zeugen ehemaliger Vergletscherung.

Die Höhengrenze, bis zu der sich das ganze Jahr hindurch eine geschlossene Schneedecke hielt, lag in Europa gegenüber heute wahrscheinlich um 1200 m tiefer (A. PENCK & E. BRÜCKNER, 1909). Aus der Schneegrenzlage kann auch auf die Temperaturabsenkung geschlossen werden. Demnach lagen die Julitemperaturen noch um mehrere Grade unter denjenigen, die heute die polare Waldgrenze kennzeichnen. Während des Würmmaximums herrschte nicht nur ein kaltes, sondern auch ein ausgesprochen trockenes Klima. Zeugen dafür sind die Steppenelemente in der Fauna und Flora (B. FRENZEL, 1967).

In den Periglazialgebieten kam es unter dem extrem trocken-kalten Klima zu ausgedehnter Lößakkumulation. Als Spuren des Hochglazials in den Periglazialgebieten sind außerdem Kryoturbationserscheinungen, Solifluktion und Kryoplanation als Beweise von Dauerfrostböden erhalten. Nach der heutigen Verbreitung von Dauerfrostböden in Alaska und in Sibirien kann man auf eine mittlere Jahrestemperatur unterhalb  $-2^{\circ}$  schließen (B. FRENZEL, 1967). In Mittelgebirgslagen kam es wie z. B. in den östlichen Karawanken (D. VAN HUSEN, 1975b) zur Entstehung von mächtigen Schuttströmen.

Der Höhepunkt der letzten Inlandvereisung lag sowohl in Nordeurasien als auch in Nordamerika übereinstimmend bei 20.000–18.000 J. v. h. Gleichzeitig kam es auch zu einer enormen Vergrößerung der Sandwüsten auf der Nord- und Südhalbkugel (M. SARNTHEIN, 1978). Während des letzten Hochglazials aber war nicht nur der ganze Raum zwischen nordischer und alpiner Vergletscherung waldlos, sondern nach neueren pollenanalytischen Untersuchungen war auch das europäische Mediterrangebiet größtenteils nicht von geschlossenem Wald bedeckt (T. A. WIMSTRA, 1975). Es herrschte eine Steppenvegetation mit *Artemisia* und Chenopodiaceen, und es dürfte höchstens vereinzelt Waldinseln gegeben haben, die auch die Refugien der Laubwälder darstellten. Es ist anzunehmen, daß auch im Mittelmeerraum kalttrockenes Klima herrschte. Die Beweise sprechen gegen eine feuchtkalte Pluvialzeit im Mediterrangebiet. Der früheste Zeitpunkt des Zerfalls des Eisstromnetzes im Ostalpenraum ist noch nicht bekannt. Vermutlich waren die Täler z. T. schon vor 15.000 J. v. h. eisfrei (D. VAN HUSEN, 1977). Aus den großen spätglazialen Seen, die sich nach dem Eisrückzug bildeten, sind Seetone und Deltaschotter vorhanden. Im Zuge der Seeverlandung konnten bereits im Spätglazial zahlreiche Moore entstehen.

Die spätglazialen Gletschervorstöße in den Alpen werden hauptsächlich nach Gletscherständen des Inntal-, Gschnitztal- und Stubaitalgletschers benannt (Bühl, Steinach, Gschnitz, Daun und Egesen, H. HEUBERGER, 1968). Die genaue chronologische Abfolge dieser klassischen spätglazialen Gletscherstände ist noch nicht ganz geklärt, doch wurde der zeitliche Ablauf spätglazialer Gletscherstände erstmals mit der  $^{14}\text{C}$  Datierung und Pollenanalyse zahlreicher Moorprofile im Tiroler Raum von G. PATZELT und S. BORTENSCHLAGER (G. PATZELT, 1975) ab etwa 13.000 J. v. h. weitgehend erfaßt. Für das Trauntal konnte ebenfalls die Abfolge der Abschmelz- und Vorstoßphasen des Eisstromes im Spätglazial auf Grund der Kartierung und ausführlicher fazieller Studien, sowie mit Hilfe der  $^{14}\text{C}$  Daten und Pollenanalysen von Mooren festgelegt werden (D. VAN HUSEN, 1977), wobei den einzelnen

Stadien Lokalnamen gegeben wurden. Die ersten beiden Vorstoßphasen (Ischler Stand und Jochwand Stand) dürften nach einem  $^{14}\text{C}$  Datum von  $15.400 \pm 470$  J. v. h. aus einem Moor bei Bad Mitterndorf bereits um 17.000–16.000 v. h. stattgefunden haben. Etwa um 9500 J. v. h., in der Mitte des Präboreals, waren die Gletscher auf die heutige Größe zurückgegangen (G. PATZELT, 1972).

Die wärmzeitlich akkumulierten Schotterterrassen entlang der Donau und anderer Flüsse (z. B. March, Traisen, Pielach) wurden während des Postglazials wieder umgelagert und durchmischt, wobei auch zahlreiche Baumstämme, vorwiegend von Kiefern und Eichen, gelegentlich auch von Ulmen und Weiden in die Schotterkörper gelangt sind (L. PIFFL, 1971; W. FUCHS, 1972).

### 1.5.7. Ur- und frühgeschichtliche Entwicklung des Menschen

Die Reste der aufeinanderfolgenden Kulturformen des Menschen sind an eiszeitliche und nacheiszeitliche Ablagerungen gebunden, und daher lieferten auch die ur- und frühgeschichtlichen Funde dem Geologen wichtige Daten für die Chronologie quartärer Schichten. Der altsteinzeitliche Mensch war gezwungen, dem Eis auszuweichen und zog deshalb auch in den eisfreien Lößsteppen als Wildbeuter umher oder suchte günstig gelegene Höhlen auf. Die ältesten überlieferten Geräte des Altpaläolithikums in Österreich sind Handspitzen aus plattförmigem Feuerstein aus der Gudenushöhle bei Hartenstein an der Kleinen Krems in Niederösterreich, die dem Neandertaler zugeschrieben werden. Altsteinzeitlich sind weiters die alpinen Höhlenbärenjagdstationen der Höhlenbärenjäger, die Salzofenhöhle im Toten Gebirge (2000 m) und die Schlenken-Durchgangshöhle in der Osterhorngruppe, deren Kulturschichten neben Holzkohlenfunden jedoch nur kleine, wenig typische Werkzeuge aus dem Höhlenmuttergestein beinhalten. Die bekannteste Jagdstation der Jüngeren Altsteinzeit ist Willendorf in der Wachau. Die Fundschichten im Löß, mit 25.000 J. v. h. datiert, führen bereits ein vielgestaltiges Geräteinventar mit Kratzern, Bohrern, Schabern, Stacheln etc., die schon vom *Homo sapiens* LINNÉ erzeugt wurden. Unter den vielen Großsäugern der letzten Eiszeit stellen Mammut, Höhlenbär und Rentier die bekanntesten Jagdtiere des altsteinzeitlichen Jägers dar.

Mit dem Aussterben der Großsäuger und der

zunehmenden Bewaldung nach dem Rückzug der Gletscher mußte der Mensch seine Lebensformen für ihn eher ungünstigen Umweltbedingungen anpassen. Zunächst blieb er noch Jäger und Sammler. In diesem Abschnitt, dem Mesolithikum von ca. 11.000–5000 J. v. h. (Präboreal bis Jüngeres Atlantikum), wurden nur ganz kleine Steingeräte hergestellt, mit denen – mit Holz oder Knochen geschäftet – die kleineren Tiere erlegt wurden, wie Knochenfunde von Wildkatze, Marder, Biber, Fischen etc. an den Rastplätzen gezeigt haben.

Die Entstehung sesshaften Bauerntums ist mit Sicherheit schon im 7. Jt. v. h. vom Vorderen Orient ausgegangen, wo die Wildformen des Getreides vorkommen.

Wie die Spuren von Besiedlungen zeigen, begannen Rodung und Weidewirtschaft bei uns erst im frühen Neolithikum in den Lößgebieten des Weinviertels auf den fruchtbaren, leicht bearbeitbaren Böden. Noch wurden, z. T. aber bereits kunstvoll bearbeitete Werkzeuge aus Stein verwendet. Ein wichtiger Rohstoff der Jungsteinzeit war der „Feuerstein“, z. T. auch Hornstein, wie er damals z. B. auf der Antonshöhe in Wien-Mauer bergmännisch gewonnen wurde. Gegen Ende der Jungsteinzeit wurden Pfahlbauten am Mond- und Attersee errichtet, durch deren Fundinventar wir wissen, daß damals bereits Gegenstände aus Kupfer hergestellt wurden. Der Kupferbergbau wurde in Österreich um 1700 J. v. Chr. bereits in großem Umfang betrieben. Zentrum des urzeitlichen Abbaus war das Mühl-

bachtal bei Bischofshofen. Durch die Funde von Kulturpflanzenresten (sechszellige Gerste, vierzellige Gerste, Emmer, Zwergweizen, Erbse) in den Pfahlbauten von Mondsee ist der Ackerbau aus dem Bereich der jüngeren Steinzeit nachgewiesen. Roggen wurde ab der Hallstattperiode kultiviert (W. L. WERNECK, 1970).

Die Rodungen um die jungsteinzeitlichen Pfahlbausiedlungen Mondsee und Attersee zur Gewinnung von Anbau- und Weideflächen beschränkten sich wahrscheinlich nur auf begrenzte Gebiete im ufernahen Bereich und berührten die Urwälder des ausgehenden Jüngeren Atlantikums aus Tanne, Fichte, Buche und Eichenmischwald kaum. Bis zum Subboreal sind pollenanalytisch keine Veränderungen der natürlichen Vegetationsentwicklung durch den Menschen nachweisbar. Erst im Subboreal – diese Pollenzone entspricht der Bronzezeit – treten Getreidepollen und bestimmte Kräuterpollen als Siedlungsanzeiger auf. Ackerbau, Pflanzen- und Viehzucht, Weide- und Almwirtschaft verursachten eine zunehmende Umgestaltung der Natur in eine Kulturlandschaft. Das Einsetzen der intensiven Rodungstätigkeit des Menschen ist mit dem Auftreten von Unkrautpollen nachweisbar, auch wenn die entsprechenden archäologischen Funde fehlen (P. PESCHKE, 1976). Nach den Untersuchungen von A. FRITZ (1973) erhöht sich mit der Erweiterung der bäuerlichen Siedlungen in der Hallstattzeit die Zahl des Getreidepollens merklich. Gleichzeitig treten infolge der Rodungstätigkeit auch Veränderungen in der Waldzusammensetzung ein, indem es zu einer stärkeren Ausbreitung von Kiefer, Erle und Birke auf Kosten der Tanne kommt. Der Rückgang der Besiedlung nach der Hallstattzeit macht sich in einer Regeneration der Fichten-Kiefernbestände bemerkbar. Die neuerlich zunehmende Besiedlungsdichte während der keltisch-römischen Zeit führt zu einem Anstieg der Birke und der licht-

bedürftigen Hasel und einem Rückgang der Fichte. Edelkastanie und Walnuß sind allgemein kennzeichnend für die römische Siedlungsepoch.

Während der Völkerwanderungszeit sind wiederum weniger Kulturpflanzenpollen nachweisbar. Die während der bayerischen Kolonisation wiedereinsetzenden Rodungen werden durch einen deutlichen Anstieg von Kiefer, Erle und Birke, verbunden mit dem Anstieg bestimmter Nichtbaumpollen und Sporen von Adlerfarn, Besenheide, Ampfer, Spitzwegerich, Heidekrautgewächsen und Kreuzblütlern bestätigt.

Auf Grund des nun andauernden menschlichen Einflusses, besonders durch die großen Rodungen während des ganzen Mittelalters bis zu den forstwirtschaftlichen Maßnahmen der Neuzeit, konnte sich fast nirgends mehr das natürliche Vegetationsgefüge und die natürliche Wald- und Baumgrenze einstellen oder erhalten.

**Literatur:** AVERDIECK F. R. et al. 1972; BECK-MANNAGETTA P. 1953; BECKER B. 1972, 1978; BORTENSCHLAGER I. 1976; BORTENSCHLAGER, S. 1972; BINDER H. 1977; BOBEK M. & SCHMIDT R. 1975; CEPEK A. G. 1975; DRAXLER I. 1972, 1977; DRAXLER I. & HUSEN D. VAN 1978; EISENBARTH P. 1975; ERGENZINGER P. 1967; FELBER H. & HUSEN D. VAN 1976; FINK J. 1974; FINK J. et al. 1976; FINK J. & KUKLA G. J. 1977; FISCHER H. 1971; FLINT R. F. 1971; FLIRI F. et al. 1970; FRENZEL B. 1964, 1967, 1968; FRITZ A. 1973 a, b. 1975, 1977, 1978; FRÜH J. J. 1885; FUCHS W. 1964, 1968, 1972, 1977; GRAUL H. 1937; HANTKE R. 1978; HEUBERGER H. 1968; HUSEN D. VAN 1968, 1971; 1975 a, 1975 b, 1976, 1977; KLAUS W. 1967, 1975; KOČI A. 1974; KOHL H. 1955, 1958, 1969, 1976; KRAL F. 1972; KUKLA G. J. 1977; MAYR F. & HEUBERGER H. 1968; NAGL H. 1972; PATZELT G. 1972, 1973, 1975; PENCK, A. & BRÜCKNER E. 1901–1909; PESCHKE P. 1972, 1977; PIFEL L. 1971; PITTIONI R. 1964; PREY S. 1955; SARNTHEIN M. 1978; SCHWARZBACH M. 1974; SIEBER R. 1956; SLUPETZKY H. 1976; STRAKA H. 1975; THENIUS E. 1974 a, 1975, 1977, 1978; WEINBERGER L. 1950, 1955; WERNECK W. L. 1970; WIJNSTRA T. A. 1969; WOILLARD G. M. 1978; WOLDSTEDT P. 1958; ZAGWIJN W. H. & PAEPE R. 1968.