

Die quartäre Klimaentwicklung in der Tschechoslowakei

von U. Ložek, Praha

Mit Tafeln I–II

Einleitung

Die Klimaschwankungen stellen eines der Grundmerkmale der Quartärepoche dar. Bezeichnende geologische Ereignisse des Eiszeitalters wie die Vereisungen, die Boden- und Sedimentbildung sowie die Abtragungsvorgänge sind mit dem Klima eng verknüpft. Die Klimaänderungen können vor allem dort zum Vorschein kommen, wo kalt-warme Schwankungen in beiden Richtungen voll zur Geltung kamen. In Europa ist das vor allem im Raum am Südrand der kontinentalen Vereisung der Fall (W. Soergel 1925).

Das Gebiet der Tschechoslowakei nimmt eine sehr günstige Position im eisfreien Raum zwischen der alpinen und nordeuropäischen Vereisung ein bzw. es berührt den Südrand dieser Vereisung, die in das nördliche Grenzgebiet von Böhmen und Schlesien eingriff und in der Mährischen Pforte einen der südlichsten Punkte erreichte. Während der Kaltzeiten machte sich in der Tschechoslowakei das kalte Klima voll geltend. Hingegen standen die Warmzeiten unter dem Einfluß des gegen Norden ausklingenden submediterranen Klimas, so daß die Unterschiede zwischen den Kalt- und Warmzeiten sehr auffallend sind. Das gilt auch für kleinere Teilschwankungen, die in niederen Lagen sehr gut verfolgbar sind.

Ferner muß auch in Betracht gezogen werden, daß die Tschechoslowakei nicht nur im Grenzraum zwischen dem ozeanischen Westen und dem kontinentalen Osten liegt, sondern auch eine beträchtliche Höhengliederung aufweist, was bunte Lokalverhältnisse zur Folge hat. Das führt einerseits zu gewissen Schwierigkeiten, kann andererseits jedoch auch zur Unterscheidung rein lokaler Erscheinungen von denjenigen allgemeiner Tragweite beitragen – allerdings bei einer hinreichenden Zahl verlässlicher Stützpunkte.

Möglichkeiten der Rekonstruktion des ehemaligen Klimas

Die meisten bisherigen Klimarekonstruktionen befassen sich vor allem mit dem Eiszeitklima¹ und werden größtenteils auf die Vereisung und verschiedene Periglazialerscheinungen gestützt. Aus entsprechenden Beobachtungen werden wichtige Klimagrenzen, wie die Schneegrenze, die polare Waldgrenze oder die Südgrenze des Dauerfrostbodens abgeleitet. Entsprechend kann auch der Verlauf weiterer Klimazonen rekon-

¹ Vgl. vor allem die zusammenfassenden Studien von W. Soergel (1942) und F. Klute (1951).

struiert werden. Als Hilfskriterien werden fossile Böden und einige klimagebundene Sedimente sowie die Fossilreste, namentlich Pflanzen und Vertebraten, herangezogen (M. Schwarzbach 1950 u. zusammenfassend K. Kaiser 1960)².

Aus den Beobachtungen der letzten Jahre ergibt sich, daß im tschechoslowakischen Raum die eigentliche Vereisung nur ein sehr grobes Kriterium bietet, daß vor allem für die Rekonstruktion von hochkaltzeitlichen Verhältnissen geeignet ist. Viel genauere Angaben werden durch paläontologische Analysen in Korrelation mit den Merkmalen der einbettenden Sedimente geliefert. Diese Überlegungen müssen allerdings auf eine verlässliche Kenntnis von ökologischen Ansprüchen, Struktur der Fossilgesellschaften sowie von Fossilisationsbedingungen der betreffenden Fossilgruppen gestützt werden. In dieser Hinsicht haben sich bisher die Mollusken am besten bewährt, die sehr häufig auftreten und in vielen Fällen deutlich an gewisse Ablagerungstypen gebunden sind (V. Ložek 1964c). Die Wirbeltiere erscheinen weniger geeignet, da sie beweglicher und anpassungsfähiger sind, abgesehen davon, daß sie viel seltener auftreten, was oft die Gewinnung einer hinreichenden Zahl von Stützbefunden verhindert.

Ein weiteres Kriterium bieten die Periglazialerscheinungen, denen in der letzten Zeit große Aufmerksamkeit gewidmet wurde (Sekyra 1960, Kaiser 1960, Dylik 1956, Pécsi 1963). Viele dieser Bildungen wurden jedoch bisher nicht eindeutig erklärt, so z. B. die wohlbekanntesten Schwarzerdekeile in den Lößserien³, abgesehen von Schwierigkeiten bei ihrer stratigraphischen Einordnung. Zieht man nur solche Periglazialerscheinungen in Betracht, die vom paläoklimatischen Gesichtspunkt aus kritisch auswertbar sind, so sieht man, daß auch hier die Möglichkeiten bei weitem nicht so günstig liegen wie im Fall der Fossilfunde.

Hier sind auch paläoklimatologische Hypothesen kurz anzuführen, die sich auf astronomische Faktoren stützen. Mit der Klimaentwicklung in Mitteleuropa befaßte sich in der neueren Zeit das bekannte Werk von Bacsák (1955), dessen Ausführungen besonders in Ungarn großen Anklang fanden, wo sie direkt als eines der Hauptkriterien für die Einteilung des Quartärs angewendet wurden⁴. Wenn auch das Bacsák'sche System auf den ersten Blick eine sehr vollkommene Vorstellung vom Verlauf des Quartärklimas bietet, so bleibt es vom Standpunkt der geologischen und paläogeographischen Praxis

² Hier sei erwähnt, daß die paläontologisch begründeten Rekonstruktionen des kaltzeitlichen Klimas im allgemeinen zu etwas geringeren Werten der Temperaturminderung führen als diejenigen, die sich auf andere Klimazeugen, vor allem auf die Periglazialbildungen, stützen. In diesem Aufsatz sollen die biologischen Aspekte sowie einige bisher wenig berücksichtigte Erscheinungen (z. B. die Verlössung) bevorzugt werden.

Die rekonstruierten Kurven des jährlichen Temperaturganges und andere Diagramme sollen vor allem den allgemeinen Klimatypus veranschaulichen (die angeführten Werte stellen nur grobe Abschätzungen dar).

³ Die mit humosem Tschernosem-Material gefüllten Keile sind von echten Frostspalten zu unterscheiden, da sie unter winterkaltem Steppenklima entstehen und für die Tschernoseme Südsibiriens bezeichnend sind (vgl. D. G. Vilenskij: Počvovedenie (= Bodenkunde), II. Aufl., Verlag Učpedgizdat, Moskau 1954).

⁴ Wie es vor allem P. Kriván (1955) durchgeführt hat.

aus, doch nur eine Theorie, die den durch konkrete Beobachtungen ermittelten Tatsachen nicht gleichgestellt werden kann, kann man doch nicht beweisen, daß die von Bacsák herangezogenen Faktoren wirklich die quartären Klimaänderungen verursacht haben (M. Schwarzbach 1950, M. Kretzoi 1961).

Auf dem Gebiet der Tschechoslowakei stützen sich die vollkommensten Angaben über die Klimaentwicklung auf die Beobachtungen von Lößserien der Trockengebiete, in denen eine gesetzmäßige Boden- und Sedimentabfolge mit bezeichnender Fauna zu verfolgen ist (Kukla & Ložek 1961a, Kukla 1961). Diese erfaßt im Detail die einzelnen Klimaänderungen und wiederholt sich mehrmals im Verlauf des Quartärs, so daß sie mit Recht als klimatischer Zyklus bezeichnet werden kann (Kukla 1961). Bisher wurden die Ergebnisse unserer Beobachtungen namentlich für stratigraphische, paläopedologische oder paläontologische Zwecke ausgenutzt, während die klimatische Würdigung weniger beachtet wurde. Hier versuchen wir die paläoklimatischen Folgerungen zusammenzufassen, die aus den erörterten Befunden abgeleitet werden können. Sie werden uns als Grundlage für eine umfassende Klimarekonstruktion dienen. Dabei ist kritisch zu bedenken, daß die Stützprofile durchwegs in warmtrockenen Gebieten liegen und einem bestimmten Landschaftstypus entsprechen. Als ihr Vorteil ist ihre Vollkommenheit und Fähigkeit, auch die feinen Einzelheiten zu zeigen, hervorzuheben (vgl. Kubišna 1956). Zur Aufstellung eines Gesamtbildes sind allerdings auch alle übrigen geologischen und paläontologischen Befunde in Betracht zu ziehen, die mehr oder weniger an das System der Lößserien angeknüpft werden können.

K a t e g o r i e n d e r K l i m a s c h w a n k u n g e n

Ehe wir auf die eigentliche Klimarekonstruktion eingehen, müssen wir die Kategorien der Klimaschwankungen kurz erörtern und deren Definition anhand von Befunden aufstellen, die heute zur Verfügung stehen (vgl. Brunnacker 1958).

Im Verlauf des Quartärs können etwa drei Grundkategorien von Klimaschwankungen unterschieden werden:

I. Hauptschwankungen – Glaziale und Interglaziale einschließlich des Postglazials bzw. einfach Kalt- und Warmzeiten.

II. Teilschwankungen – wärmere Schwankungen innerhalb der Kalt-(Interstadiale) bzw. kältere Schwankungen innerhalb der Warmzeiten.

III. Kleine Schwankungen – Oszillationen der kalten Abschnitte bzw. Phasen der einzelnen Warmzeiten (Feingliederung der Interglaziale und des Postglazials).

Sollen die einzelnen Schwankungen verschiedener Kategorien verläßlich definiert werden, so darf das nur im Rahmen derselben Klimazone bzw. Höhenstufe erfolgen. Demgemäß ist es angebracht, die Definitionen auf den Vergleich mit dem gegenwärtigen Stand im betreffenden Gebiet zu stützen. Auf diese Weise kommen Definitionen zustande, die allgemein verwendbar sind. In unserem Falle richten wir das Hauptaugenmerk auf niedriggelegene warme Gebiete, aus denen die meisten Befunde stammen. Zu-

nächst soll auf die Definition der Warmzeiten eingegangen werden, was am leichtesten erscheint:

Das Interglazial (= Warmzeit) ist durch eine Temperatur und Feuchtigkeit gekennzeichnet, die etwa gleich oder etwas höher liegen als in der Gegenwart. Fauna und Flora weisen dieselben bzw. etwas höhere Ansprüche auf als heutzutage. Auch die Artensammensetzung ist ähnlich, der Artenreichtum jedoch oft etwas höher, was vor allem im Vorhandensein einiger mehr wärme- und feuchtigkeitsbedürftiger Elemente liegt. Entsprechend verläuft auch die Boden- und Sedimentbildung sowie die Abtragung⁵. Die erwähnte Temperaturzunahme beträgt etwa 2–4° C, im Falle der Niederschläge kann die Differenz 50–70 % erreichen.

Das Glazial (= Kaltzeit, Eiszeit) ist durch eine beträchtliche Abkühlung gekennzeichnet, die im Gipfelpunkt einer Temperaturabnahme um 12° C, in wärmeren Abschnitten wenigstens um 5° C (verglichen mit dem heutigen Durchschnitt) entspricht. Fauna und Flora sind artenärmer und bestehen aus Formen mit geringen Temperaturansprüchen bzw. aus kälteliebenden oder vollkommen anpassungsfähigen Elementen. Die Böden sind roh oder schwach ausgebildet, und die durch starke chemische Verwitterung gekennzeichneten Typen fehlen. Die Sedimentations- und Abtragungsvorgänge unterscheiden sich beträchtlich von den gegenwärtigen.

Eine allgemein gültige Definition der Kaltzeit ist relativ schwierig. Im Grundgedanken kann eigentlich gesagt werden, daß es sich um solche Zeitabschnitte handelt, die der obigen Definition von Warmzeiten nicht entsprechen.

Als Interstadiale sind solche Zeitabschnitte zu bezeichnen, die im Vergleich mit der heutigen Zeit zwar als kalt erscheinen, im Rahmen der Kaltzeiten jedoch deutlich wärmere Schwankungen darstellen, die vor allem durch relativ stark ausgebildete Böden gekennzeichnet sind. Als Stadiale sind dann diejenigen Abschnitte anzusprechen, in denen sich die hochglazialen Bedingungen geltend machen.

Die Oszillationen gehen auf kleine bzw. kurzfristige Temperatur- und Feuchtigkeitsschwankungen zurück, die in geringen Sedimentationsänderungen, schwachen Bodenbildungen und schwach ausgeprägten Unterschieden in der Floren- und Faunenzusammensetzung ihren Ausdruck finden.

Im Bereiche der gegenwärtigen Lößserien der trockenen Fazies kommen die Interglaziale durch die Bildung von verwitterten braunen Waldböden aus der Parabraunerdegruppe zum Ausdruck. Sie führen meist eine reich entfaltete Waldfauna mit einigen südlichen Elementen und unterscheiden sich somit deutlich vom Postglazial, das durch Erhaltung von großflächigen Tschernosemsteppen in den Trockengebieten gekennzeichnet ist. Dieser Unterschied geht allerdings auf die urgeschichtliche landwirtschaftliche Besiedlung zurück, was noch weiter erörtert werden wird (Ložek 1964b).

⁵ Beim Vergleich eines Interglazials mit der Gegenwart müssen allerdings die natürlichen Verhältnisse in der betreffenden Landschaft in Betracht gezogen werden. Diese sind mehr oder weniger zu rekonstruieren, da die heutigen Standorte durch verschiedene Menscheneingriffe im Jungholozän stark beeinflußt wurden, abgesehen vom Umstand, daß die Gegenwart nicht mehr das postglaziale Klimaoptimum darstellt (vgl. Fairbridge 1965).

Im Gegensatz dazu ist als bezeichnende Bodenbildung der Interstadiale der Tschernosem zu betrachten, der stets eine anspruchslose Steppenfauna führt. Diese besteht aus winterharten, jedoch nicht kälteliebenden Arten (Ložek & Kukla 1959). Hierdurch ist auch der Unterschied gegenüber den Gesellschaften der postglazialen Tschernosemsteppen gegeben, die eine ganze Reihe wärmebedürftiger Elemente umfassen, unter denen viele zu modernen Neuankömmlingen gehören und aus dem Pleistozän der betreffenden Gebiete unbekannt sind (Ložek 1964c).

Für die Stadiale sind humusfreie bzw. -arme Hangbildungen und Lössbezeichnungen, die Eisenverbindungen und Kalziumkarbonat in charakteristischer, für den Löß typischer Form enthalten. Darauf geht auch ihr Gefüge und ihre Farbe zurück. Die Fauna besteht aus anspruchslosen oder kälteliebenden Elementen, Waldbewohner sind nicht vorhanden.

Für die Oszillationen sind meist initiale Stadien der Bodenbildung bezeichnend. Dabei bewahrt die Fauna ihr stadiales Gepräge, und nur das gegenseitige Verhältnis der einzelnen Komponenten und zuweilen auch die Artenzahl erfahren gewisse Änderungen.

Die Beschreibungen der einzelnen Kategorien von Klimaschwankungen beziehen sich auf deren Gipfelabschnitte. In Wirklichkeit gibt es jedoch auch Übergangsphasen, die die einzelnen Schwankungen verbinden und den Zeitabschnitten fortschreitender Klimaänderung entsprechen. Sämtliche durchlaufende Abschnitte der Klimaentwicklung sind in den Phasen des klimabedingten Sedimentationszyklus erfaßt, der eine dynamische Darstellung von gesetzmäßiger Abfolge der Lößserien gibt und bereits mehrfach veröffentlicht wurde (Kukla 1961, Ložek 1964bc).

Klimatische Verhältnisse während der einzelnen Schwankungen

Interglaziale

In den hochwarmzeitlichen Abschnitten stieg die Temperatur über den gegenwärtigen Durchschnitt an, was durch den Einzug einiger südlicher Molluskenarten (z. B. *Helicigona banatica* Rssm., *Soosia diodonta* Fér., *Aegopinella ressmanni* West., *Cochlostoma* usw.) sowie Pflanzen (*Celtis* sp.) belegt werden kann. Von großer Bedeutung sind derartige Funde namentlich von hochgelegenen Karpatenfundstellen, an denen heute ein relativ rauhes Klima herrscht. Hier sei vor allem das Interglazial von Dudlavá skala erwähnt (Ložek 1962), wo eine typische Banatica-Fauna in über 800 m Seehöhe nachgewiesen wurde, sowie die Fundorte in der Zips (Spiš), insbesondere Gánovce, wo nicht nur wärmebedürftige Schnecken, sondern auch frostempfindliche Holzarten, z. B. *Ilex* zu finden sind (Kneblová 1960). Vergleicht man diese Funde mit den gegenwärtigen Faunen- und Florenverhältnissen, so kann man annehmen, daß im warmzeitlichen Klimaoptimum die Temperatur etwa um 2–4° C höher als heute war (Bild 1). Das bezieht sich allerdings nur auf den Jahresdurchschnitt und stellt somit nur eine sehr grobe Angabe dar. Es gibt jedoch weitere Befunde, aus denen klar hervorgeht, daß das Klima eine

stärker ozeanische Prägung besaß, d. h. daß es nicht nur wärmer, sondern auch wesentlich feuchter war als heute. Dabei ist zu betonen, daß besonders die Winter milder waren (vgl. L. Vértes & Mitarb. 1964).

Auf eine beträchtlich höhere Feuchtigkeit weisen nicht nur vollentfaltete Waldfaunen in den gegenwärtigen Trockengebieten hin, in denen heute keine Spur von derartigen Gesellschaften mehr zu finden ist, sondern auch das Vorhandensein von Waldböden aus der Parabraunerde-Gruppe, die interglazial auch dort vorkommen, wo im Postglazial Tschernoseme vorherrschen (Innerböhmen, Südmähren). Einen weiteren Beleg der höheren Ozeanität bieten die bereits erwähnten Funde aus Gánovce (*Ilex*, *Buxus*), sowie die Anwesenheit von gegenwärtigen Bergmollusken in hochwarmzeitlichen Beständen der Trockengebiete. So tritt *Isognomostoma holosericum* Stud. im Interglazial von Turoid in den Pollauer Bergen mit *Helicigona banatica* Rsm., *Soosia* und *Gastrocopta theeli* West. sowie *Celtis*, die eine höhere Temperatur bezeugen, zusammen auf, während *Iso-*

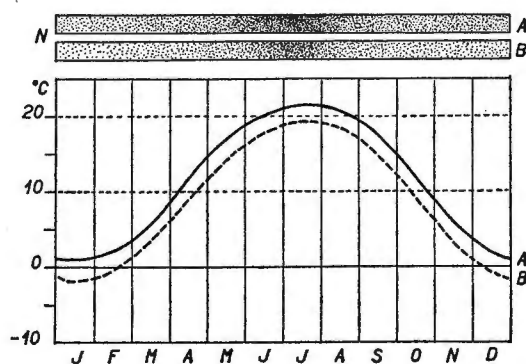


Bild 1. Jährlicher Temperaturgang und schematische Verteilung der Niederschläge (N) im Interglazial (A) und in der Gegenwart (B).
(Jährliche Niederschläge im Interglazial 800–900 mm, Jahresdurchschnitt der Temperatur 11,5° C; Gegenwart [Lovosice in Nordböhmen] 507 mm und 8,9° C).

gnomostoma heute dem ganzen Gebiet völlig fremd ist, was auf ihre viel höheren Feuchtigkeitsansprüche zurückgeht. Vergleicht man die Wärme- und Feuchtigkeitsansprüche verschiedener Arten, die an den warmzeitlichen Gesellschaften beteiligt sind, so ergibt sich auf den ersten Blick, daß die Niederschläge viel ausgiebiger gewesen sein müssen, damit der Einfluß der nachweisbar höheren Temperatur ausgeglichen wurde (Záruba, Kukla & Ložek 1962). Diese Zunahme kann zumindest auf 50 % mehr als die heutige Niederschlagsmenge abgeschätzt werden, zur Zeit des Temperaturoptimums dürfte sie jedoch noch höher gewesen sein, und es ist nicht auszuschließen, daß sie sogar bis doppelt so hoch war. Diese Ausführungen beziehen sich auf mittel- und jungpleistozäne Warmzeiten in niedrigen Lagen, deren Jahrestemperatur um 10–14° C lag und deren Niederschläge zwischen 800–1000 mm schwankten.

Es sind noch die Warmzeiten des Ältest- und Altpleistozäns zu erwähnen, die einige Abweichungen sowohl in der Faunenzusammensetzung als auch in der Bodenausbildung

erkennen lassen (Kretzoi 1956). An den Molluskengesellschaften beteiligen sich manche xerothermen Elemente, wie *Abida frumentum* Drap., und die Böden sind stärker verwittert wie in jüngeren Warmzeiten und oft auch rubefiziert. In den Karstgebieten und auf den Travertinen ist bereits überlicherweise Terra rossa ausgebildet. Das zeugt von einem wechselfeuchten Submediterranklima mit mildem, feuchtem Winter und einer heißen Trockenperiode im Sommer.

Das Postglazial

Eine Sonderstellung unter den Warmzeiten nimmt das Postglazial ein. Es weist einerseits einige spezifische Züge auf, die auf die landwirtschaftliche Besiedlung zurückgehen, andererseits ist es viel besser bekannt als die älteren Warmzeiten, so daß manche, selbst geringste Änderungen von Klimabedingungen im Detail verfolgt werden können. Die nacheiszeitliche Entwicklung entspricht in ihrer ersten Hälfte, d. h. vom Präboreal bis zum Mittelatlantikum, etwa dem Verlauf der Interglaziale. Die Verhältnisse im Hochatlantikum erinnern stark an pleistozäne Hochinterglaziale. Eine ausgesprochene Feuchtperiode kann zu dieser Zeit auf Grund der Schaumsinterbildung in niedrigen warmen Hügelländern bewiesen werden (Ložek 1964a). Diese Lockersinter entstehen noch heute, allerdings in feuchten Berglandschaften, so daß ihre einstige Bildung in niedrigen Lagen eine beträchtliche Niederschlagszunahme im Vergleich zur Gegenwart voraussetzt. Es ist wahrscheinlich, daß die erreichten Werte den interglazialen nahe kommen. Dieser Beweis ist um so wertvoller, als er, von der Floren- und Faunenentwicklung völlig unabhängig, erreicht wurde.

Eine ganz neue Situation ist in der jüngeren Hälfte des Holozäns festzustellen. Im Mittelatlantikum kam nach Mitteleuropa der neolithische Bauer, der rasch niedrige, warme Gebiete besiedelte, in deren trockensten Abschnitten noch Steppeninseln und ziemlich ausgedehnte Flächen xerothermer Haine von Waldsteppenprägung erhalten geblieben waren. Die urgeschichtlichen Bauern nahmen diese Gebiete ein und verdrängten rasch die Wälder. Diese Entwicklung ist mit kleineren Schwankungen bis in die Gegenwart zu verfolgen und hat eine Versteppung weiter Gebiete zur Folge (Ložek 1964b). In den Trockengebieten blieben große Flächen von Tschernosemen erhalten und mit der Zeit erschienen hier viele wärmebedürftige Steppenarten, die den pleistozänen Interglazialen völlig fremd sind (Smolíková & Ložek 1964). Diese Austrocknung und Versteppung kommt allerdings vorwiegend nur in der Altsiedlungslandschaft zum Vorschein. In den unbesiedelten Gebieten vollzieht sich weiter die Bewaldung, und relativ feuchtigkeitsbildende Waldgesellschaften entfalten sich ungestört bis in die Zeit der großen Waldrodungen in der Eisenzeit und vor allem im Mittelalter, wo sogar einige Berglandschaften trocken wurden (vgl. auch die Ausführungen von R. Fairbridge 1965).

Glaziale

Die kaltzeitliche Temperaturniedrigung, die durch die Vereisungen, periglaziale Erscheinungen sowie durch eine anspruchslose Fauna und Flora mit zahlreichen subarkti-

schen Arten belegt ist, war seit langem der Gegenstand wissenschaftlicher Überlegungen, deren Ergebnisse freilich recht unterschiedlich sind. Man muß im voraus betonen, daß im Verlauf der Kaltzeiten mehrere Phasen abwechselten, die sich durch die Feuchtigkeit beträchtlich voneinander unterschieden. Die feuchten Perioden sind durch Bodenfließen und intensive Frosteinwirkung sowie durch eine relativ ausgeglichene Temperatur gekennzeichnet, die im Jahresdurchschnitt nicht unter 0 bis -2° C zu liegen brauchte. Die zugehörige Fauna ist etwas artenreicher und zeigt einen höheren Anteil an Tundralelementen. Hingegen sind die Trockenphasen in niedrigen Lagen durch Lößbildung oder durch Entstehung von lößähnlichen Bildungen charakterisiert, die eine eigenartige Fauna und Flora führen (Ložek 1965a, Frenzel 1964). Die Molluskengesellschaften bestehen aus anspruchslosen Arten der offenen Landschaft, unter denen einige für den Löß bezeichnend sind und in anderen Phasen fehlen oder nur selten auftreten. Man

Ökologische Hauptgruppe	Interglazial (Altpleistozän)		Gegenwart (Rezent)	
	Schneckenbestand	%	Schneckenbestand	%
A Wald Gebüsch bis (ev. Waldsteppe)	<i>Acicula polita</i> (Htm.) <i>Discus ruderatus</i> (Htm.) <i>cf. Mastus bielzi</i> (Kim.) <i>Ruthenica filograna</i> (Rssm.) <i>Soosia diodonta</i> (Fér.) <i>Vertigo pusilla</i> Müll. <i>Uitrea subrimata</i> (Rnh.) <i>Aegopinella minor</i> (Stab.) <i>Cochlodina cerata</i> (Rssm.) <i>Monachoides vicina</i> (Rssm.)	58,8	<i>Helix pomatia</i> L.	11,1
B Offene Flächen	<i>Abida frumentum</i> (Drap.) <i>Chondrina clienta</i> (West.) <i>Pupilla sterri</i> (Voith) <i>Pyramidula rupestris</i> (Drp.) <i>Uallonia costata</i> (Müll.)	29,4	<i>Abida frumentum</i> (Drap.) <i>Helicella obvia</i> (Htm.) <i>Oxychilus inopinatus</i> (Ul.) <i>Zebrina detrita</i> (Müll.) <i>Chondrina clienta</i> (West.) <i>Chondrina tatica</i> Ložek <i>Cepaea vindobonensis</i> (Fér.)	77,8
C Indifferente Arten	<i>Euconulus fulvus</i> (Müll.) <i>Helicigona lapicida</i> (L.)	11,8	<i>Cochlicopa lubricella</i> (Por.)	11,1

Tabelle 1. - Vergleich einer Interglazialfauna mit dem gegenwärtigen Molluskenbestand an derselben Fundstelle.

Fundort: Jabloňov-Soroška im Südslovakischen Karst; Biotop: Karststeppe am felsigen Hang mit Südexposition.

Die gegenwärtige Fauna wird von Steppenarten (Gruppe B – 77,8 %) völlig beherrscht, während in der fossilen Schneckengesellschaft den Waldbewohnern die Hauptrolle zukommt (Gruppe A – 58,8 %). Die im Interglazialbestand vertretenen Arten der Gruppe B stammen von den Kalkfelsen. Die warmzeitliche Leitart *Soosia diodonta*, die heute in den Südkarpaten und den nordbalkanischen Gebirgen lebt, belegt ein wärmeres Klima als heute, was auf viel stärkere Niederschläge als in der Jetztzeit hindeutet.

kann mit Recht von einer Lößumwelt sprechen, die eine Entstehung von Lößarten bzw. -rassen bedingt hat. Eine Klimarekonstruktion der Lößphasen erscheint in Anbetracht des fast vollkommenen Mangels an rezenten Analogien recht schwierig. Während die feuchten Glazialabschnitte mit den gegenwärtigen Verhältnissen im hohen Norden oder in der alpinen Region der mitteleuropäischen Hochgebirge relativ gut verglichen werden können, ergibt sich aus der Beschaffenheit des Lösses sowie dessen Fauna und Flora, daß in diesem Fall eine ganz besondere Steppenumwelt vorliegt, die bestimmten Pflanzen- und Tierarten volle Entfaltungsmöglichkeiten bot. Als konkretes Beispiel hiezu

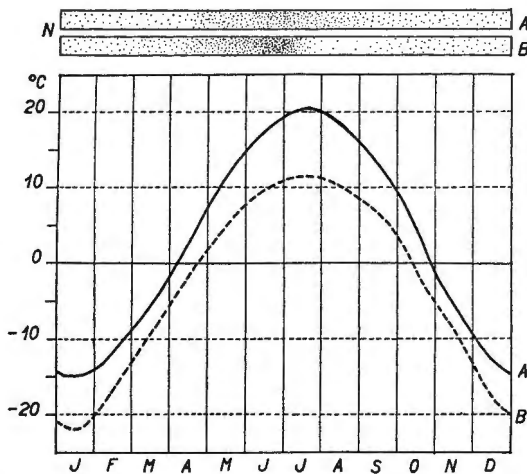


Bild 2. Jährlicher Temperaturgang und schematische Verteilung der Niederschläge (N) im Gipfelpunkt des Frühwürm-Interstadials (A) und der anaglazialen Phase einer ausgeprägten Kaltzeit (B).

(Jährliche Niederschläge im Interstadium 300 bis 400 mm, Jahresdurchschnitt der Temperatur $3,0^{\circ}\text{C}$; Kaltzeit [Anaglazial] $-3,0^{\circ}\text{C}$ und 200 bis 300 mm).

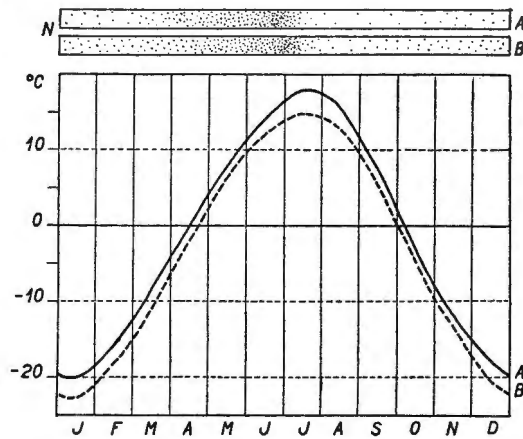


Bild 3. Jährlicher Temperaturgang und schematische Verteilung der Niederschläge (N) zur Zeit der Lößphase: -A- „warmer“ Löß mit *Helicopsis striata*-Fauna, B- „kalter“ Löß mit *Columella columella*-Fauna.

(Jährliche Niederschläge 100–200 mm, Jahresdurchschnitt der Temperatur $-1,5^{\circ}\text{C}$ [A] bzw. $-3,4^{\circ}\text{C}$ [B]).

möge die Molluskenfauna genannt werden, die in vielen Gebieten in ungewöhnlicher Menge im Löß vorhanden ist.

Vergleichen wir kritisch die Ansprüche einzelner Pflanzen- und Tierarten, so erkennen wir, daß im Hochglazial die Temperatur auf 0°C oder etwas darunter abgesunken war, so daß man mit einem Jahresdurchschnitt um 0 bis -3°C rechnen muß. In feuchten Phasen ist ein Klima mit geringeren Extremen anzunehmen, d. h. mit einem relativ nassen, jedoch kühlen Sommer, was für die Entfaltung von tundraartigen Formationen nur günstig war. Hingegen entspricht der Löß größtenteils einer Steppe, die wenigstens im Sommerabschnitt relativ warm gewesen sein dürfte (vgl. auch die von Coope & Mitarb., 1961, sehr eingehend analysierte Insektenfauna und Flora von Upton Warren, die altersmäßig in den Frühabschnitt der letztglazialen Hauptlößphase fällt!).

Interstadiale

Die Verhältnisse in den Interstadialen bzw. die Beschaffenheit der betreffenden Böden wurden in Mitteleuropa lange nicht richtig begriffen. Erst aus dem Vergleich mit neueren Ergebnissen der Frühwürmuntersuchungen im nordeuropäischen Raum (Zagwijn 1961, Andersen 1961) und aus den Analysen der Molluskenfauna von fossilen Tschernosemen ging hervor, daß die meisten Tschernoseme der Lößserien nicht in die Warmzeiten fallen, wie es früher viele Autoren annahmen, sondern Abschnitte darstellen, die zwar klimatisch günstiger waren als eine durchschnittliche Kaltzeit, verglichen mit der Gegenwart jedoch kalt erscheinen. Es kann angenommen werden, daß während dieser Schwankungen ein rauhes Binnenklima mit langen harten Wintern herrschte. Hingegen dürften die Sommer ziemlich günstig gewesen sein, was gute Entwicklungsbedingungen für mehrere anspruchslose, jedoch nicht kälteliebende Arten bot. Die durchschnittlichen Jahrestemperaturen lagen schätzungsweise um 2–4° C, für den wärmsten Monat ist jedoch ein Wert anzunehmen, der vom heutigen kaum viel abweicht. Die Verhältnisse können daher etwa mit dem heutigen Klima der Steppen am Uralgebirge verglichen werden.

Die Durchverfolgung der Bodenbildungen in der Richtung gegen feuchtere Gebiete hat gezeigt, daß die Tschernoseme rasch verschwinden und entweder durch Fließpakete mit undeutlichen Bodenbildungen oder durch schwach ausgebildete braune Böden abgelöst werden, welche letztere man als unvollkommen entwickelte Braunerden ansprechen kann. Daraus ergibt sich eine klimatische Zonengliederung, die gewissermaßen an die Verhältnisse im Postglazial erinnert. Während sich in den niedrig gelegenen Trockengebieten Tschernosemsteppen ausdehnten, wurden höhere bzw. feuchtere Landschaften von einer Parktaiga beherrscht, deren Flora und Fauna mehrere eurytherme Wald-elemente umfaßte. Für die Klimarekonstruktion im tschechoslowakischen Raum ist die Travertinfundstelle Gánovce von großer Bedeutung, an der die Frühwürmschwankungen in Travertinfazies vorliegen. Hier wurde in den wärmeren Schwankungen eine Parktaiga mit einer relativ gut entfalteten Wald- und Waldsteppenmolluskenfauna in fast 700 m Seehöhe nachgewiesen. Daraus darf man schließen, daß auch in höheren Gebirgslagen relativ günstige Klimaverhältnisse vorhanden waren, und daß die Gebirgsvergletscherung zu dieser Zeit noch wenig ausgebildet war. In höheren Lagen gab es vermutlich gehölzfreie Formationen, die mit gegenwärtigen alpinen Matten vergleichbar sein dürften (Smolíková & Ložek 1965).

Einen Sonderfall von Interstadial stellen Schwankungen vom Typus Stillfried B dar, die selbst in den trockensten Gebieten durch einen blassen entkalkten braunen Boden gekennzeichnet sind. Dieser weist meist eine schwache Pseudovergleyung auf. Obwohl dieser Boden oder besser Bodenkomplex⁶ aus zahlreichen Profilen bekannt ist und meist

⁶ An geeigneten Fundstellen (Sedlec b. Prag, Jenerálka, Modřice-Süd, D. Věstonice, Banka usw.) ist zu sehen, daß die scheinbar einheitliche Bodenbildung von Stillfried B aus zwei blaßbraunen Entkalkungsböden besteht, die durch eine helle, meist kryoturbar bzw. solifluidal gestörte Zone getrennt sind. Demgemäß ist die Bezeichnung „Bodenkomplex“ (PK I) auch in diesem Falle berechtigt.

verlässlich datiert werden kann, gibt es bisher doch keine paläontologischen Belege, die eine Rekonstruktion der betreffenden Standortsbedingungen möglich machen würden. Im unmittelbaren Hangenden ist überlicherweise ein grauer Horizont zu beobachten, der Molluskengesellschaften der kaltfeuchten Tundra führt. Es kann vermutet werden, daß die Stillfried B-Phase eine feuchte Schwankung innerhalb der Lößbildung darstellt, auf die eine längere Unterbrechung der Lößentstehung zurückgeht. Eine deutlichere Erwärmung konnte bisher nicht einwandfrei nachgewiesen werden, obwohl mit ihr zu rechnen ist (A. & A. Leroi-Gourhan 1965). Entsprechende Böden sind auch aus älteren Zeitabschnitten bekannt. In Anbetracht ihrer schwachen Ausbildung bilden sie eigentlich einen Übergang zu den Produkten von Schwankungen dritten Ranges, d. h. zu den Oszillationen.

Diesen entsprechen in den Lößserien der Trockengebiete meist unvollkommen ausgebildete Böden verschiedener Art. Es handelt sich einerseits um Initialstadien von Humusböden, andererseits um schwache Entkalkungshorizonte oder graue pseudovergleyte Rohböden. Sie gehen auf kurzfristige oder wenig ausgeprägte Klimaänderungen zurück, und in den meisten Fällen entsprechen sie einer kürzeren Unterbrechung der Lößbildung. Über ihre klimatische Charakteristik ist bisher wenig zu sagen, sie entsprechen jedoch großenteils etwas feuchteren Phasen mit üppigerer Pflanzendecke. Hierher gehören die grauen Horizonte („Gleye“), die B. Klíma 1957 aus dem jüngsten Würmlöß eingehend beschrieben hat und die auch in älteren Lössen vorhanden sind sichtsarten von Böhmen (Bilder 5–8, S. 14–15).

Klimatische Zonengliederung im Quartär

Bestimmte Sedimente bzw. Böden sind an bestimmte Gebiete gebunden, die den ehemaligen Klimazonen bzw. Höhenstufen entsprechen. Eine Zonalität von Lößserien wurde in vielen Gebieten nachgewiesen, so in Österreich (Fink 1956), in Bayern (Brunnacker 1957) oder im europäischen Teil der UdSSR (Veklič 1965). Auch in der Tschechoslowakei ist eine solche Zonalität gut verfolgbar (Smolíková & Ložek 1965).

Im Verlauf der Klimaänderungen während des Quartärs wurden die Klimazonen allmählich verschoben, entweder gegen Norden und in höhere Lagen (kataglaziale Phasen) oder umgekehrt (anaglaziale Phasen). In Anbetracht des wiederholten Klimawechsels muß man mit sehr komplizierten Verhältnissen rechnen, die die Rekonstruktion beträchtlich erschweren. Demgemäß kann eine klimatische Zonengliederung nur in bestimmten extremen Phasen leichter rekonstruiert werden, zum Beispiel im Hochinterglazial, in den Lößphasen, in gewissen Interstadialen sowie in verschiedenen Abschnitten des Postglazials. Eine vergleichende Übersicht von Klimazonen in den erwähnten Zeitabschnitten zeigt das folgende Bildschema (Bild 4) und die betreffenden Übersichtskarten von Böhmen (Bilder 5–8, S. 14–15).

Chronologische Abfolge von Klimaänderungen

Wie bereits erwähnt, wiederholten sich die Klimaänderungen mehrmals in einer ge-

setzmäßigen Abfolge, so daß von einem klimatischen Zyklus gesprochen werden kann, an den ein entsprechender Sedimentations- und Bodenbildungszyklus anknüpft (Kukla 1961).

Das am besten bekannte Beispiel eines solchen Zyklus ist die Zeitspanne vom letzten Interglazial und Glazial. Die Reihenfolge Interglazial–Glazial entspricht der Absicht,

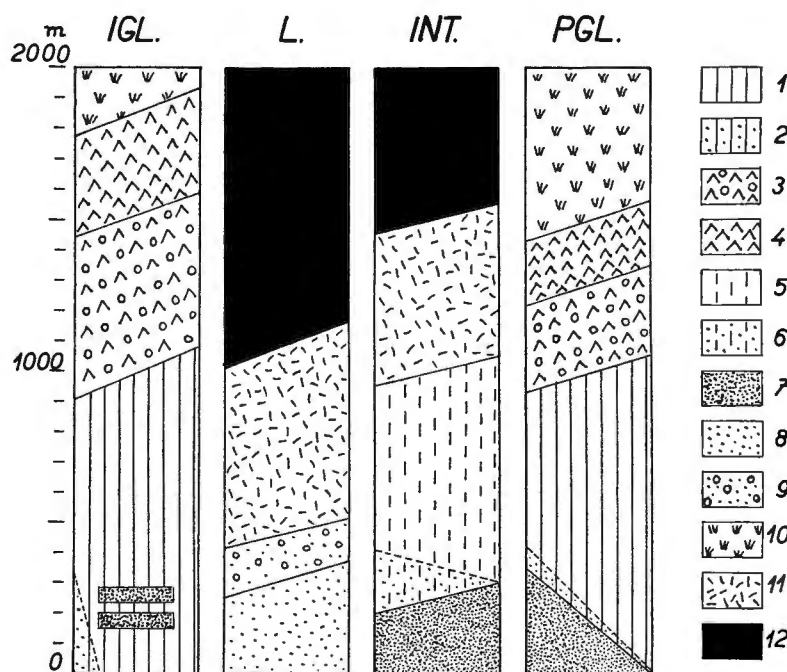


Bild 4. Schema der vertikalen Zonengliederung in der Tschechoslowakei während des Quartärs. IGL. – Interglazial, L. – Lößphase, INT. – Interstadial (Typus PK II), PGL. – Postglazial (etwa Beginn des Subboreals)

1 – Laubmischwald (im Interglazial mit wärmebedürftigen Elementen); 2 – xerothermer Laubmischwald bis Waldsteppe; 3 – Bergmischwald; 4 – Bergnadelwald; 5 – Parktaiga; 6 – „versteppte“ Parktaiga; 7 – Tschernosemsteppe (vermutlich mit Stipa); 8 – Lößsteppe; 9 – Staublehm-tundra („Lößtundra“); 10 – alpine Matten (warmzeitliche); 11 – steinige Bergtundra; 12 – Hochgebirgs-Kältewüste mit einzelnen Vergletscherungszentren.

die Hauptgliederung des Quartärs beizubehalten, d. h. das Holozän als ersten Abschnitt eines neuen Zyklus zu betrachten sowie die Zyklen der geläufigen Pleistozängliederung anzupassen.

Die klimatische Entwicklung in der trockenen Lößlandschaft (gegenwärtiger Temperaturjahresdurchschnitt um 8–9° C, Niederschläge gegen 500 mm) weist folgenden Verlauf auf:

Zu Ende der vorletzten Kaltzeit erfolgt eine stufenweise Erwärmung, die im Eem-Hochinterglazial gipfelt, wo die durchschnittliche Temperatur etwa 12–13° C erreicht

und die Niederschläge 800–1000 mm pro Jahr betragen. Der Winter ist milder als heutzutage und der Temperaturdurchschnitt des kältesten Monats liegt um 0° C.

Dann erfolgt eine allmähliche Abkühlung bis etwa zu 0° C und mehrere wärmere Schwankungen mit rauhem Binnenklima und Temperaturen um 3°, höchstens 4° C. Am stärksten ausgeprägt unter den dazwischen liegenden Kaltschwankungen ist diejenige, die die Bodenkomplexe PK III und PK II voneinander trennt und in einigen der älteren tschechoslowakischen Schriften als W 1 angesprochen wurde. Es handelt sich um die Schicht, die zwischen dem unteren und mittleren Humusboden von Stillfried A liegt und vermutlich dem Stadial zwischen Eem und Amersfoort-Brörup entspricht. Hier machen sich zum erstenmale wirklich subarktische Bedingungen geltend, wenn auch nur kurzfristig. Die Intensität der späteren Stadiale wird jedoch nicht erreicht.

Nach der letzten Warmschwankung, die dem oberen Tschernosem von PK II (bzw. Stillfried A) entspricht, erfolgt stufenweise eine Klimaverschlechterung, die sich durch rhythmische Oszillationen auszeichnet und schließlich in einen ausgesprochen kalt kontinentalen Zeitabschnitt übergeht. Die durchschnittliche Jahrestemperatur sinkt unter 0° C ab – bis etwa zu Werten um –2° – und die erste große Lößbildungsphase setzt ein. Diese ist jedoch nicht einheitlich, sondern wird durch eine Reihe von Oszillationen unterbrochen, die eine geringe Erwärmung – etwa zu 0° C und eine höhere Feuchtigkeit aufweisen.

Danach folgt eine längere kühlfeuchte Phase, die aus mehreren Oszillationen besteht⁷. Zumindest in einem Abschnitt macht sich ein kühl ozeanisches Klima geltend. Eine Abschätzung der Temperatur ist in diesem Fall noch schwierig, auf Grund der bisherigen Stützen kann jedoch angenommen werden, daß diese nicht über 2° C gestiegen ist. Später folgt rasch die größte Temperaturerniedrigung mit Werten um –3°. Auch zu dieser Zeit sind mehrere Oszillationen zu beobachten, bei denen jedoch 0° C nicht übertroffen wird. Die kühlfeuchte Phase entspricht dem Stillfried B-Interstadial und die nachfolgende Kaltphase dem Höhepunkt der letzten Eiszeit bzw. dem zweiten Stadial des Mittelwürms.

Erst nach einer längeren Zeit wird das Klima wieder etwas wärmer und feuchter, was in mehreren Oszillationen zum Vorschein kommt, die als Interstadiale des Spätglazials bekannt sind. Die warmen Phasen weisen Temperaturen über 0° C auf.

Auf die Verhältnisse im Postglazial soll hier nicht näher eingegangen werden, da sie relativ gut bekannt sind. Nur zwei Tatsachen mögen erörtert werden. Es ist gelungen, eine ausgeprägte Feuchtphase ziemlich verlässlich zu belegen, die zeitmäßig etwa ins ältere Atlantikum fällt und in den Höhlen durch eine Schaumsinterlage gekennzeichnet ist (Ložek 1965b). Nach gegenwärtigen Analogien in den hohen Kalkkarpaten entspricht das einer Niederschlagszunahme um etwa 75 % verglichen mit der Jetztzeit. Der weitere erwähnenswerte Umstand ist eine im Jungatlantikum einsetzende Versteppung von niederen warmen Gebieten, die im Subboreal ihren Gipfelpunkt erreicht. Diese Erscheinung geht vermutlich auf die urzeitliche Landwirtschaft zurück und in Gebieten, in

⁷ Dieser Phase entsprechen die Bodenbildungen von PK I (s. Fußnote 6). Es ist anzunehmen, daß dieser Bodenkomplex sowohl das Arcy- als auch das „Paudorf“-Interstadial umfaßt.

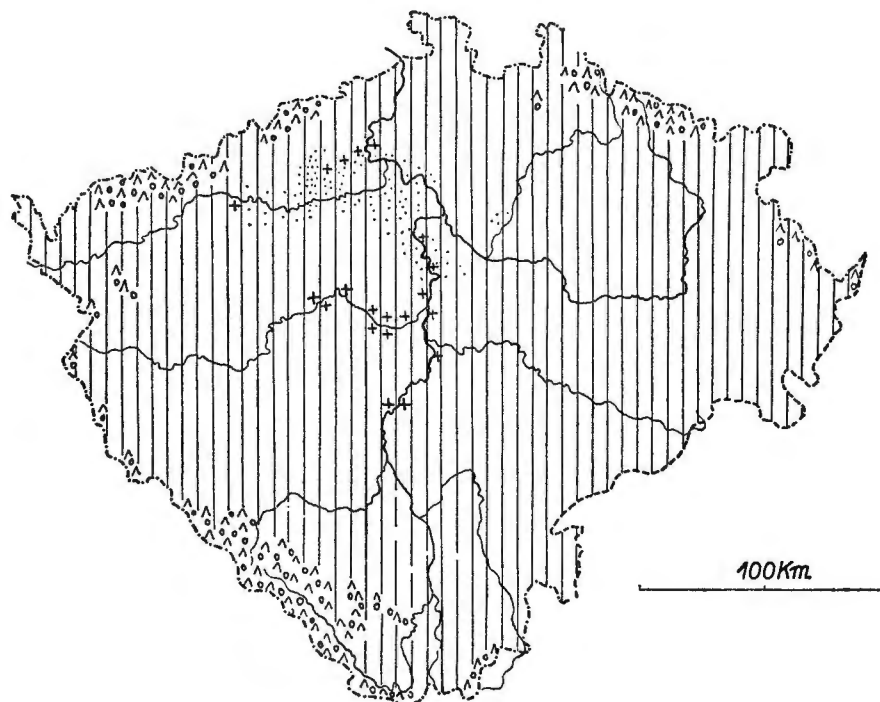


Bild 5. Vegetationszonen Böhmens im Hochinterglazial (Erläuterungen wie in Bild 4, Kreuze – reliefbedingte Felsensteppen).

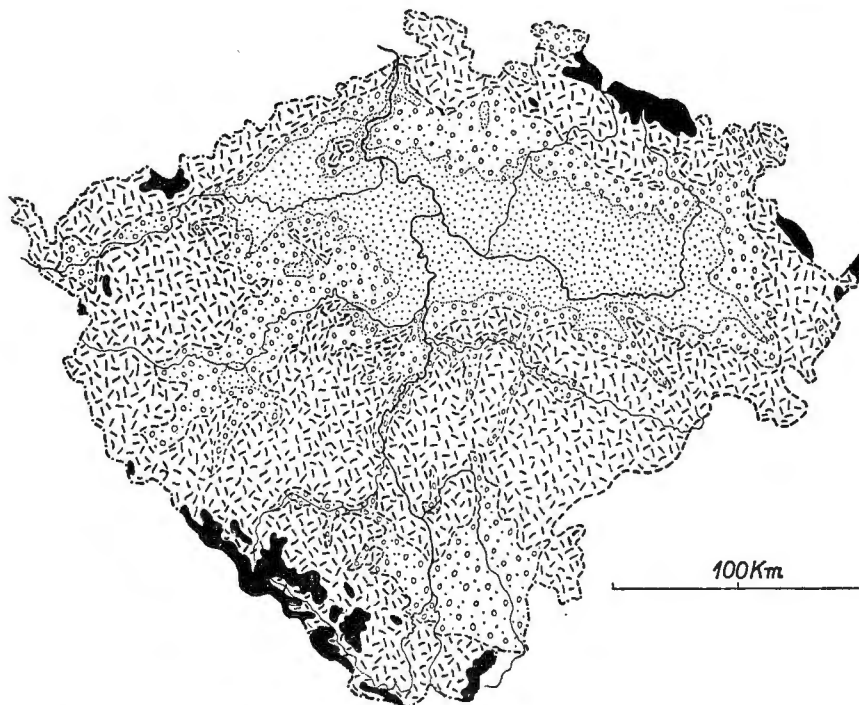


Bild 6. Vegetationszonen Böhmens zur Zeit der Lössphase (Erläuterungen wie in Bild 4).

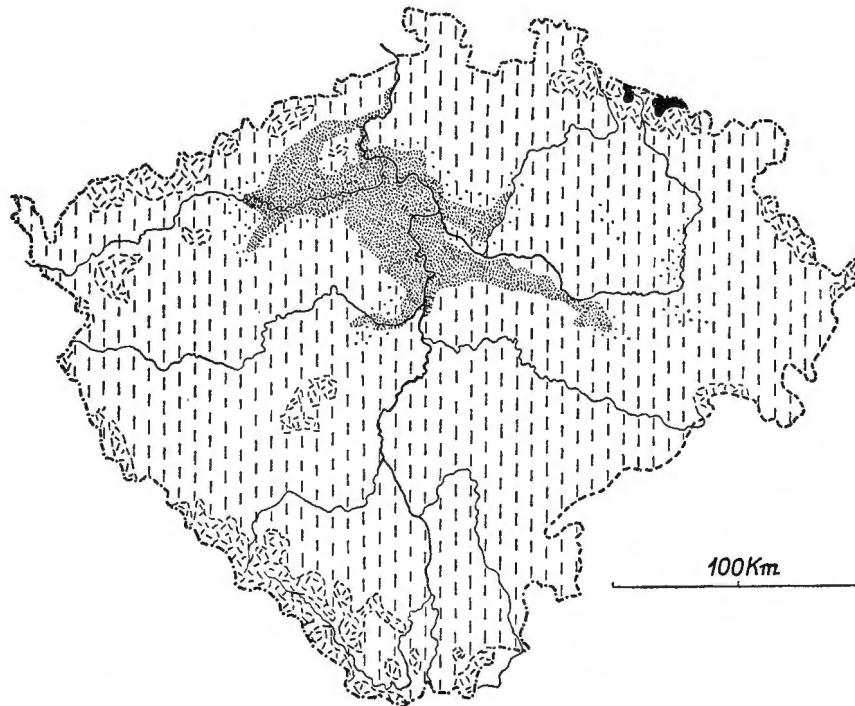


Bild 7. Vegetationszonen Böhmens im Interstadial (Typus PK II)
(Erläuterungen wie in Bild 4).

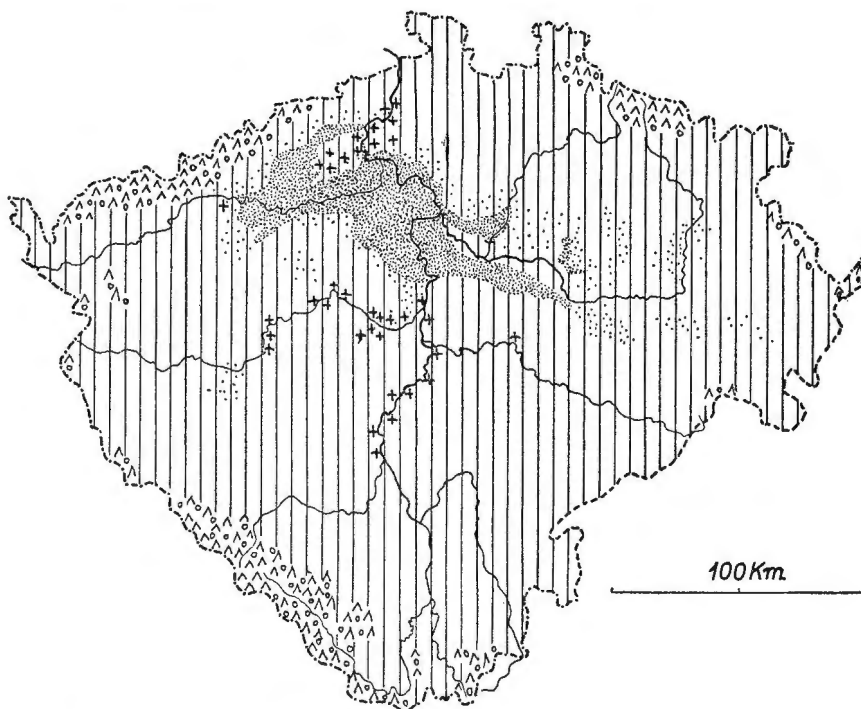


Bild 8. Vegetationszonen Böhmens zu Beginn des Subborcals (Erläuterungen wie in Bild 4,
Kreuze – reliefbedingte Felsensteppen).

denen das Naturgeschehen durch keine Menschenbesiedlung beeinflusst wurde, wurde keine entsprechende Tendenz, z. B. Austrocknung, beobachtet⁸.

Verglichen mit der Eem-Warmzeit war das nacheiszeitliche Klimaoptimum doch etwas schwächer und namentlich die Feuchtphase machte sich nicht geltend während einer hinreichend langen Zeit.

Während des Quartärs kann auch eine absinkende Tendenz in der Intensität der Warmschwankungen beobachtet werden, die vor allem durch das altersmäßige Auftreten von bestimmten Bodentypen zu belegen ist. In den alt- und ältestpleistozänen Warmzeiten bildeten sich auf Kalksteinen und Travertinen üblicherweise Terra rossa-Böden, die zum letztenmal während des Cromer-Interglazials auf größeren Flächen verbreitet waren. Später fand lediglich eine intensive Terra fusca-Bildung statt, die noch aus dem Eem-Interglazial bekannt ist, während im Holozän derartige Böden nur relativ selten und in schwacher Ausbildung nachweisbar sind (Smolíková u. Ložek 1962). Dieselbe Tendenz zeigen die Böden der Lösserien, die Verwitterungsböden auf Terrassen verschiedenen Alters usw. (Kukla u. Ložek 1961a, 1961b). Merkwürdigerweise ist es bisher nicht gelungen, gut ausgebildete Humusböden aus altpleistozänen Interstadialen nachzuweisen (Kukla u. Ložek 1961a). Daraus ist zu schließen, daß die warmen Schwankungen des Altpleistozäns etwas intensiver und klimatisch anders geartet waren als die warmen Abschnitte des Mittel- und Jungpleistozäns, die wieder etwas ausgeprägter waren als das Postglazial (vgl. Brunnacker 1965).

Anhand der heutigen Befunde kann angenommen werden, daß die durchschnittliche Jahrestemperatur im Ältestpleistozän bis um 4–5° C höher lag als heute, während später diese Differenz auf etwa 3° C absank. Über die altpleistozänen Kaltzeiten kann man bisher nur wenig sagen. Hier sei nur erwähnt, daß im Liegenden der Cromer-Warmzeit an mehreren Stellen Lössen gefunden wurden, deren Beschaffenheit und Fossilgehalt mit jungpleistozänen Lössen übereinstimmt, woraus man schließen darf, daß es auch im Altpleistozän zeitweise zu einer starken Temperaturabnahme kam und eine typisch kaltzeitliche Umwelt entstand. Von Bedeutung ist auch die nachweisbar hohe Feuchtigkeit der pleistozänen Warmzeiten, die die gegenwärtigen Werte weit übertraf und einen tiefen Eingriff von ozeanischen Einflüssen ins Binnenland zur Folge hatte.

Schl u ß f o l g e r u n g e n

Abschließend können wir sagen, daß wir uns heute noch in einem Stadium befinden, wo Stützpunkte gesucht werden, die eine Rekonstruktion des Quartärklimas nicht nur in seinem detaillierten Verlauf, sondern auch in der flächenmäßigen Auswirkung möglich machen könnten.

Im Raume der Tschechoslowakei stehen die meisten Angaben aus niedrig gelegenen Gebieten zur Verfügung, in denen bereits die gesamte Umwelt rekonstruiert werden

⁸ Es ist wohl berechtigt, das Jungatlantikum einschließlich des älteren Subboreals als eine selbständige Phase unter dem Namen „Epiatlantikum“ auszuscheiden, wie es K.-D. Jäger (Berlin) vorgeschlagen hat (VII. INQUA-Kongreß, USA 1965).

kann (Ložek 1964c). In der Richtung auf höhere Lagen nimmt die Zahl der Stützpunkte leider rasch ab, so daß wir dort lediglich an Hypothesen gebunden sind, die sich auf rezente Analogien stützen. Die Funde aus den karpatischen Karstgebieten und Travertinen stellen den ersten Schritt zur Gewinnung von konkreten Grundlagen auch in diesem Gebiet dar, in dem es möglich sein wird, die Entwicklung und Verschiebung von vertikalen Klimastufen zu verfolgen. An günstigen Stellen dürften auf diese Weise auch die feinsten Oszillationen erfaßt werden. So kann die Erforschung der Bergländer wertvolle Beiträge liefern, die in mancher Hinsicht die Befunde aus niedrigen Lagen ergänzen werden.

Die bisherigen Ergebnisse der Klimarekonstruktion im Quartär der Tschechoslowakei stimmen rahmenmäßig mit modernen, in anderen Ländern erzielten Vorstellungen überein. Diese werden hier in vielen Punkten ergänzt und präzisiert, worin gegenwärtig der Hauptbeitrag unserer Forschung zur Aufstellung eines Klimabildes Europas in der jüngsten geologischen Vergangenheit zu sehen ist.

Schriften

- Andersen S. T., 1961: Vegetation and its Environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). – Danmarks Geologiske Undersøgelse II, 75, 175 S., Pl. I–XV. København.
- Bacsák Gy., 1955: Pliozän und Pleistozänalter im Licht der Himmelsmechanik. – Acta Geologica III, 4, S. 305–346. Budapest.
- Brunnacker K., 1957: Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. – Geologica Bavarica 34, S. 1–95, Taf. I–II. München.
- 1958: Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. – Geol. Jahrbuch 76, S. 129–149. Hannover.
- 1965: Schätzungen über die Dauer des Quartärs, insbesondere auf der Grundlage seiner Paläoböden. – Geologische Rundschau 54, 1, S. 415–428. Stuttgart.
- Coope G. R., Shotton F. W. & Strachan I., 1961: A Late Pleistocene Fauna and Flora from Upton Warren, Worcestershire. – Philosophical Transactions of the Royal Society of London, B (Biol. Sci.), No. 714, Vol. 244, S. 379–421, pl. 19–22. London.
- Dylík J., 1956: Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire. – Biuletyn Peryglacjalny 4, S. 195 bis 238, tab. VIII–XIX. Łódź.
- Fairbridge Rh., 1965: Eiszeitklima in Nordafrika. – Geologische Rundschau 54, 1, S. 399 bis 414. Stuttgart.
- Fink J., 1956: Zur Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich. – Eiszeitalter u. Gegenwart 7, S. 49–77. Öhringen.
- Frenzel B., 1964a: Zur Pollenanalyse von Lössen. – Ebendort 15, S. 5–39.
- 1964b: Über die offene Vegetation der letzten Eiszeit am Ostrande der Alpen. – Verh. d. Zool.-Botan. Gesellschaft in Wien 103–104, S. 110–143. Wien.
- Kaiser K., 1960: Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa – Eiszeitalter und Gegenwart 11, S. 121–141, Taf. 1. Öhringen.
- Klíma B., 1957: Übersicht über die jüngsten paläolithischen Forschungen in Mähren. – Quartär 9, S. 85–130, Taf. IV–X. Bonn.
- Klute F., 1951: Das Klima Europas während des Maximums der Weichseleiszeit und die Änderung zur Jetztzeit. – Erdkunde 5, S. 273–283. Bonn.

- Kneblová V., 1960: Paleobotanický výzkum interglaciálních travertínů v Gánovcích (Paläobotanische Forschung interglazialer Travertine in Gánovce). – Biologické práce (SAV) VI, 4, 42 S., 1 Beil. Bratislava.
- Kretzoi M., 1956: Die altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villányer Gebirges. – *Geologica Hungarica*, Ser. Palaeontologica 27, S. 1–264. Budapest.
- 1961: Stand der Ungarischen Quartärforschung: Stratigraphie und Chronologie. – Instytut Geologiczny, Prace XXXIV, I, S. 313–332. Warszawa.
- Kriván P., 1955: La division climatologique du pléistocène en Europe centrale. – *Jahrb. d. Ungarischen Geol. Anstalt* XLIII, 3, S. 363–512. Budapest.
- Kubiena W. L., 1956: Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lößböden. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 7, S. 102–112, Taf. II–V. Öhringen.
- Kukla J., 1961: Survey of Czechoslovak Quaternary: Quaternary Sedimentation Cycle. – Instytut Geologiczny, Prace XXXIV, I, S. 145–154. Warszawa.
- Kukla J. & Ložek V., 1961a: Dtto: Loesses and Related Deposits. – Ebendort, S. 11–28, 5 Beil., Pl. I–III.
- 1961b: Dtto: Soils. – Ebendort, S. 59–63, Pl. I–III.
- Leroi-Gourhan A. & A., 1965: Chronologie des grottes d'Arcy-sur-Cure (Yonne). – *Gallia Préhistoire* VII, S. 1–64, 1 Beil. Paris.
- Ložek V., 1962: Stratigrafický výzkum jeskyně Dudlavá skala (Stratigraphical Investigation of the Cave „Dudlavá skala“). – *Československý Kras* 13, S. 121–146, 1 Beil. Praha.
- 1964a: Růžový převis ve Vrátné dolině u Turčianské Blatnice (The „Rose Rock-Shelter“ in Vrátná dolina near Turčianska Blatnica). – Ebendort 15, S. 105–117, 1 Beil.
- 1964b: Die Umwelt der Urgeschichtlichen Gesellschaft nach neuen Ergebnissen der Quartärgeologie in der Tschechoslowakei. – *Jahresschrift f. mitteldeutsche Vorgeschichte* 48, S. 7–24, Taf. 1–2. Berlin.
- 1964c: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – *Rozpravy Ústředního ústavu geologického* 31, 374 S., Taf. I–XXXII, Beil. I–IV. Praha.
- 1965a: Das Problem der Lößbildung und die Lößmollusken. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 16, S. 1–15. Öhringen.
- 1965b: The Formation of Rock Shelters and Foam Sinter in the High Limestone Carpathians. – *Proceedings of the Internat. Speleol. Conference Brno 1964*, S. 73–84, Pl. I–IV. Praha.
- Ložek V. & Kukla J., 1959: Das Lößprofil von Leitmeritz an der Elbe, Nordböhmen. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 10, S. 81–104, 1 Taf. Öhringen.
- Pécsi M., 1963: Die periglazialen Erscheinungen in Ungarn. – *Petermanns Geographische Mitteilungen* 107, 3, S. 161–182, Taf. 31–36. Gotha.
- Prošek F. & Ložek V., 1957: Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 8, S. 37–90. Öhringen.
- Schwarzbach M., 1950: Das Klima der Vorzeit. – 211 S. Stuttgart.
- Sejra J., 1960: Působení mrazu na půdu (Frost Action on the Ground with special reference to Czechoslovakia). – *Geotechnica* 27, 164 S., Taf. I–XXXVII, 1 Beil. Praha.
- Smolíková L. & Ložek V., 1962: Zur Altersfrage der mitteleuropäischen Terrae calcis. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 13, S. 157–177. Öhringen.
- 1964: The Holocene Soil Complex of Litoměřice. – *Antropozoikum N. F.* 2, S. 41–56, Pl. I–III. Praha.
- 1965: Stratigrafičeskoe i paleoklimatičeskoe značenie četvertičnyh iskopaemyh počv Srednej Evropy (russ.: Stratigraphische und paläoklimatische Bedeutung fossiler Quartärböden Mitteleuropas). *Bjulleten' Komissii po izučeniju četvertičnogo perioda* 30, S. 26–46. Moskva.
- Sorgerl W., 1925: Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. – *Fortschritte d. Geologie u. Palaeontologie* 13, S. I–VI, 125–251, 3 Taf. Berlin.

- 1942: Die eiszeitliche Temperaturminderung in Mitteleuropa. – Jahresber. u. Mitteil. d. Oberrheinischen geol. Vereines XXXI, S. 59–100. Stuttgart.
- V e k l i ě M. F., 1965: Stratigrafija lěssov Ukrainy (Stratigraphie der ukrainischen Lössе, russ.) – Sovetskaja Geologija 1965, 6, S. 35–53. Moskva.
- V é r t e s L. & Mitarb., 1964: Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn. – Archaeologia Hungarica, Ser. N. XLIII, 284 S., 7 Beil. Budapest.
- W o l d s t e d t P., 1954: Das Eiszeitalter I. – 374 S. 4 Tab. Stuttgart.
- Z a g w i j n W. H., 1961: Vegetation, Climate and Radiocarbon Datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part I: Eemian and Early Weichselian. – Mededelingen van de Geologische Stichting. N. S. 14, S. 15–45, 1 Beil., Taf. 1–3, Pl. I–VIII. Haarlem.
- Z á r u b a Q., K u k l a J. & L o ž e k V., 1962: Die altpleistozänen Ablagerungen in Žalov bei Prag. – Anthropozoikum, X, S. 135–162, Taf. I–VII. Praha.



Beide Bilder Foto Ložek

Oben: Bodenkomplexe PK III + PK II in der Ziegelei von Lechovice bei Znojmo
(Znaim, Südwestmähren).

(Über dem hellen unteren Löß die letztinterglaziale Parabraunerde [dunkelste Schicht] von einem Tschernosem überlagert [beide Böden bilden den Bodenkomplex PK III]. An der Oberkante des Tschernosems das durchlaufende helle Band des Markers [äolischer Schluff] und darüber rhythmisch geschichtete Lehmbröckelsande [Frühwürm-Kaltzeit]; oben der ankeilende Tschernosemboden von PK II [weiter hangabwärts deutlich zweigeteilt]. Typische Produkte der Lößphase sowie von warmen Schwankungen I. und II. Ordnung).

Unten: Westwand der Ziegeleigrube von Žalov bei Prag.

(Der mittelpleistozäne Löß im Liegenden der solifluidal verlagerten Bodenkomplexe weist mehrere hellgraue Horizonte auf, die kleinen Oszillationen innerhalb der Lößphase entsprechen.)



Beide Bilder Foto Ložek

Oben: Solifluidaler Blockstrom über Fluglöß im westlichen Aufschluß von Ctiněves am Fuße des Ríp-Berges (Innerböhmen).

(Die Bewegung der Basaltblöcke erfolgte während der relativ feuchten anaglazialen Phase einer Kaltzeit. Dabei wurde der Boden der vorangehenden Warmzeit weitgehend zerstört. Der liegende Löß gehört der kataglazialen Phase einer älteren Kaltzeit an. An der Oberkante der postglaziale Tschernosem.)

Unten: Ostwand des Herget-Bruches am Südhang des Zlatý Kůň-Berges im Böhmischem Karst. Der Schlot in der Mitte des Bildes enthält rote Terra rossa-Sedimente mit altpleistozäner Waldmolluskengesellschaft (*Helicigona čapeki* [Pbk], *Azeca menkeana* [C. Pfr]). Diese entspricht einem warmfeuchten Klima. Heute ist der Hang von einer trockenen Karststeppe auf flachgründigen Rendsinen bedeckt.