

Sbor. geol. věd	Geologie 45	Str. 91—122	8 obr.	3 tab.	8 příl.	Praha 1990 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	----------------	-----------	-----------	------------	------------------------------

Stefanská jezernědeltová sekvence ve středních a severovýchodních Čechách

Stephanian lacustrine-deltaic sequence in central and north-eastern Bohemia

Vladimír Skoček¹

Předloženo 4. Mjna 1987

1: 50 000

02-34, 41—44

03-31—34, 41—44

04-11, 24, 31, 33, 42, 44

12-11—14, 21—23, 31, 33

13-11, 12

*Bohemian Massif
Upper Carboniferous
Lacustrine sedimentation
Deltaic sedimentation
Environmental analysis
Paleolimnology
Rhythmic bedding*

Skoček, V. (1990): Stefanská jezernědeltová sekvence ve středních a severovýchodních Čechách. — Sbor. geol. Věd, Geol., 45, 91—122. Praha.

V ý t a h: Zhruba před 290 milióny let, během stefanu B, se vytvořilo v oblasti dnešních Čech jezero o rozloze několika tisíc čtverečních kilometrů. Rozsáhle zachované zbytky výplně jezera představují ideální materiál pro studium paleogeografického vývoje pánve za stabilizovaných tektonických poměrů. Mímořádně velké rozšíření mají varviticky laminované jílovce bazálního oddílu. Tyto jílovce byly ukládány ze zředěných suspenzí v iniciální etapě, kdy byla hladina jezera nejvyšší. Na hlubokovodní jílovce všude nasedají rytmicky zvrstvené uloženiny deltového čela a převážně písčité uloženiny podvodní části deltové plošiny. Nejvyšší část výplně je tvořena cyklicky uspořádanými sedimenty nadvodní části deltové a konečně aluviální plošiny.

V sedimentech byla prokázána periodická sedimentace podmíněná sezónními změnami klimatu a méně pravidelným kolísáním jezerní hladiny. Analýza sedimentů umožnila charakterizovat hydrodynamické a hydrochemické poměry a vyslovit hypotézy o příčinách vzniku a délce trvání jezera.

¹ Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha

Úvod

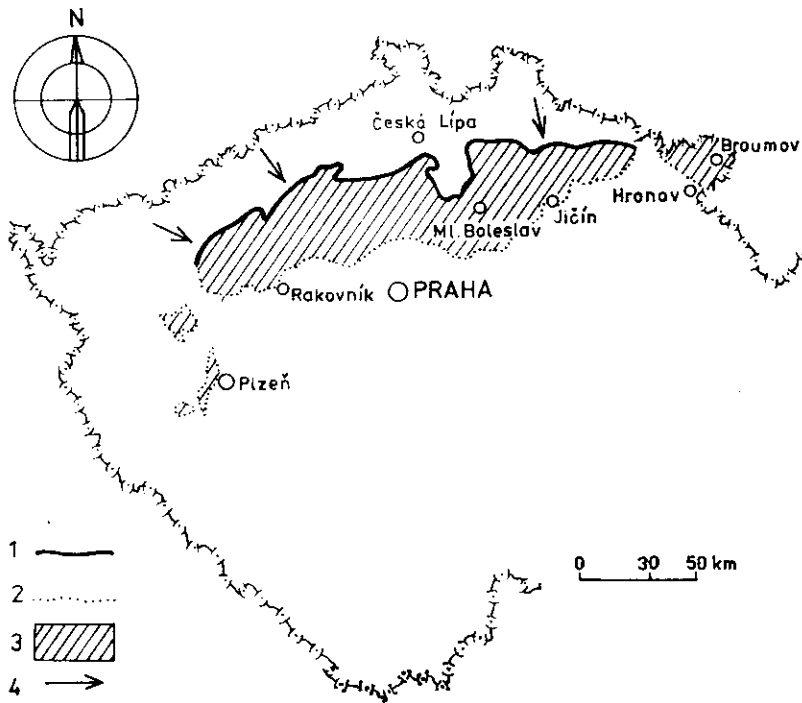
Vrtný průzkum uhlonosných sedimentů permokarbonu v Českém masívu poskytl podrobný obraz jejich rozšíření a vývoje i tam, kde jsou skryty pod mocným pokryvem svrchnokřídových sedimentů. Pravidelný vertikální sled uloženin obdobného charakteru v jednotlivých pánvích a oblastech prokázal možnost jejich paralelizace. Jedním z nejvýznamnějších

poznatků je odhalení existence obrovského tělesa jezernědeltových sedimentů, které se během stefanu B ukládaly na ploše o rozloze několika tisíc km². Relativně dobré zachování pánevní výplně umožnilo rekonstrukci vývoje sedimentačního prostoru. Jezernědeltové sedimenty obsahují velké množství rozptýlené organické hmoty převážně rostlinného původu. Průmyslový význam mají jílovce, které vytvářejí geologicky stálý a kvalitativně homogenní obzor.

Lokalizace a stratigrafická pozice jezernědeltové formace

Limnické pánve západních, středních, severních a severovýchodních Čech jsou vyplněny téměř výhradně klastickými uloženinami terigenního původu. Jedním z nejvýraznějších odlišovacích znaků litostratigraficky definovaných souvrství je jejich barva. Ve všech pánvích se vertikálně střídají sekvence terestrických sedimentů, které lze ve smyslu klasifikace Turnera (1980) označit za aluviální red beds, se sekvencemi převážně aluviálních uhlonosných sedimentů. Jemné sedimenty periodických i stálých jezer se vyskytují jak v šedých, tak i v pestře zbarvených souvrstvích. Drobná tělesa jezerních sedimentů jsou obvykle zahrnována do aluviální makrofacie, mocnější nebo laterálně stářejší tělesa jsou označována jako tzv. obzory. Většina těchto obzorů se vyznačuje značnou laterální proměnlivostí a jejich vzájemná paralelizace mezi pánvemi je často nejistá. Výjimku představují jezerní sedimenty stefanu B, které byly zjištěny na obrovské rozloze (obr. 1) od pánve plzeňské na Z po čs. část dolnoslezské pánve na SV. Jsou to vesměs šedě zbarvené sedimenty s charakteristickými texturami. Naspodu převládají jemné jílovce s tenkými vrstvičkami argilizovaných tufů, které směrem do nadloží přecházejí do aleuropelitů a pískovců. Mocnost celé sekvence kolísá od několika metrů do 180 m, jak dokumentuje obr. 2. Vzhledem k tomu, že permokarbonké uloženiny byly na řadě míst postiženy hlubokou popermskou erozí, lze předpokládat, že původní rozsah jezera byl větší. Platí to zejména o j. okraji, kde se podle Holuba et al. (1975) jedná o rozsah redukovaný erozí. Také Pešek (1985), který se zabýval analýzou mocnosti a koeficientu písčitosti stefanských sedimentů, dospěl k závěru, že někdejší okraj sedimentačního prostoru byl během stefanu B daleko za hranicí současného rozšíření.

Vzhledem k tomu, že litostratigrafická klasifikace permokarbonu se v jednotlivých oblastech vyvíjela nezávisle, skrývá se jezerní formace stefanu B pod různými lokálními názvy. Ve středních a západních Čechách odpovídá mšeckým a hředelským vrstvám (Orhel 1958), respektive malesickým vrstvám (Němjec 1934) slánského souvrství.



1. Současné plošné rozšíření sedimentů jezernědeltové sekvence stefanu B v západních, středních a severovýchodních Čechách
 1 — okraj sedimentačního prostoru zhruba koincidující s dnešním rozšířením; 2 — erozní hranice; 3 — plocha, kde je sekvence zachována; 4 — předpokládané směry přínosu

V podkrkonošské a mnichovohradištské pánvi tvoří svrchní oddíl syřenovského souvrství (Tásl er et al. 1981). V čs. části dolnoslezské pánve tvoří jezerní formace nejvyšší část jíveckých vrstev (Tásl er et al. 1979). Nomenklatorické rozdíly a údaje o nadloží a podloží jezerní formace jsou shrnuty v obrázku 3. Obecně je možno konstatovat, že jezernědeltová formace nasedá na aluviální cyklotémy, které jsou na řadě míst uhlonosné. Vývoj podložních sedimentů je značně nejednotný. Tak např. v j. části podkrkonošské pánve a při sv. okraji pánve roudnické převládají arkózy a slepence, zatímco na jiných místech se vyskytují jemnější sedimenty.

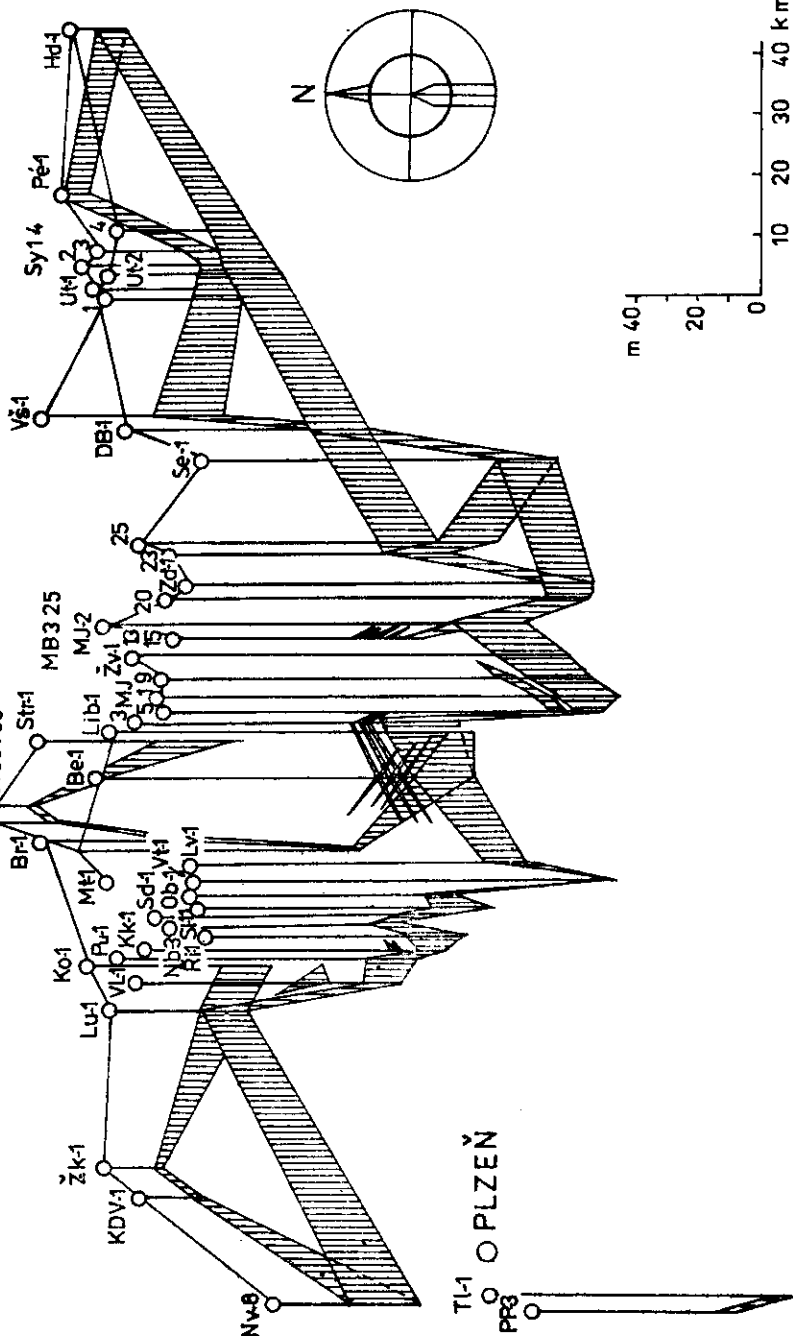
Nejvyšší část jezernědeltové sekvence je často seříznuta erozí. Platí to zejména pro dolnoslezskou a podkrkonošskou pánev, kde bazální hrubá klastika chvalečského, respektive semilského souvrství indikují přerušení sedimentace a erozi způsobenou intrastefanskými tektonickými pohyby (Tásl er et al. 1979). Ve středočeských a západočeských pánvích

OLIBEREC

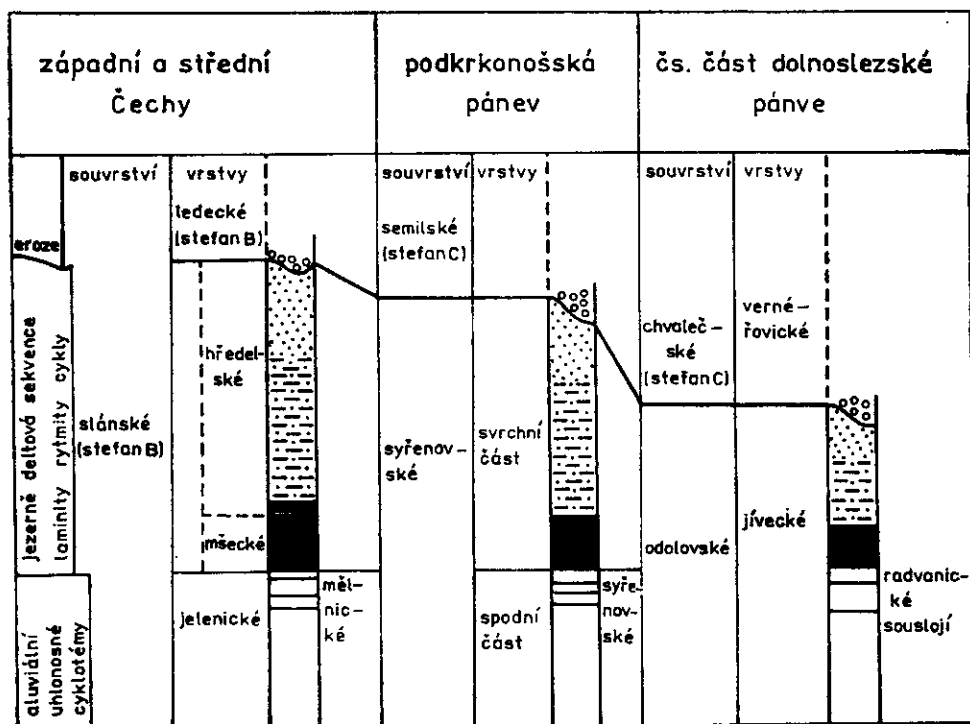
ÚSTÍ n. Labem

J 803 703

J 736 735



2. Mocnost jezernédeltové sekvence v různých částech studovaného prostoru. Vertikální šrafovou je odlišena hlubokovodní litofacie



3. Pozice jezernědeltové sekvence v permokarbonské výplni jednotlivých pánví a oblastí. Hlubokovodní litofacie (vyznačena černě) nasedá na uhlonosné cyklotémy a je ve všech případech překryta hrubšími sedimenty okrajové litofacie. Megacyklus je ukončen erozí, případně dlouhotrvajícím přerušením sedimentace (v severních a severovýchodních Čechách).

je rozsah eroze menší. Lze ji předpokládat tam, kde na sekvenci nasedají hrubá klastika ledeckých vrstev (Pešek - Spudil 1972). V pánvi manětínské, v z. části pánve plzeňské a ve v. části pánve mšecké je hranice jezerního megacyklu proti nadloží neostrá. Jezernědeltová sekvence zde přechází do vyšších jednotek stefanu B plynule tzv. otrubskými vrstvami (Havlena - Pešek 1975, 1980).

Základní litofacie skládající jezernědeltovou sekvenci

Těleso sedimentů se skládá z jílovců, aleuropelitů a pískovců. V malém rozsahu se vyskytují tufy a přeplavené tufty, nepatrné rozšíření mají karbonáty (vápenec, dolomit, pelosiderit). Dvě základní litofacie, které mají ve středočeských pánvích povahu dobře definovatelných litostratigrafických jednotek, odlišil Obřhel (1958). Bazální těleso jemně lamino-

vaných jílovců označil jako mšecké vrstvy a nadložní sled tvořený rychlým střídáním sedimentů různé zrnitosti jako vrstvy hředelské. Podrobné profilování ukázalo, že jílovce typu mšeckých vrstev tvoří vložky ve spodní části nadložních vrstev hředelských (obr. 2, 6) a vyskytují se i v Podkrkonoší a v dolnoslezské pánvi, kde středočeské dělení neplatí. Vzhledem k uvedeným skutečnostem a k tomu, že tyto jílovce reprezentují sediment hlubokých částí jezera neovlivňovaných přínosem hrubšího materiálu, považujeme za jejich nejpřiléhavější označení hlubokovodní litofacie. Sedimenty typu hředelských vrstev byly uloženy při jezerním okraji a mohou být proto označovány souhrnně jako okrajová litofacie. Tato litofacie se ve srovnání s hlubokovodní vyznačuje značnou heterogenitou, což umožňuje její dělení na několik subfacií.

Charakteristika sedimentů hlubokovodní litofacie

Typickým sedimentem jsou strukturně zralé jílovce. V nich se jako heterogenní vložky vyskytují polohy impregnované sideritem o mocnosti od několika milimetrů do několika centimetrů, jedna až dvě několik centimetrů mocné polohy vápence a proměnlivý počet vrstviček argilizovaných tufů.

Jílovce se vyznačují rozpadavostí podle paralelních ploch vrstevnatosti. Mikroskopicky byla zjištěna přednostní orientace šupinek jílových minerálů a slíd. Vzhledem k tomu, že usměrnění souhlasí s plochami primární vrstevnatosti, je možno soudit, že vznikaly sedimentací v dostatečně hluboké stagnující vodě. Podle rentgenometrických a diferenčně termických analýz v jílovcích je hlavním minerálem kaolinit. Značný obsah K_2O však ukazuje na podstatnou příměs illitu. Ve výbrusech byla zjištěna zrna klastického křemene prachové velikosti. Významnou složkou je organická substance. Charakteristickou biogenní složkou jsou fosfátové koprolity a zbytky skeletu ryb (šupiny, ostny, drobné kosti). Ve výbrusech byly zjištěny zbytky planktonních řas (příl. I-1, 2), Autigenní minerály jsou zastoupeny pyritem a sideritem. Pyrit je většinou rozptýlen v podobě prachových zrn, framboidů a řidčeji i kongrecí (příl. I-3). Siderit je často akumulován v diagenetických vrstvičkách a polohách mocnosti až několik centimetrů. Struktura sideritu v polohách je často sférolitická.

Výsledky chemických analýz jílovců jsou sumarizovány v tabulce 1. Poměrně vysoké hodnoty koeficientu SiO_2/Al_2O_3 ukazují na příměs klastického křemene nejen v prachové, ale i v pelitické frakci. Příměs illitu je dokázána značným obsahem K_2O . Železo je v jílovcích vázáno převážně v autigenních dvojmocných minerálech, což ukazují vysoké hodno-

Tabulka 1

Výsledky chemických analýz jílovců

	počet vzorků	mínimum %	maximum %	aritmetický průměr
SiO ₂	14	44,13	59,31	52,43
Al ₂ O ₃	14	19,65	30,46	23,25
TiO ₂	10	0,54	1,15	0,90
P ₂ O ₅	5	0,13	0,60	0,34
MgO	8	1,02	3,35	1,77
CaO	8	0,42	0,99	0,84
Na ₂ O	7	0,18	0,46	0,33
K ₂ O	10	2,85	3,96	3,50
CO ₂	6	0,08	1,82	0,96
C _{org.}	22	0,42	9,77	3,13
Fe _{celk.}	11	2,25	6,54	4,15
H ₂ O do 110 °C	10	1,7	6,3	3,82
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	14	1,59	2,70	2,29

ty poměru FeO/Fe₂O₃ od 3,6 do 4,6. Technologické zkoušky jílovců z řady středočeských lokalit (Třebichovice, Šternberk, Saky, Přelíc a Řisuty) prokázaly možnost použití pro výrobu nežáruvzdorné kameniny, obkládových pásek, jemného cihlářského zboží a případně i keramzitu (Hnízdišová 1972). Žáruvzdornost nepřesahuje 1 450 °C.

Analýzy obsahu vybraných stopových prvků neprokázaly žádné obohacení. V jílovcích se v množství pod 1 ppm vyskytuje Ge, Sn, Bi, Cd, Ag, Mo, mezi 1—10 ppm Pb, Ga, Cu, Ni, V, Co a mezi 10—20 ppm Zn. Obsah bóru podle Boušky et al. (1974) kolísá mezi 35 až 65 ppm, což je zmíněnými autory interpretováno jako doklad nízké mineralizace jezer-ních vod.

Kvantitativní analýzy organické složky v jílovcích jsou sumarizovány v tabulce 2. Organická hmota je tvořena převážně kerogenem nerozpustným v neutrálních rozpustidlech. Podíl bitumených a huminových látek je vesměs nízký a nepřesahuje několik desetín procenta z původního vzorku. Lehká převaha bitumenů nad huminovými látkami ukazuje na značný podíl řas na produkci organického podílu jílovců.

Polohy světle šedých krystalických „vápenců“, které se často vyznačují strukturou typu cone in cone, mají podle diferenčně termických a chemických analýz proměnlivé složení. Uhličitanová složka je složením blízká nejčastěji kalcitu nebo dolomitu. Typická je proměnlivá příměs sideritové molekuly.

Hnědé polohy pelokarbonátu mají složení blízké sideritu až sideroplesitu. Podle sedmi chemických analýz obsahují od 17,6 do 43,5 % FeO, od 0,44 do 4,40 % MnO, od 1,00 do 11,80 % MgO a konečně od 1,10 do 7,60 % CaO.

Tabulka 2

Obsah a složení organické frakce v jílovcích

vzorek	Corg. celkový	Corg. bituminózní	Corg. humínový	Corg. zbytkový
1	3,10	0,04	0,01	3,05
2	4,56	0,05	0,01	4,49
3	3,36	0,04	0,01	3,30
4	2,50	0,01	0,03	2,45
5	9,77	0,22	0,08	9,46
6	1,62	0,00	0,04	1,58
7	2,70	0,02	0,11	2,58
8	5,21	0,07	0,01	5,14
9	3,69	0,04	0,01	3,29
10	2,96	0,02	0,02	2,91

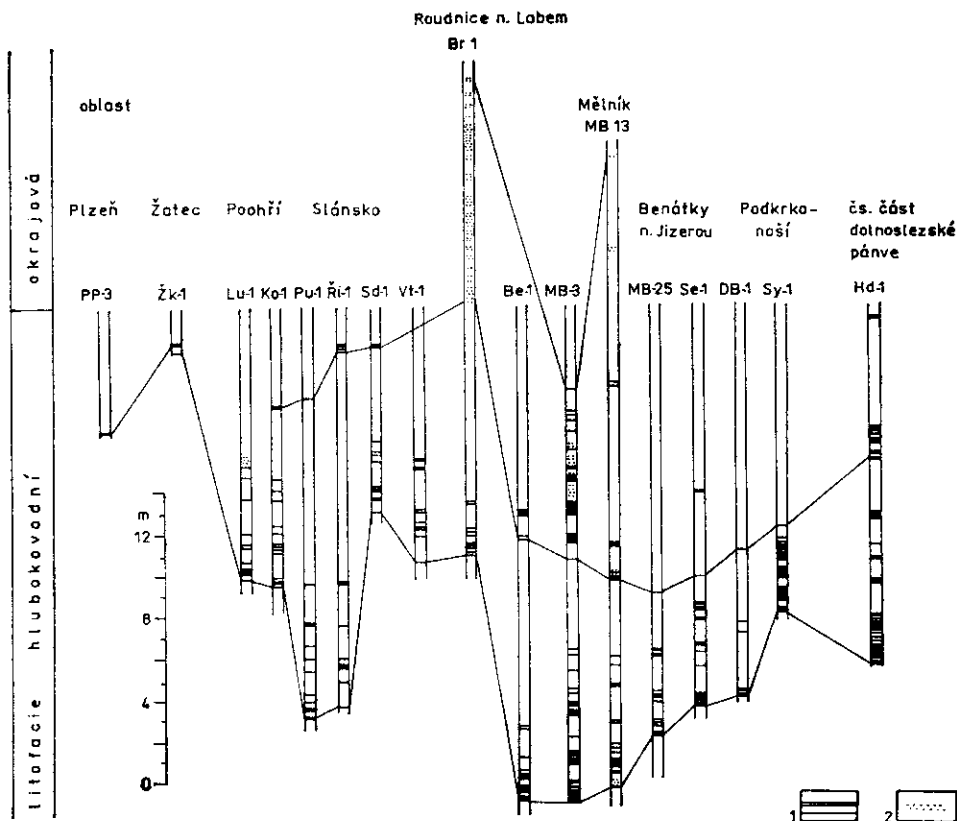
Označení vzorků: 1 — vrt MB-27 hl. 494,40 m; 2 — vrt MB-13 hl. 355,40 m; 3 — vrt PP-3 hl. 219,20 m; 4 — vrt Be-1 hl. 1030,40 m; 5 — vrt MB-6 hl. 545,75 m; 6 — vrt MB-20 hl. 596,00 m; 7 — vrt MB-20 hl. 614,00 m; 8 — vrt VL-1 hl. 513,30 m; 9 — Zd-1 hl. 770,70 m; 10 — MJ-8 hl. 568,70 m
Vzorky byly analyzovány v laboratoři organických látek ÚÚG, pobočka Brno.

Chemické analýzy koprolitů prokázaly jejich apatitové složení. Fosfatizované koprolity obsahují kolem 20 % P_2O_5 a do 2,5 % FeO , který je pravděpodobně vázán na pyrit nebo siderit. Spektrálními analýzami byla v koprolitech prokázána lehká akumulace Ba, Cu, Mn a Sr.

Vulkanogenní proplástky

Jako první si všiml vrstviček tufů v mšeckých vrstvách Obrhel (1958). Tyto horniny tvoří v jílovcích hlubokvodní litofacie nápadné, ostře omezené horizonty. Mocnost vrstviček a poloh argilizovaných tufů kolísá mezi desetinnými milimetru až 67 cm (ve vrtu MB-3 Chloumek). Mocnost jílovců s příměsí rozloženého vulkanického materiálu a vulkanomiktních prachovců a pískovců (vyskytují se v okrajové facií) dosahuje až několika metrů. Počet a celková mocnost tufogenních hornin silně kolísá. Na obr. 4 je schematicky zaznamenán jejich výskyt ve vybraných vrtech z jednotlivých oblastí. Nejslaběji jsou tyto horniny zastoupeny v plzeňské pánvi. Poněkud více je jich v j. části kladenské pánve, kde jejich množství roste od Z k V a od J k S. Velký počet vrstviček je v pánvi mšenské, v mnichovohradištské a podkrkonošské pánvi je jejich počet nižší. Paralelizace souborů tufogenních vrstviček (obr. 4) prokázala laterální zastupování hlubokvodní a okrajové litofacie v roudnické pánvi.

Podle struktury byly odlišeny pískové a popelové tufy. V mocnějších



4. Výskyt argilizovaných tufogenních hornin ve vybraných vrtných profilech. Soubory vrstviček a poloh je možno paralelizovat na velkou vzdálenost. Tufogenní horniny dokumentují laterální zastupování profundální a marginální litofacie
1 — argilizovaný tuf; 2 — přepravené tufity

vrstvičkách je možno často pozorovat negativní gradaci ukazující na diferenciaci materiálu způsobenou jednak vzdušným transportem, jednak pádem sloupcem stagnující vody. Stejným způsobem je možno vysvětlit i anomálie ve složení tufů. Tak např. některé vrstvičky jsou tvořeny převážně lupínky a tabulkami biotitu (až 80 %), které jsou degradované nebo karbonatizované [příl. I-4]. Jiným typem jsou tufy tvořené kaolinitovými kroupami. Vnitřní struktura krup je buď mikrokrytalická, nebo agregátní (vějířky nebo krystalky kaolinitu). Kroupy mohou představovat kaolinizované lapilli (M a š e k 1973) nebo argilizované agregáty druhotného zeolitu (S k o č e k 1973). Zeolitizace pyroklastického materiálu v jezerním prostředí je uváděna často z recentních i fosilních sekvencí (S h e p p a r d - M u m p t o n 1984). Běžnou součástí tufů je vulkanický křemen. Z těžkých minerálů je rozšířen hnědý zirkon a apatit,

Tabulka 3

Výsledky chemických analýz argilizovaných tufů

	minimální obsah [%]	maximální obsah [%]	aritmetický průměr (5 vzorků)
SiO ₂	44,06	61,02	50,60
TiO ₂	0,67	1,83	1,18
Al ₂ O ₃	22,65	31,46	27,80
FeO	1,80	3,67	—
Fe _{celk.}	1,99	6,05	3,38
MnO	0,01	0,05	0,03
MgO	0,86	2,55	1,78
CaO	0,87	2,05	1,23
Na ₂ O	0,22	0,48	0,35
K ₂ O	1,51	2,70	2,16
P ₂ O ₅	0,39	0,50	0,44
CO ₂	0,40	5,10	2,36
H ₂ O nad 110 °C	10,80	11,94	11,37
H ₂ O do 110 °C	0,88	1,40	1,17
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	1,40	2,52	1,86

v některých vzorcích byl zjištěn i amfibol. Z opakních minerálů je běžný leukoxen. V základní hmotě tufů je kryptokrystalický až mikrokystalický kaolinit někdy doprovázen šupinkami minerálu se smíšenou IM-strukturou. Autigenní minerály jsou představovány karbonátem a sulfidy (pyrit, vzácně sfalerit). Mineralogické složení karbonátu je variabilní. Diferenčně termickými analýzami byl zjištěn kalcit, dolomit, ankerit i siderit. Chemické analýzy argilizovaných tufů jsou sumarizovány v tabulce 3. Obsah SiO₂ v tufech kolísá v závislosti na množství křemene a biotitu. Nízké hodnoty SiO₂/Al₂O₃ v některých vzorcích ukazují na vysoký obsah čistého kaolinitu. Obsah většiny hlavních a stopových prvků v tufech je řádově obdobný jako v okolních jílovcích. To ukazuje, že pyroklastický materiál podlehl hluboké přeměně.

Rentgenometrické a diferenčně termické analýzy prokázaly většinou dobře uspořádaný T-kaolinit. Vedle něj byl v menším množství zjištěn montmorillonit a často i minerál se smíšenou IM-strukturou.

Sedimentární textury

V hlubokovodní litofacii je možno odlišit jemně laminované (příl. II-1) a nezvrstvené jílovce. Některé nezvrstvené jílovce jsou skrytě laminované, což je možno prokázat mikroskopicky. Laminace je podmíněna vertikálními změnami v množství pigmentující organické substance. Dvojice lamin tvoří charakteristické pásy. Jednotlivé pásy se skládají ze spodní

světlejší a svrchní silněji pigmentované části. Hranice mezi těmito částmi je neostrá, naproti tomu kontakt pásku s podložím a nadložím je vždy ostrý. Mocnost pásků, považovaných za sezónní varvy (S k o č e k 1968), kolísá mezi několika desetinami milimetru do několika centimetrů. Mikroskopicky bylo zjištěno, že ve spodní, světlejší části bývají někdy akumulována křemenná zrna velikosti prachu. V tmavší části lze mikroskopicky někdy rozlišit vlasové laminy organického pigmentu. Detailní zhodnocení (S k o č e k 1968) ukázalo, že počet pásků se v jednotlivých oblastech liší. Nejvíc jich bylo napočítáno v mšenské pánvi (zhruba 41 tisíc).

Plastické deformace lamin se vyskytují v bezprostřední blízkosti tufo-
genních hornin (příl. II-2, 3). Lze předpokládat, že k nim docházelo při
nerovnoměrném zatížení jílu vulkanickým materiálem nebo naopak silně
zvodněných tufů jílovcem.

Deformace vrásového charakteru s ostrým průběhem vrás se vysky-
tují v jedné nebo nanejvýš dvou polohách o mocnosti do 50 cm. Vzhle-
dem k morfologii (příl. II-4) a výskytu na velké ploše jsou tyto defor-
mace interpretovány jako výsledek působení zemětřesných vln na plas-
tický sediment. Podobné deformace byly nalezeny v recentních jezerech
v Kalifornii (Sims 1973) a uváděny jsou též z holocenních tidalitů
(Bartsch-Winkler-Schmoll 1984). V obou případech je pro-
kázán jejich vztah k zemětřesení.

Charakteristika sedimentů okrajové litofacie

Ve srovnání s hlubokovodní litofacií se okrajová litofacie vyznačuje
značnou litologickou heterogeností. Charakteristickým rysem je rychlé
střídání lamin, vrstviček, vrstev až lavic sedimentů různé zrnitosti (příl.
III-3, 4, příl. IV-1, 2). Vulkanogenní materiál byl zjištěn pouze lokálně
v podobě argilizovaných tufů a sedimentů obsahujících přeplavený pyro-
klastický materiál (příl. VI-3). Zcela vzácně se vyskytují tenké polohy
světlého vápence analogické polohám z hlubokovodní litofacie a vrstvič-
ky akumulované rostlinné hmoty. Časté jsou, zejména ve spodní části,
aleuropelity prostoupené diagenetickým karbonátem.

Základní litotypy

Při prohlídce velkého počtu vrtných profilů bylo zjištěno, že uvnitř
okrajové litofacie je možno objektivně vyčlenit kvalitativně nebo kvanti-
tativně odlišné úseky. Základem může být poměr mezi hrubšími a jemněj-

šími sedimenty, mocnost jednotlivých elementů skládajících rytmicky uspořádané úseky (Ashley 1975) nebo konečně vyhodnocení texturních typů sedimentů, což použil pro zhodnocení obdobných sedimentů např. Shaw (1975). Pro studovanou sekvenci byly vyčleněny následující základní litotypy:

- a) aleuropelity bez pravidelného zvrstvení,
- b) aleuropelity s horizontálně uspořádanými mikročočkami hrubšího materiálu (příl. VI-1, 2),
- c) prachovité jílovce s laminami až vrstvičkami jemnozrnných pískovců,
- d) jemnozrnné pískovce s laminami a vrstvičkami prachovitých jílovců,
- e) jemně až středně zrnité pískovce s laminami zuhelnatělé rostlinné drti,
- f) jemně až středně zrnité nezvrstvené pískovce, ostře omezené polohy o mocnosti nad 10 cm,
- g) jemně až středně zrnité pískovce s výrazným šikmým zvrstvením.

Vyčleněné litotypy jsou snadno odlišitelné a odrážejí různé faktory sedimentace (mobilitu a charakter sedimentačního prostředí, hloubku, vzdálenost od okraje jezera nebo ústí toků přinášejících klastický materiál). Litotyp uvedený pod písmenem a tvoří polohy o mocnosti od několika dm do několika metrů. Vyskytuje se v různých úrovních, nejčastěji se však nachází v těsném nadloží hlubokovodních jílovců, což ukazuje, že vznikal nejčastěji na vnější straně deltového čela. Polohy ve vyšší části okrajové litofacie vznikly pravděpodobně v chráněných depresích mezi rameny říčního toku uvnitř deltové plošiny.

Aleuropelity s mikročočkovitou distribucí písčité příměsi (litotyp b) se vyskytují v asociaci s litotypem a, c a d (příl. VI-1, 2), což ukazuje, že mohly vznikat v různých částech sedimentačního prostoru. Vznik drobných horizontálně uspořádaných čoček je vysvětlován působením vlnění o malé amplitudě na nepevněný sediment litologicky blízký litotypu a. Coleman a Prior (1982) vysvětlují vznik čočkovité laminace jako důsledek působení proudů na sediment chudý na pískovou frakci (starved current ripples).

Litotypy uvedené pod písmeny c a d se vzájemně odlišují na základě převahy jedné ze dvou základních složek. Složení a textury jsou v obou litotypech stejné. Běžně se vyskytuje gradační zvrstvení s vertikálním přibýváním jemné frakce nebo ostré hranice mezi jednotlivými elementy. V písčitých polohách je časté jemné diagonální zvrstvení čeřinového typu (příl. VI-3, 4, příl. IV-3). V aleuropelitickém elementu se někdy vyskytují drobné rybí koprolity a vzácně i skeletální částice. V písčitém elementu byly nalezeny fosfatizované úlomky rostlinných os (Skoček 1969). Běžně se vyskytují pyritové konkrece. Na vrstevních plochách byly poměrně často nalezeny vtisky nepravidelného tvaru (příl. IV-4, příl.

V-2) nebo pravidelné otisky symetrických oscilačních čeřin (příl. V-1). Vzácně byly nalezeny stopy po lezení organismů typu Meandreon (příl. V-3). V sedimentech se běžně vyskytuje porušení chodbičkami organismů (bioturbace) neznámého charakteru (příl. III-4, příl. IV-1, 2, 3). Drobné nálevkovité deformace lamin (příl. VI-3) mohou být biogenního původu nebo mohly vzniknout i při úniku plynů. Popsané sedimenty jsou v jezernédeltové sekvenci značně rozšířeny, což ukazuje, že vznikaly jak v prostředí deltového čela, tak i v podvodní části deltové plošiny.

Výrazným litotypem jsou pískovce se zuhelnatělou rostlinnou drtí (litotyp e). V hornické praxi jsou označovány jako žřhance (příl. VII-2, 3). Typická je pravidelná horizontální laminace podmíněná výraznou separací klastické a rostlinné složky. Spolu s fuzitizovanými úlomky rostlinných os a listů (příl. V-4) se v tmavých laminách vyskytují i lupínky slíď. Hlavním diagenetickým minerálem je pyrit, který se vyskytuje v podobě zrn a drobných konkrecí (příl. VII-4). Z recentních sedimentů podvodní plošiny rýnské delty, vznikající v Bodamském jezeře, uvádějí podobné sedimenty Förstner et al. (1968).

Litotyp f tvoří ostře omezené polohy uvnitř jiných litotypů. V některých případech má jeho spodní hranice nerovný, erozní charakter. Hlavním diagenetickým minerálem je pyrit, někdy se ve tmelu vyskytuje i karbonát. Sedimentaci v drobných korytech erodujících jílovité sedimenty dokazují plovoucí útržky aleuropelitů (příl. VII-1). V souhlase s Hamiltonem (1985) je možno soudit, že mocnější polohy nezvrstvených pískovců vznikaly během povodní při protržení podélných říčních valů lemujících ramena toku v podvodní i nadvodní části deltové plošiny.

Litotyp označený písmenem g se vyskytuje v podobě poloh o mocnosti od několika dm do několika metrů v nejvyšší části sekvence. Šikmé zvrstvení je buď planární, nebo korytovité. Spodní hranice litotypu má často nerovný průběh. Vytřídění klastického materiálu je většinou dobré, množství slíďových šupinek je sníženo ve srovnání s jinými typy pískovců. Litotyp vznikl ukládáním materiálu z podkritických trakčních proudů v prostředí říčního koryta. Pískovce tohoto typu mohly vznikat jak v nadvodní, tak i v podvodní části deltové plošiny.

Složení pískovců

Vrstvičky a polohy jemnozrnných pískovců se skládají z dobře vytříděného klastického materiálu (σ_1 se většinou pohybuje mezi 0,40—0,60). Středně a hrubě zrnité pískovce jsou obecně hůře vytříděné. Koeficient asymetrie je v pískovcích většinou negativní, což ukazuje na plochý průběh zrnitostní křivky hrubších frakcí. Nejrozšířenější součástí pískovců

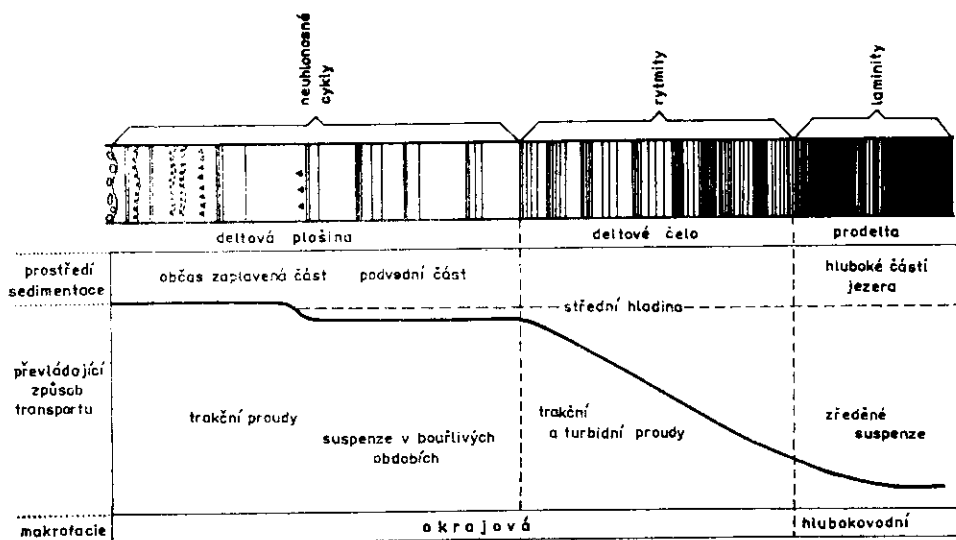
je křemen plutonického původu. Zrna křemene pocházející ze sekrečních čoček a z metamorfovaných hornin jsou méně častá. Obsah živců závisí na zrnitosti. Je nižší v jemnozrnných a vyšší ve středně a hrubě zrnitých pískovcích, které mají většinou arkózovitý charakter. Obvykle silně převládá ortoklas nad kyselým plagioklasem. V jemnozrnných pískovcích je však obsah plagioklasu vyšší než v obdobných pískovcích z jiných litostratigrafických jednotek. Živce jsou často narušeny kaolinizací a někdy jsou zatlačovány karbonátem. Množství slídl je značně proměnlivé. Tyto bývají akumulovány v horizontálních nebo šikmých laminách. Obecně se vyskytuje muskovit i tmavě hnědý biotit. Úlomky stabilních hornin mají nejčastěji kvarcitický charakter, méně časté jsou mikrokrystalické agregáty, které mohou představovat silicity nebo silicifikované horniny. Nestabilní horniny jsou zastoupeny slabě. Byly zjištěny zaoblené úlomky fylitického charakteru a vzácně i jemnozrnné granitoidy. Těžká frakce obsahuje vždy velké množství zrn zirkonu, rutilu, turmalínu a granátu. V mezerní hmotě se vyskytuje často kaolinit. Silicifikace je vesměs slabá a projevuje se srůsty klastických zrn v rovných a mírně zubovitých hranicích. Ve tmelu se vyskytuje často karbonát. Obvykle lze rozlišit dvě generace: drobná zrna a shluky zakaleného pelokarbonátu a čirá zrna a zrnité agregáty světlého karbonátu. Podle fázového rozkladu karbonátu při diferenčně termické analýze lze soudit, že pelokarbonát je tvořen sideritem až ankeritem a světlý karbonát buď kalcitem, nebo dolomitem.

Složení aleuropelitů

Pelitické polohy v okrajové litofacii mají povahu slabě až silně prachovitých jílovců až jílovitých prachovců. Prachová zrna křemene jsou doprovázena často zrny velikosti velmi jemného písku. Podle mikroskopických pozorování se zdá, že množství živců je vesměs nízké. Běžně se však vyskytují lupínky slídl, které bývají akumulovány v laminách spolu s organickou hmotou. Pelitická frakce je vždy tvořena směsí kaolinitu a illitu. Obsah karbonátu je vesměs nepatrný s výjimkou vrstviček prostoupených diagenetickým sideritem až ankeritem. Na zuhelnatělou rostlinnou hmotu jsou vázána zrníčka pyritu.

Rozšíření jednotlivých litotypů

Okrajová litofacie nasedá na hlubokovodní jílovcé nejjemnějšími litotypy. Ve všech profilech lze vysledovat v okrajové litofacii přibývání hrubšího materiálu od podloží do nadloží (obr. 5). Sedimenty vytvářejí



5. Idealizovaný sled sedimentů jezernědeltového megacyklu s interpretací sedimentačních procesů a prostředí

výrazný inverzní megacyklus, který vzniká při přestupování sedimentů deltové plošiny přes sedimenty deltového čela, jak uvádějí Förstner et al. (1968). V profilech je možno vysledovat zákonitý sled litotypů od a do g s častými oscilacemi, což je dokumentováno fotografiemi (příl. VIII-1, 2, 3). V některých profilech má megacyklus neúplný vývoj buď v důsledku eroze nejvyšší části, nebo tektonického porušení. V nejvyšší části okrajové litofacie byly na řadě míst zjištěny hematitové konkrce nebo sedimenty pigmentované hematitem (příl. VII-4). Hematit je prokazatelně sekundární, konkrce vznikly oxidací pyritu, šmouhy a laminy ukazují na někdejší přítomnost karbonátu obsahujícího Fe. K oxidaci došlo v pozdním stadiu lithifikace, což dokazuje zachování zuhelnatělé rostlinné hmoty. V případě časně diagenetické oxidace by byla tato hmota zničena.

Cyklická stavba jezernědeltové sekvence

Studovaná sekvence se vyznačuje mnohonásobným opakováním sedimentů různé zrnitosti s výrazným trendem přibývání hrubšího materiálu od podloží do nadoží. Z hlediska různého charakteru opakování byl megacyklus rozdělen na tři úseky (obr. 5). V nejspodnější části mají elementární, opakující se jednotky mocnost do několika milimetrů a pro označení tělesa sedimentů se jeví jako přiléhavý termín laminity. Opakování stejných elementů v nadožní části má poněkud jiný charakter.

Vyskytují se gradáčně zvrstvené jednotky o mocnosti několika centimetrů a střídání tenkých vrstviček sedimentů oddělených ostrými hranicemi. Tato část připomíná sekvence flyšového charakteru a pro její označení byl zvolen termín rytmy. V nejvyšší části megacyklu má střídání sedimentů charakter neuhlonosných cyklů.

Laminarity

Laminace hlubokovodních jílovců je pravděpodobně odrazem sezónních změn v množství a kvalitě ukládaného materiálu. Varvitický charakter indikuje malá průměrná mocnost pásků a výrazné vertikální změny v množství organické substance. Picard a High (1972) uvádějí, že v glaciálních varvitických jílech se běžně vyskytují plovoucí zrna hrubšího klastického materiálu. Taková zrna nebyla ve studovaných jílovcích nalezena. Neglaciální varvy podobné popisovaným laminitům popsal z eocenních hořlavých břidlic Bradley (1929) a z lakustrinní formace spodnodevonského stáří ve Velké Británii Donovan (1975). Statistické studium vertikálních změn pásků-varvů prokázalo krátkodobé i dlouhodobé cykly. Tyto cykly byly pravděpodobně odrazem klimatických výkyvů vyvolaných extraterestrickými periodickými procesy. Rychlost sedimentace laminitů se pohybovala mezi 110 až 280 mm zpevněného sedimentu za 100 let (Skoček 1968).

Rytmy

V této části profilu se opakují vrstvičky a vrstvy s gradací materiálu a na druhé straně i negradované dvojčlenné „pásky“ tvořené sedimenty odlišné zrnitosti (příl. III-1, 2, příl. IV-1). Jestliže laminarity jsou skutečně převážně sezónního původu, pak rytmy, které vznikaly ve stejné pánvi, v oblastech bližších jejímu okraji, musí mít také alespoň zčásti sezónní původ. Na druhé straně je zřejmé, že v částech bližších jezernímu okraji se více uplatňovaly procesy, které sezónní sedimentaci narušovaly (povodně, bouřlivé vlnění a následné proudění, skluzy). V každém případě mocnost sedimentů usazených během jednoho roku nebo jediné krátkodobé „události“ mohla být podstatně vyšší než tomu bylo v případě laminitů. Na druhé straně však rytmy dokumentují intermitentnost sedimentace a v případě nerovné spodní hranice i možnou erozi dříve uložených sedimentů. Je proto na rozdíl od laminitů velmi obtížné soudit na rychlost sedimentace z počtu nebo mocností opakujících se elementů.

Neuhlonosné cykly

V nejvyšší části megacyklu má střídání hrubších a jemnějších sedimentů charakter aluviálních cyklů. Hranice embryonálních cyklů jsou často skryty v polohách pískovců, kde se v neostrých hranicích stýká psamitický materiál různé zrnitosti. Uvnitř těles pískovců je možno někdy pozorovat, na rozdíl od aluviálních cyklů, i inverzní gradaci materiálu, což ukazuje, že sedimentace byla ovlivňována pohybem erozní báze, dané pravděpodobně pozicí jezerní hladiny.

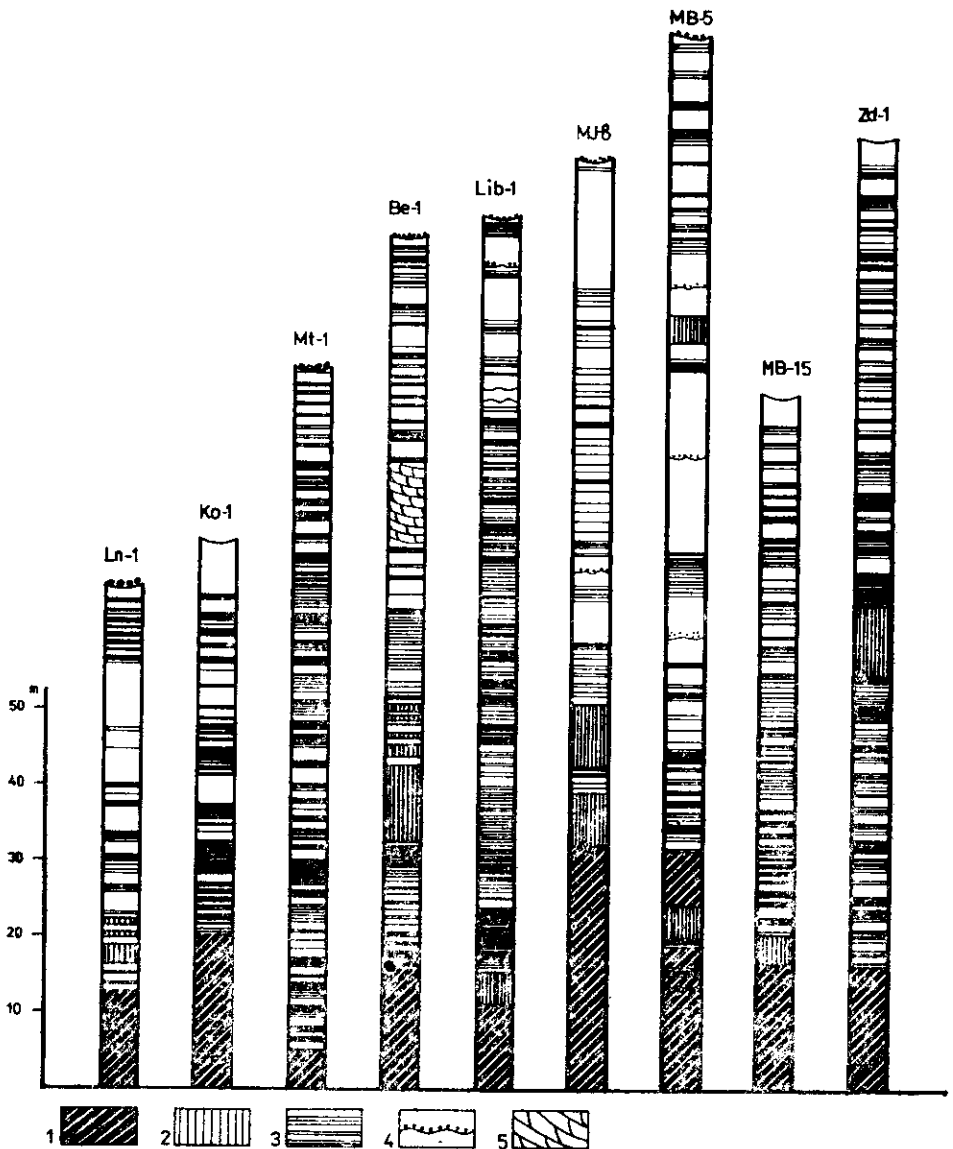
Cykly vyššího řádu

V části sekvence odpovídající laminitům byly vysledovány cykly vyššího řádu dané harmonickými změnami mocnosti varvů v intervalech odpovídajících časově několika tisícům let (S k o č e k 1968). Kromě toho střídání pravidelně laminovaných jílovců s nezvrstvenými může rovněž odrážet periodické změny vnějších geografických podmínek.

Ve spodní části sekvence rytmitů byly v některých profilech zjištěny vložky laminitů. Tyto vložky dokumentují návrat hlubokovodní sedimentace vyvolaný pravděpodobně relativně krátkodobým zvýšením jezerní hladiny. V rytmitech byly zjištěny harmonické změny projevující se zmenšováním mocnosti elementárních rytmů od podloží do nadloží (obr. 6). Zmíněné cykly vyššího řádu je možno vysvětlit postupným zvyšováním jezerní hladiny. Podobné poměry uvádějí též Picard - High (1972) a Stanley - Surdam (1978) z recentních jezer. Asymetrická stavba těchto cyklů (ve spodní části jsou mocnější rytmy s převahou psamitického elementu, ve svrchní tenké rytmy s převahou aleuropelitu) byla způsobena patrně tím, že po rychlém poklesu hladiny následovala dlouhá etapa jejího pomalého stoupání. Je totiž známo (Yuretich et al. 1984), že v jezerech mají i malé změny hloubky za následek dalekosáhlé změny v zrnitosti ukládaného materiálu.

Počet odlišitelných neuhlonosných cyklů je malý. Nelze proto vysledovat cykly vyššího řádu. Není však vyloučeno, že časově neuhlonosné cykly odpovídají cyklům vyššího řádu zjištěným v rytmitech. Jejich vznik totiž pravděpodobně souvisel s přemístováním říčních koryt, což je proces, který doprovází změny jezerní hladiny (Picard - High 1972).

Na obrázku 6 je uvedena řada profilů, v nichž byla podrobně zhodnocena vertikální proměnlivost sedimentů z hlediska mocnosti opakujících se elementů. Ve všech profilech lze vysledovat stejnou tendenci, tj. přibývání hrubých sedimentů směrem od podloží do nadloží, což je schematicky vyjádřeno na obr. 5. Jezernédeltový megacyklus vznikl zřejmě po-



6. Cykličnost vyššího řádu ve vybraných profilech. Cykly v rytmech mají negativní gradaci mocnosti a zrnitosti, přitom však celá sekvence se vyznačuje postupným přibíváním hrubších sedimentů a růstem mocnosti cyklů

1 — hlubokodnní laminity; 2 — nezvrstvené aleuropelity; 3 — rytmy; 4 — význačnější erozní hranice; 5 — význačné proudově zvrstvené sedimenty

stupným snižováním hladiny jezera, což bylo doprovázeno přestupováním sedimentů jezerního okraje přes hlubokodnní sedimenty centrální části. Oscilace jezerní hladiny, které se opakovaly v intervalu několika tisíc

let, měly výrazný vliv na sedimentaci a způsobily vznik cyklů vyššího řádu, které jsou nejlépe patrné v rytmitích a zčásti i v laminitech.

Inverzní charakter jezernédeltového megacyklu je odrazem postupného poklesu erozní báze způsobeného pohybem březní linie do centra sedimentační pánve. Všeobecné přibývání hrubého materiálu od podloží do nadloží vylučuje možnost napájení jezera toky přicházejícími z ledovců. Pro ledovcová jezera je totiž charakteristická normální gradace (tzn. zjemňování) vyvolaná postupným ústupem ledovcového okraje (S h a w 1975).

Sedimentační procesy

Laminy vznikaly pomalým ukládáním jemných frakcí ze zředěných suspenzí. Zatímco rychlost sedimentace terigenního materiálu podléhala pravděpodobně sezónním výkyvům, vyvolaným změnami vodnatosti toků, množství organické substance, padající na dno, se měnilo v závislosti na sezónních změnách teploty povrchové produktivní vrstvy vody.

Rytmity vznikaly různými sedimentačními procesy. Gradačně zvrstvené sekvence vznikaly sedimentací z turbiditních proudů, čisté jílovce byly ukládány ze zředěných a nezvrstvené aleuropelity z hustých suspenzí. Trakční proudy lze předpokládat při sedimentaci šikmo zvrstvených pískovců. Mocnější vložky nezvrstvených pískovců byly ukládány z turbulentních proudů, které vznikaly při protržení okrajových písčitých valů, což je proces obvyklý v prostředí deltové plošiny (H a m i l t o n 1985).

Pískovce s laminami zuhelnatělé rostlinné drti (příl. VII-2) vznikly při selektivní sedimentaci terigenní a organické složky. Podobné sedimenty byly zjištěny v Bodamském jezeře a F ö r s t n e r et al. (1968) vysvětlují jejich vznik rychlou sedimentací písku a zpomalenou sedimentací rostlinné drti, která se může po jistou dobu udržet na hladině.

Středně a hrubě zrnité pískovce se ukládaly v prostředí říčního koryta, řečištních a okrajových valů. Opakovaný transport způsobil dokonalé vymytí jemných pelitických částic.

Tufové vrstvičky vznikly jedním přímým napadáním pyroklastického materiálu do stagnující vody (příl. II-2), jedním jeho redepozicí v mělkovodnějších prostředích (příl. VI-3).

Teplotní a hydrochemický režim jezera

Laminy prozrazují stabilizovanou teplotní a hydrochemickou stratifikaci v centrálních nebo hlubokých částech jezera. Taková stratifikace je totiž základním předpokladem vzniku a zachování sezónních varv (D e e v e y 1953, D e s b o r o u g h 1978). Zachování organické substan-

ca, diagenetický pyrit a siderit i naprostý nedostatek bioturbací ukazuje na stagnující anoxickou zónu při dně. Anoxické poměry jsou obvyklé v hlubších částech recentních jezer tropické a subtropické zóny (Hutchinson 1957, Yuretich 1979). Rozklad organické hmoty a nízká teplota byly příznivými faktory pro kyselou reakci vody při dně a v nejvyšší části sedimentu. Proto nedocházelo k sedimentaci Ca-karbonátů a z autigenních minerálů se nejvíce uplatnil siderit a zčásti i pyrit. V chladné vodě při dně byl patrně mobilizován i fosfor. Svědčí o tom nálezy fosfatizovaných úlomků rostlinných pletiv (Skochek 1969). Během vulkanických explozí se mohla změnit reakce jezerních vod. Rozklad vulkanického skla a popela mohl způsobit náhlé zvýšení pH, což bylo doprovázeno srážením karbonátů obsahujících Ca a Mg. Dokladem jsou polohy vápenců. Na dně jezera, uvnitř čerstvě uloženého tufu, mohly vzniknout podmínky nezbytné pro přeměnu vulkanického skla v montmorillonit, případně i v zeolity.

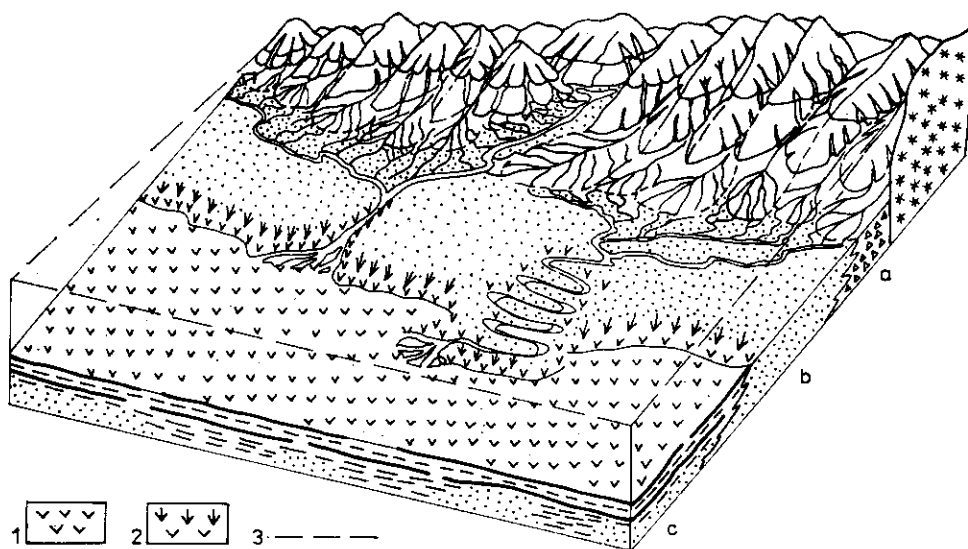
Značné množství organické substance v laminitech i časté zbytky ryb ukazují na rozvoj života v povrchové vrstvě vody. Dostatek minerálních látek a zvýšená teplota stimulovaly rozvoj planktonních řas, což bylo doprovázeno výraznou eutrofikací jezerní vody. Obecný trend snižování obsahu organických látek v laminitech od podloží do nadloží ukazuje, že rozsah eutrofikace byl nejvyšší v iniciální fázi existence jezera.

Analýzy obsahu bóru (Bouška - Pešek 1984) i sorbovaných iontů Cl^{-} (Cílek 1973) ukazují na nízkou salinitu jezerních vod. Diagenetické minerály prozrazují převážně karbonáto-sulfátovou mineralizací. Na miniaturní cirkulaci fosforu v jezerních vodách (Hakanson - Jansson 1983) ukazují fosfatizované rostlinné úlomky.

V mělkých okrajových částech obsahovala jezerní voda dostatečné množství rozpuštěného kyslíku, jak o tom svědčí rozšířené bioturbace (příl. III-4, příl. IV-1, 2, 3). V jezernědeltovém megacyklu se nevyskytly polohy vápenců nebo solí, které by se měly vytvořit ve finální fázi existence bezodtokého jezera. Jedinou stopou naznačující možnost zvyšování obsahu sulfátů je trend přibývání diagenetického pyritu od podloží do nadloží. Izotopické analýzy síry (Hladíková et al. 1986) ukázaly, že pyrit je produktem biogenní redukce rozpuštěných sulfátů. Nelze tedy vyloučit možnost, že jezero se ve finální fázi přeměnilo v průtočnou pánev a akumulované soli byly vyneseny za hranice studované oblasti.

Vznik jezera a rekonstrukce jeho vyplňování

Mladopaleozoická sedimentace v oblasti Českého masívu začala v tektonicky založených, vzájemně oddělených vnitrohorských depresích. Členitý reliéf způsobil rychlé vyplňování depresí a jejich postupné spojo-



7. Paleogeografická skica vysvětlující zadržení hrubších klastik při okraji sedimentačního prostoru
 1 — bažinná vegetace; 2 — keřovitá a stromová vegetace; 3 — pozice hladiny jezera v iniciální fázi jeho existence; a — aluviální kužely; b — aluviální plošina; c — zarůstající bažiny a rašeliniště

vání. Před začátkem stefanské jezerní sedimentace nebyly pravděpodobně dílčí pánve v západních a středních Čechách odvodňovány za hranice Českého masívu. Z období předcházejícího jezerní sedimentaci jsou zachovány mocné sledy sedimentů typu aluviálních red beds. Poměr mezi hrubšími klastiky na jedné straně a aleuropelity na straně druhé se v nich laterálně mění. V období těsně předcházejícím jezerní záplavě se v sedimentačním prostoru na řadě míst vytvořily aluviální až aluviálně lakustrinní uhlonosné cyklotémy. Změna sedimentů typu red beds v uhlonosné uloženiny byla pravděpodobně podmíněna vytvořením stabilní říční sítě a na ni vázaným rozvojem uhlotvorné vegetace.

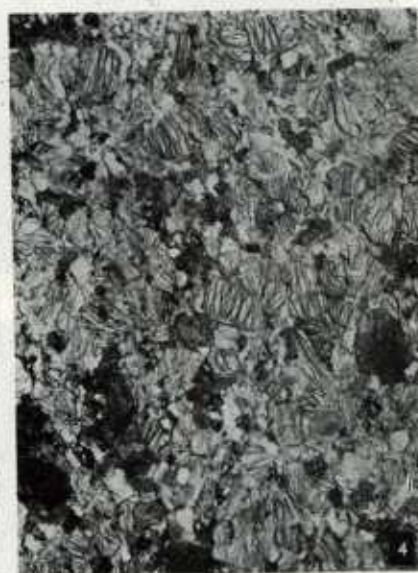
Nástup jezerní sedimentace byl náhlý. Dokazuje to vlasově ostrá hranice laminitů proti podloží. Izochronnost báze je doložena souborem vrstviček argilizovaných tufů. Výraznou paleogeografickou změnu je možno vysvětlit rychlým vzestupem hladiny jezera. Tím došlo k zaplavení značné části přiléhající pahorkatiny, která do té doby představovala snosnou oblast (obr. 7). Zvýšení erozní báze způsobilo výraznou diferenciaci přinášeného klastického materiálu. Veškerý hrubší materiál byl zadržen při okraji jezera, v zatopených údolích. Proto se na obrovské ploše ukládaly pouze hlubokovodní jílovce. Hloubka jezera v centrální části mohla přesahovat 100 m. Značná hloubka byla nezbytným předpokladem vzniku

stabilizované teplotní a hydrochemické stratifikace. Při veliké ploše jezera se pohyb vody způsobený vlněním musel uplatňovat do hloubky několika desítek metrů a při nedostatečné hloubce by zabránil vzniku anoxické zóny při dně.

Vlastní příčina vzniku jezera není jednoznačně vyřešena. Pešek (1968) vyslovil hypotézu, že vznik jezera byl vyvolán zahrazením odtoku. Havlena - Pešek (1975) dospěli k názoru, že vznik jezera byl podmíněn úplným zaplněním sedimentačních pánví a vyrovnáním erozní báze toků. Autor této práce považuje za rozhodující faktor vzniku jezera výraznou klimatickou změnu (Skochek 1974). Vyplnění bezodtoké pánve vodou je totiž nejčastěji vyvoláno zvýšením přítoku nebo snížením výparu (Bradley 1966). Je rovněž známo, že klimatické změny jsou běžnou příčinou kolísání hladiny jezer (Yuretich et al. 1984). Nástup humidního klimatu během steфанu B je ve studované oblasti dokumentován nasedáním uhlonosných uloženin na sedimenty typu red beds. Vlastní jezerní sedimentace mohla být vyvolána buď porušením rovnováhy mezi srážkami a výparem, nebo poklesem průměrné roční teploty.

Během první fáze byla hladina jezera vysoko a kolísala v malých mezích. Cykly v laminitech svědčí o oscilacích klimatu v obdobích desítek až několika tisíc let (Skochek 1968). Změny mocnosti lamin mohly být způsobeny různou vodnatostí řek v ročních cyklech a drobnými pohyby hladiny v periodách o délce trvání desítek až několika tisíc let.

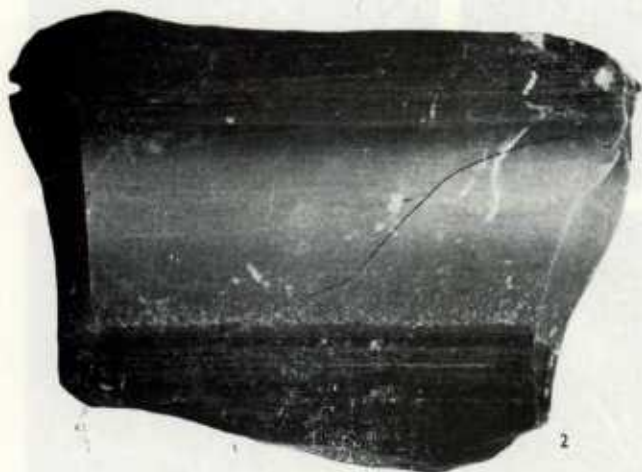
Druhá fáze sedimentace začala zároveň se soustavným poklesem hladiny. Sedimenty zadržené během první fáze v okrajových částech a v horských údolích se po snížení erozní báze staly hlavním zdrojem klastického materiálu (obr. 8). Sedimentace hlubokovodních jílovců byla rychle plošně redukována a na většině plochy byla na jejich místě ukládána hrubší klastika. Rozhodující význam nabyla sedimentace v prostředí okrajové plošiny, která vznikla spojením řady delt drobných i větších toků. Podobné poměry popsal Haszeldine (1984) ze svrchnokarbonské sekvence sv. Anglie. V nejhlubších částech se ukládala jemná klastika prodeltálního charakteru, v přechodné zóně pak hrubší sedimenty deltového čela. Značný objem materiálu byl ukládán v litorální, mělkovodní zóně. Textury prozrazují značné rozšíření podvodní a menší rozsah nadvodní části deltové plošiny. Jednotlivá prostředí postupovala směrem ke středu nebo ose sedimentační pánve a ve finální fázi došlo k přeměně jezera v aluviální plošinu. Sedimentační cykly během druhé fáze byly vyvolány oscilacemi jezerní hladiny v delších časových intervalech. Při plochém dně jezera měly i malé změny hloubky dalekosáhlý vliv na zrnitost ukládaného materiálu, což bylo vyvoláno hlavně migrací řečišť toků v podvodní i nadvodní části deltové plošiny, jak uvádí z geneticky podobných sekvencí Stanley - Surdam (1978).



1. 2. Zbytky planktonních zelených řas v jílovcích profundální litofacie dokumentují anoxické podmínky v hlubokých částech jezera. Vrt MB-13, hl. 352,85 m, zvětšeno 100 \times
 3. Fosfátový koproilit obsahuje zuby drobných ryb. Základní hmota, v níž je koproilit uložen, se vyznačuje vysokým obsahem karbonifikované organické substance. Vrt Pě-1, hl. 685,50 m, zvětšeno 30 \times
 4. Tuf tvořený převážně kaolinizovanými tabulkami biotitu. Kromě nich se vyskytují zrníčka křemene, chuchvalce zakaleného karbonátu a opakní zrna rudních minerálů. Vrt Br-1, hl. 553,40 m, zvětšeno 15 \times
- Foto OÖG — D. Hejdová [1, 2, 4], S. Bártlová [3]



1



2

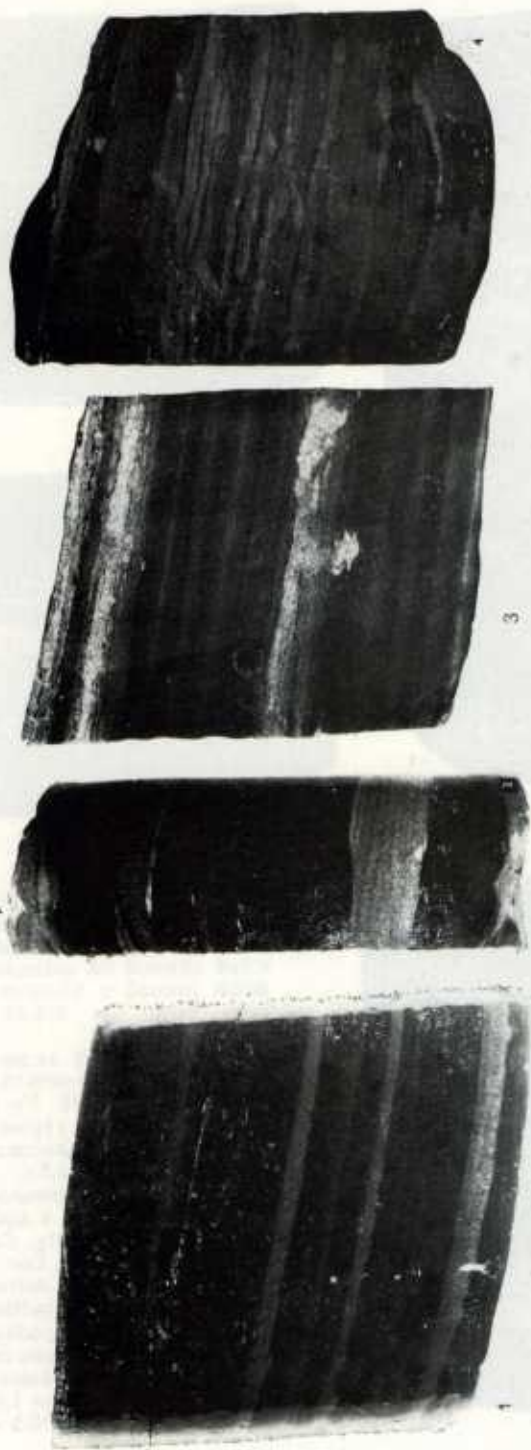


4

1. Laminit obsahující ve světlých částech patrně příměs jemného přeplaveného popelavého materiálu. Vrt Sa-12, hl. 128,00 m, zvětšeno 1,3 \times
2. Poloha gradacně zvrstveného tufu v laminovaném profundálním jílovcí. Vrt MB-25, hl. 901,20 m, zvětšeno 1,3 \times

3. Deformace laminitu na kontaktu s mocnou polohou argilizovaného tufu, Vrt MB-5, hl. 276,75 m, zmenšeno 2 \times
4. Charakteristická deformace lamin způsobená pravděpodobně zemětřesnými vlnami, které prošly nezpěvněným sedimentem, Vrt MJ-10, hl. 127,80 m, zmenšeno 1,2 \times

Foto ÚÚG — V. Heller (1, 3), H. Vršťalová (2, 4)



1. Vrstvičky prachovitěho jílovce pigmentované organickou substancí se střídají s ostře omezenými vrstvičkami jemně zrnitých pískovců. Nerovná spodní hranice pískovců ukazuje na jejich sedimentaci z trakčních proudů, gradáční zvrstvení v jílovcí na sedimentaci ze zředěných suspenzí ve stagnující vodě. Vrt MB-23, hl. 700,20 m, zmenšeno 1,3X
2. Tmavé, nozťatélné zvrstvené aleuropelity obsahují ostře omezené vločky horizontálně až šikmo zvrstvených, jemnozrnných pís-kovců. Pravděpodobně prostředí sedimentace: deltové čelo. Vrt MB-20, hl. 576,00 m, zmenšeno 2,5X
3. Rytmit reprezentovaný gradáčně zvrstvenými aleuropelity s vrstvičkami světlých jemnozrnných pískovců. Periferní část margi-nální litofacie. Vrt MB-6, hl. 554,60 m, zmenšeno 1,8X
4. Silně bioturbované sedimenty vznikly v prostředí vyplněném vodou obsahující rozpustěný kyslík. Jemná laminace prozrazuje sedimentaci v hlubší vodě, patrně na periférii deltového čela. Vrt MB-9, hl. 345,00 m, zmenšeno 2,2X

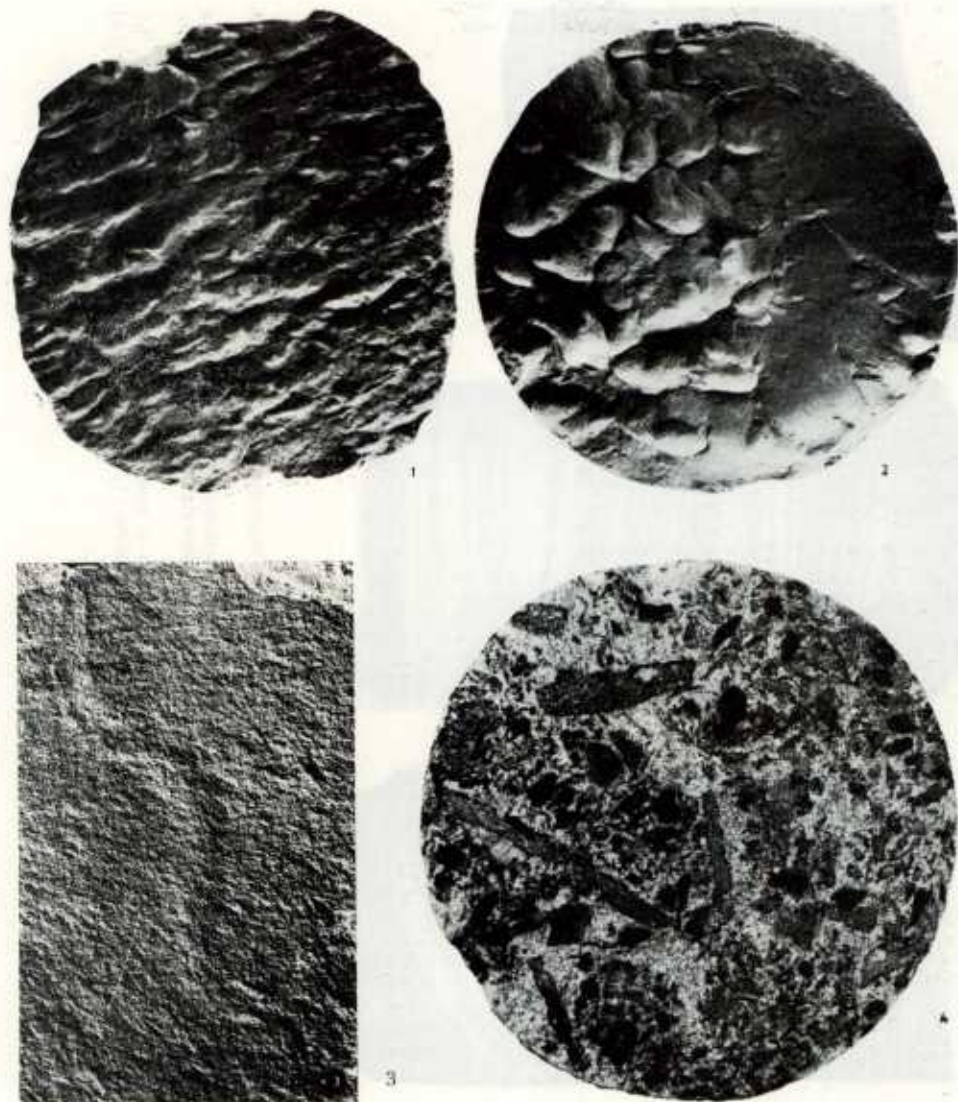
Foto ÚUG — H. Vršalová (1—3), V. Heller (4)

Sbor. geol. věd — G — sv. 45



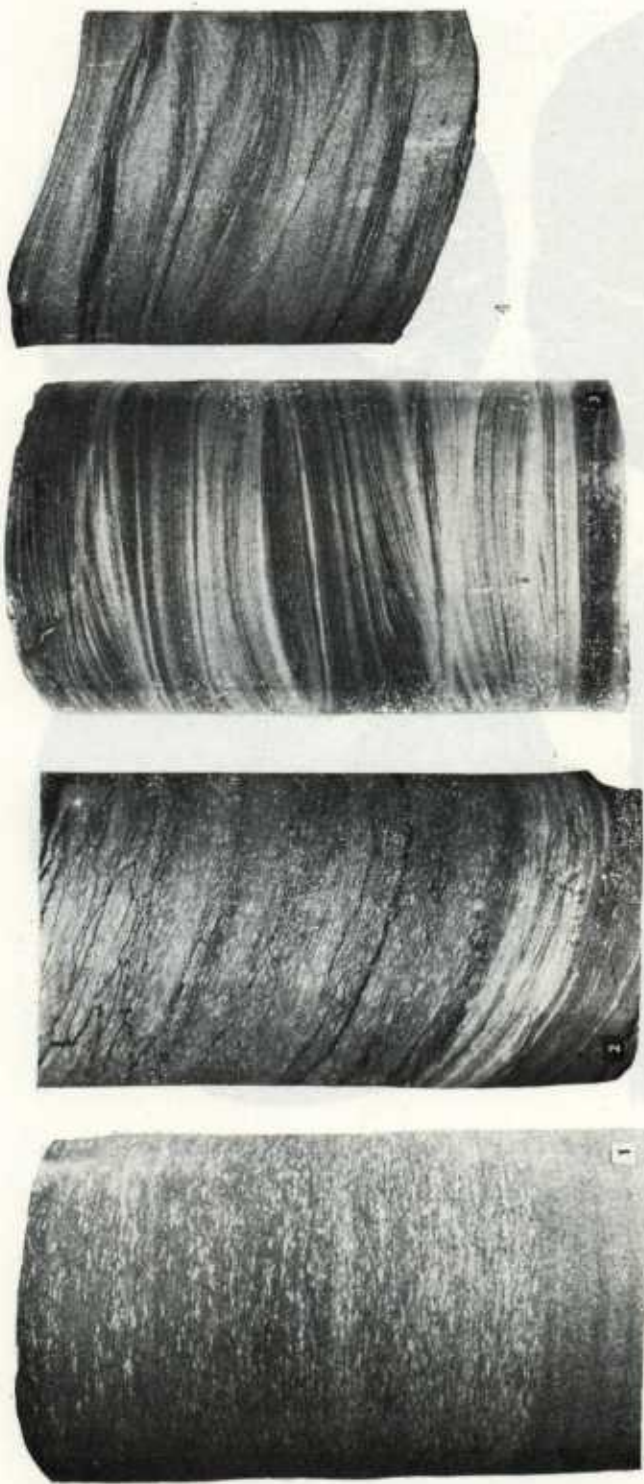
1. Bioturbovaný rytmit. V tmavých částech je vyvinuto jemné gradační zvrstvení. Ostrá spodní hranice psamitických vrstviček ukazuje na sedimentaci z nerodujících proudů v hlubších částech deltového čela. Vrt MB-25, hl. 813,55 m, zmenšeno 1,8×
2. Střídání čočkovitě zvrstvených pískovců s polohami laminovaných nebo i nezvrstvených aleuropelitů. Ve spodní části je průřez spirálovitě výpíně chodbičky zavrtávajícího se organismu. Vrt MB-7, hl. 808,80 m, zvětšeno 1,1×
3. Polohy a čočky proudově zvrstvených pískovců se střídají s horizontálně laminovanými aleuropelity. Časté bioturbace. Interpretace: mělká část deltového čela nebo podvodní část deltové plošiny. Vrt MB-13, hl. 243,70 m, zvětšeno 1,1×
4. Vtisky pískovce do podložního sedimentu byly způsobeny nerovnoměrným zatížením podložního sedimentu. Vrt MB-25, hl. 836,70 m, zmenšeno 1,4×

Foto ÚUG — H. Vršalová



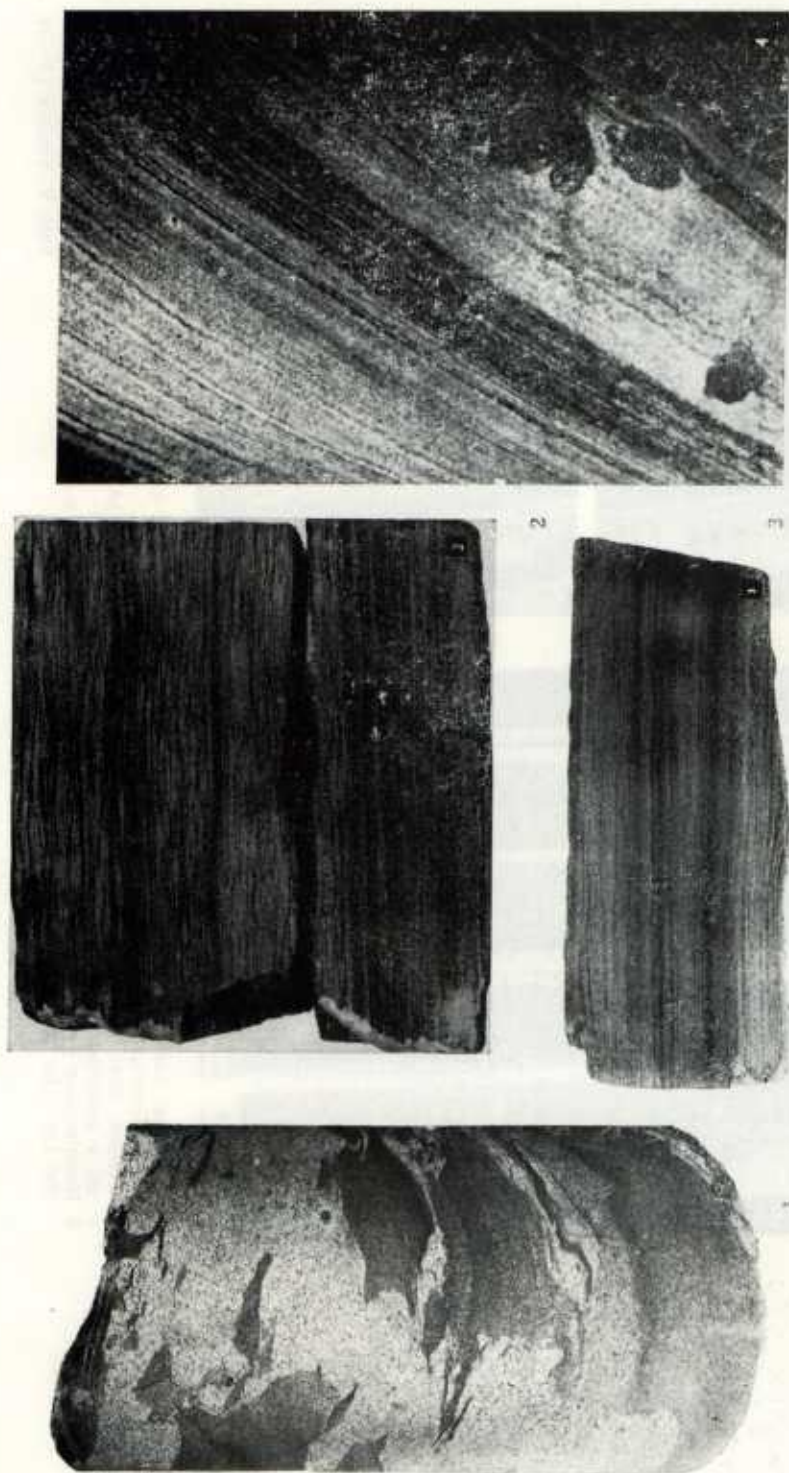
1. Otisky systému drobných oscilačních čerfín ukazují na sedimentaci v mělkých částech jezernédeltové plošiny. Vrt Sa-9, hl. 300,0 m, zmenšeno 2,4×
2. Vtisky na spodní vrstevní ploše ukazují na zabořování písku do nepevného aleuropelitu. Vrt Z4-1, hl. 19,00 m, zmenšeno 2,8×
3. Sinusovitá stopa po lezení na vrstevní ploše ukazuje na mělkou dobře větranou vodu. Vrt MB-9, hl. 313,30 m, zvětšeno 1,6×
4. Zuhelnatělá rostlinná drť na vrstevní ploše pískovce. Černé fragmenty jsou fusitizované. Vrt Nv-8, hl. 176,30 m, zmenšeno 1,6×

Foto V. Skoček [4], OÜG — H. Vršťalová [1, 2], V. Heller [3]

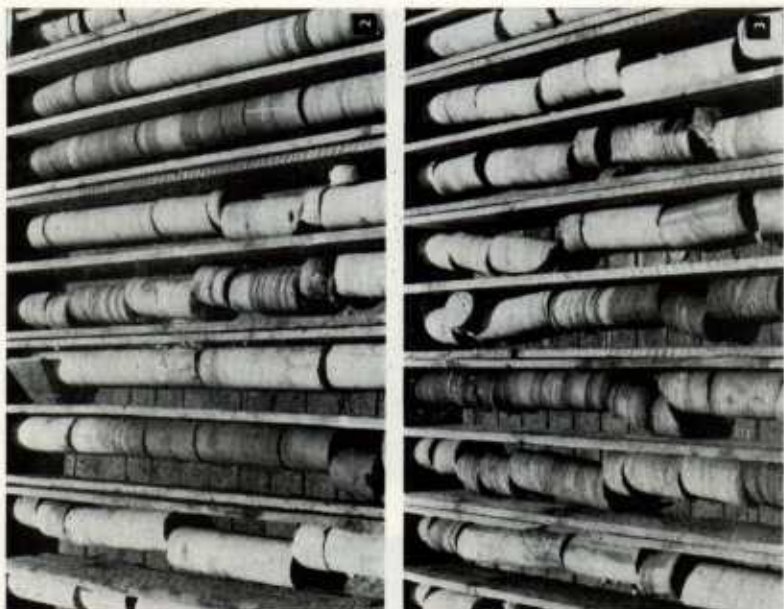
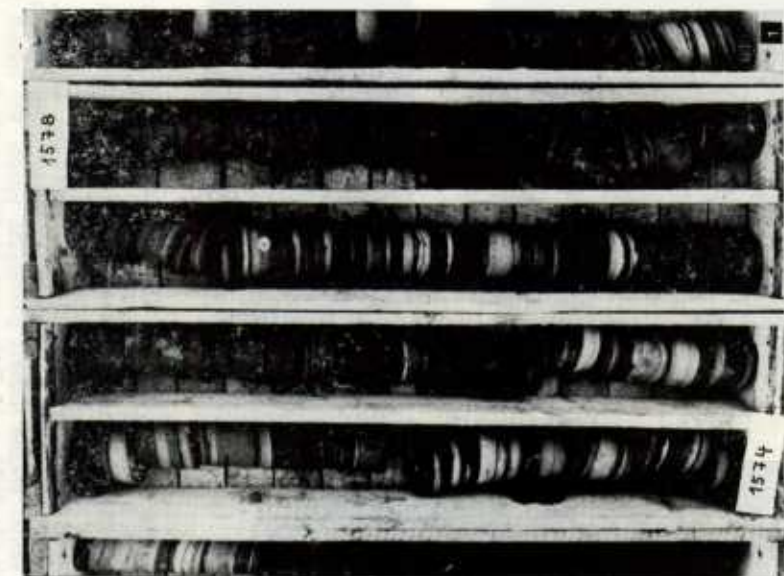


- 1, 2. Mikročočkovité zvrstvení se vyskytuje buď v asociaci s nezvrstvenými a.europelity, nebo i horizontálně laminovanými pís-kovci, Vrt Mt-1, hl. 847,5 a 907,8 m, zmenšeno 2X
3. Kombinace horizontální laminace s číhiovými zvrstvením. Nálevkovitá deformace lamin v horní části, mohla být způsobena únikem plynu. Ve světlých laminách se vyskytuje rozložený materiál vulkanického původu. Vrt Br-1, hl. 913,70 m, zmenšeno 2,2X
4. Proudové zvrstvení typu špihajících čehin. Interpretace: okrajový val toku v podvodní části deltové plošiny. Vrt MB-8, hl. 551,80 m, zmenšeno 1,8X

Foto V. Skoček (1, 2), ÚUG — H. Vršalová (3), V. Heller (4)

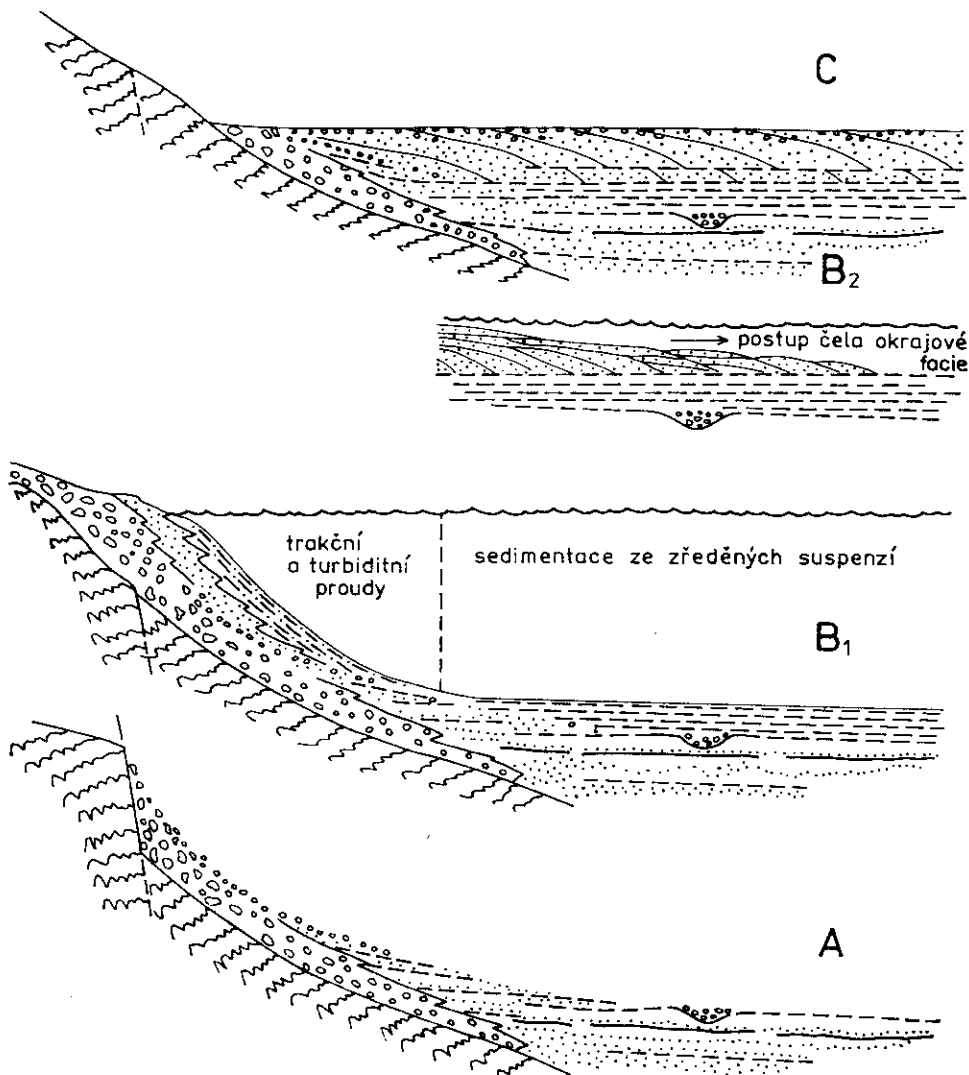


1. Výplň subakvatického koryta. Úlomky aleuropelitu pocházejí z rozrušovaných stěn koryta. Interpretace: podvodní část deltové plošiny. Vrt MJ-8, hl. 491,80 m, zmenšeno 2,3X
 2. Pravidelně laminovaný jemnozrný pískovec. V tmavých laminách je akumulována zubelmatělá rostlinná drť. Podvodní část okrajové plošiny. Vrt Ch-1, hl. 197,40 m, zvětšeno 1,1X
 3. Přejod horizontální laminace do plochého čočkovitého zvrstvení. Vrt Ch-1, hl. 201,40 m, zmenšeno 1,4X
 4. Pravidelně laminovaný pískovec s akumulovanou rostlinnou drť v tmavých laminách. Diagenetické konkrece jsou tvořeny hemalitem, který vznikl zřejmě oxidací pávodního pyritu. Vrt HFK-3, hl. 302,80 m, zmenšeno 3X
- Foto V. Skoček (4), ÚOG — V. Heller (1), H. Váhová (2, 3)



1. Periferní část okrajové litofacie. Převažují jemné sedimenty, vložky jemnozrnných písčinců ukazují na vliv epizodických "událostí". Vrt SČ-1, hl. 1574,0—1578,0 m
 2. Svrchní část okrajové litofacie. Rytmičky zvrstvené polohy se střídají s nezvrstvenými písčinci ušzenými v prostředí pečlivě. Vrt Lib-1, hl. 1000,0—1006,0 m
 3. Neuhomoné cyklotémý tvořící nejvyšší část jezerné deitového megacyklu, Okrajová část deltové plošiny. Vrt Lib-1, hl. 1002,0—1009,0 m

Foto V. Skoček (1—3)



8. Tři stadia vyplňování sedimentačního prostoru. A — v době ukládání podložní uhlo-nosné sekvence byl klastický materiál ukládán v prostředí koluviálních a aluviálních kuželů při okrajích a v prostředí aluviální plošiny v centrální ploché části pánve, B₁ — během iniciační fáze byl hrubší materiál zadržen při okrajích pánve, do centra postupovaly pouze nejjemnější frakce, B₂ — v druhé fázi se hrubší klastika přesou-vají přes těleso hlubokovodních jílovců, což bylo vyvoláno hlavně snížením jezerní hladiny, C — v regresní fázi byl celý sedimentační prostor postupně vyplněn hrub-ším materiálem přisunovaným z někdejších jezerních okrajů rozrušovaných erozí

Stavba celého jezernědeltového megacyklu odpovídá ideální sekvenci, jaká může vzniknout pouze v tektonicky stabilizované oblasti, kde distri-buce klastického materiálu není výrazněji ovlivňována vlněním nebo

dmutím hladiny. Podobné ideální deltové sekvence mohou vznikat na okraji epikontinentálních moří.

V iniciální fázi byla jezerní sedimentace doprovázena poměrně bohatou explozivní vulkanickou činností. Podle počtu, mocnosti a nerovnoměrného rozšíření tufogenních poloh lze soudit, že jedno z vulkanických center leželo při severním okraji roudnické pánve, další při sv. okraji mšenské pánve a poslední při hranici podkrkonošské a dolnoslezské pánve. Mezi vznikem jezera a rozvojem vulkanické činnosti mohla existovat příčinná souvislost. Průnik povrchových vod do hloubky mohl stimulovat exploze mělce uloženého kyselého magmatu. Náhlé zatížení dna jezerního prostoru mohlo vyvolat oživení pohybů po starých tektonických liniích a usnadnit výstup magmatického materiálu.

Závěry

Část sedimentární sekvence stefanu B v Českém masívu vznikla vyplněním plošně rozsáhlé jezerní pánve. Stabilizované tektonické poměry a postupné snižování hladiny jezera způsobily vznik téměř ideálního inverzního megacyklu.

Začátek jezerní sedimentace byl vyvolán rychlým vzestupem hladiny jezera, které zaplavilo značnou část sběrné oblasti. Transgresní fáze trvala přibližně 40 000 let a během ní bylo v hlubokých částech uloženo až 30 m hlubokovodních jílovců. Následující fáze byla vyvolána poklesem hladiny a zmenšením plochy jezera. Klastický materiál byl ukládán převážně v různých prostředích deltového čela a okrajové plošiny. Ve finální fázi se jezero změnilo v aluviální plošinu, kde převládala eroze a redepozice materiálu.

Rozhodujícím faktorem vertikální diferenciací materiálu byla výrazná selektivní sedimentace odpovídající různé pozici erozní báze. Hrubší frakce byly zadrženy při okrajích pánve po dobu, kdy erozní báze byla zvýšena. Snižování erozní báze bylo doprovázeno přestupováním okrajových klastik přes hlubokovodní jílovce. Selektivní sedimentace a charakter bazálních laminitů ukazuje na značnou hloubku jezera v iniciální fázi a na členitý reliéf snosné oblasti po celou dobu jeho trvání.

Během humidní epochy, předcházející vzniku jezera, se vytvořily aluviální až aluviálně lakustrinní uhlonosné cyklotémy. Akumulace rostlinné hmoty, které vznikaly v pobřežní části jezera, se nezachovaly. Pokles jezerní hladiny způsobil všeobecnou erozi okrajových rašelinišť a redepozici organické hmoty v rozptýlené formě. Ve finální fázi vyplňování pánve se nevytvořily významnější akumulace rostlinné hmoty, což bylo podmíněno převládající erozí a oxidací organické hmoty.

Vznik jezera je interpretován jako důsledek regionální změny klimatu. Ukončení sedimentace mohlo být způsobeno snížením přítoku, zvýšením výparu nebo konečně proražením odtoku za hranice studovaného sedimentačního prostoru.

Pro paralelizaci sedimentů mají největší význam vrstvičky argilizovaných tufogenních hornin. Jejich pomocí se podařilo prokázat přechod mezi hlubokovodní a okrajovou litofací, a tím i značný hloubkový gradient mezi okrajovou plošinou a centrální částí sedimentační pánve.

K tisku doporučil V. Holub

Literatura

- Ashley, G. M. (1975): Rhythmic sedimentation in glacial Lake Hitchcock, Massachusetts — Connecticut. *In: A. V. Jopling - B. C. McDonald (eds.): Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. — Spec. Publ. (Soc. econ. Paleontologists Mineralogists Tulsa), 23, 281—303. Tulsa.*
- Bartsch-Winkler, S. - Schmoll, H. R. (1984): Bedding types in Holocene tidal channel sequences, Knik Arm, Upper Cook Inlet, Alaska. — *J. sed. Petrology, 54, 1239—1250. Tulsa.*
- Bouška, V. - Klíka, Z. - Pešek, J. (1974): Studium sedimentačního prostředí středočeského karbonu podle obsahu bóru. — *MS přírodověd. fak. Karl. univ. Praha.*
- Bouška, V. - Pešek, J. (1984): Boron in the Permo-Carboniferous aleuropelites of the Bohemian Massif, Czechoslovakia. — *Sbor. 9. konf. jíl. mineral. petrol., 209—216. Zvolen.*
- Bradley, W. H. (1929): The varves and climate of the Green River epoch. — *Geol. Surv. profess. Pap., 158, 87—110. Washington.*
- (1966): Tropical lakes, copropel, and oil shale. — *Bull. Geol. Soc. Amer., 77, 1333—1338. New York.*
- Cílek, V. (1973): Vývoj a uhlonosnost permokarbonu v území mezi Slaným a Perucí. — *Ložisk. Geol., 6, 5—21, Geoindustria, n. p., Praha.*
- Coleman, J. M. - Prior, D. B. (1982): Deltaic environments of deposition. *In: P. A. Scholle - D. Spearing (eds.): Sandstone depositional environments. — Amer. Assoc. Petrol. Geol., 139—178. Tulsa,*
- Deevey, E. S. jr. (1953): Paleolimnology and climate. — *H. Shapley. New York.*
- Desborough, G. A. (1978): A biogenic-chemical stratified lake model for the origin of oil shale of the Green River Formation; an alternative to the playa-lake model. — *Bull. Geol. Soc. Amer., 89, 961—971. New York.*
- Donovan, R. N. (1975): Devonian lacustrine limestones at the margin of the Orcadian Basin, Scotland. — *Quart. J. Geol. Soc. London, 131, 489—510. Oxford.*
- Förstner, U. - Müller, G. - Reineck, H. E. (1968): Sedimente und Sedimentgefüge des Rheindeltas im Bodensee. — *Neu. Jb. Mineral., Abh., 109, 33—62. Stuttgart.*
- Håkanson, L. - Jansson, M. (1983): *Lake Sedimentology. — Springer Verlag. Berlin.*
- Hamilton, D. S. (1985): Deltaic depositional systems, coal distribution and quality, and petroleum potential, Permian Gunaedah Basin, N.S.W. Australia. — *Sedimentary Geol., 45, 35—75. Amsterdam.*
- Haszeldine, R. S. (1984): Muddy deltas in freshwater lakes, and tectonism in

- the Upper Carboniferous coalfield of NE England. — *Sedimentology*, 31, 811—822. Amsterdam.
- Havlena, V. - Pešek, J. (1975): Litostratigrafické členění středočeského karbonu. — Sbor. Západočes. Muz., Odd. Přír., 11, Plzeň.
- (1980): Stratigrafie, paleogeografie a základní strukturální členění limnického permokarbonu Čech a Moravy. — Sbor. Západočes. Muz., Odd. Přír., 34, Plzeň.
- Hladíková, J. - Skoček, V. - Šmejkal, V. (1986): Výzkum izotopického složení síry v sulfidech a sulfátech permokarbonu Českého masívu. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1984, 77—79. Praha.
- Hnízdilová, E. (1972): Středočeské cihlářské hlíny — SZ. — MS Geoindustria, n. p., Praha.
- Holub, V. - Skoček, V. - Tásler, R. (1975): Paleogeography of the Late Palaeozoic in the Bohemian Massif. — *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 18, 313—332. Amsterdam.
- Hutchinson, G. E. (1957): A treatise on limnology. — Vol. I, J. Wiley and Sons. New York.
- Mašek, J. (1973): Vulkanické produkty středočeského karbonu. — Sbor. geol. Věd, Geol., 24, 73—124. Praha.
- Němejc, F. (1934): Kounovské čili visuté slojové pásmo středních Čech z hlediska paleobotanického. — *Horn. Věst.*, 16, 449—452, 478—484. Praha.
- Obrhel, J. (1958): Malesické lupky v kladensko-rakovnické pánvi. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 33, 68—71. Praha.
- Pešek, J. (1968): Geologická stavba a vývoj sedimentů plzeňské černouhelné pánve. — Sbor. Západočes. Muz., Odd. Přír., 2, Plzeň.
- (1985): Paleogeografie westfálu C až spodního autunu limnických pánví Českého masívu. — Mater. 8. Symp. Geol., Form. Weglonosnych Polski, 47—52. Wyd. AGH, Kraków.
- Pešek, J. - Spudil, J. (1972): Změny ve vývoji karbonských sedimentů ve slánském a líšském souvrství ve středních a západních Čechách. — Sbor. 1. uhel. geol. Konf., 237—257. Praha.
- Picard, M. D. - High, L. R. (1972): Criteria for recognizing lacustrine rocks. In: J. K. Rigby - W. K. Hamblin (eds.): *Recognition of ancient sedimentary environments*. — Spec. Publ. (Soc. econ. Paleontologists Mineralogists), 16, 108—145. Tulsa.
- Reineck, H. E. - Singh, I. B. (1973): *Depositional sedimentary environments*. — Springer Verl. Berlin, Heidelberg, New York.
- Shaw, J. (1975): Sedimentary successions in Pleistocene ice-marginal lakes. In: A. V. Jopling - B. C. McDonald (eds.): *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. — Spec. Publ. (Soc. econ. Paleontologists Mineralogists), 23, 281—303. Tulsa.
- Sheppard, R. A. - Mumpton, F. A. (1984): Sedimentary fluorite in a lacustrine zeolitic tuff of the Gila conglomerate near Buckhorn, Grant County, New Mexico. — *J. sed. Petrology*, 54, 853—860. Tulsa.
- Sims, J. D. (1973): Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. — *Science*, 182, 161—163. Washington.
- Skoček, V. (1968): Svrchnokarbonské varvity ve středočeských kamenouhelných pánvích. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 43, 113—121. Praha.
- (1969): Fosfatizované rostlinné zbytky ze středočeském karbonu. — *Čas. Mineral. Geol.*, 14, 219—221. Praha.
- (1973): Contribution to the problem of tonstein origin. — *Čas. Mineral. Geol.*, 18, 233—242. Praha.

- [1974]: Climate and diastrophism, the principal factors controlling Late Paleozoic sedimentation in central Bohemia. — Čas. Mineral. Geol., 19, 27—45. Praha.
- Stanley, K. O. - Surdam, R. C. (1978): Sedimentation on the front of Eocene Gilbert-type deltas, Washakie Basin, Wyoming. — J. sed. Petrology, 48, 557—573. Tulsa.
- Tásler, R. et al. (1979): Geologie české části vnitrosudetské pánve. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Tásler, R. - Havlena, V. - Prouza, V. (1981): Nové litostratigrafické členění centrální a západní části podkrkonošské pánve. — Věst. Ústř. Úst. geol., 56, 129—143. Praha.
- Turner, P. (1980): Continental red beds. — Developments in Sedimentology, 29, Elsevier. Amsterdam, Oxford, New York.
- Yuretich, R. F. (1979): Modern sediments and sedimentary processes in Lake Rudolf (Lake Turkana), eastern rift valley, Kenya. — Sedimentology, 26, 313—331. Amsterdam.
- Yuretich, R. F. - Hickey, L. J. - Gregson, B. P. - Hsia, Y. (1984): Lacustrine deposits in the Paleocene Fort Union Formation, Northern Bighorn Basin, Montana. — J. sed. Petrology, 54, 836—852. Tulsa.

Stephanian lacustrine-deltaic sequence in central and north-eastern Bohemia

(Summary of the Czech text)

Vladimír Skoček

Received October 4, 1987

In the course of deposition of the Upper Paleozoic in the Bohemian Massif a lake extending over several thousands square kilometres was formed. The sedimentary fill of the lake basin depositing in the Stephanian B represents a unique unit within the Permo-Carboniferous sequence. The deposits constitute the first order large megacycle attaining 180 m in thickness. Finely laminated claystones of the basal lithofacies, evidencing the deep-water deposition of fine fractions from diluted suspensions, have an outstanding areal extent and lateral persistence. The lamination is interpreted as a result of seasonal changes in the amount of clastic and organic material falling to the bottom of the lake through stagnant anoxic water. The deep-water claystones are overlain by rhythmically bedded deposits of the lake margin. The deposits correspond in composition and structure to various lacustrine-deltaic facies. The deep-water laminites are overlain by graded prodeltaic claystones covered with rhythmically bedded deposits of the deltaic front passing into deposits of the subaquatic part of the deltaic plain. The topmost part of the megacycle is formed of cyclically arranged deposits of the upper part of the deltaic and alluvial plains.

The basin-fill makes up almost an ideal sequence with positive gradation of clastic material. Formation of the sequence was conditioned by tectonic stability of the basin and its margin and by a gradual lowering of water level.

In the initial phase, when the lake showed the maximum depth, a prominent lateral differentiation of the material according to grain-size led to its apparent vertical segregation. The segregation was evoked by erosion of marginal deposits which were gradually transported toward the centre or the axis of the sedimentary basin.

The deposition in the sequence was proved to be periodical, caused by climatic oscillations and fluctuation of the lake level. The initial trans-

gressive phase lasted about 40 000 years. During it up to 30 m of claystones with varved bedding was depositing in the central part of the lake. The sudden onset of the lacustrine deposition is supposed to be due to a regional climatic change. That is to say that during the Stephanian A the basin had been filled with clastic deposits of the alluvial red beds type. The onset of a humid epoch within the Stephanian B is indicated by alluvial to alluvial-lacustrine coal-bearing cyclothems superimposed by the lacustrine-deltaic megacycle. From the time of the lake existence no economically important accumulations of the organic substance have been preserved. The lowering of the lake level induced erosion of marginal marshes and peat bogs and the final phase did not favour formation and preservation of coal seams.

In the initial phase the lake might have been over 100 m deep as indicated by the occurrence of stable hydrochemical and thermal stratification. Anoxic conditions at the bottom are documented by a well preserved lamination and the presence of diagenetic pyrite and siderite. Remains of fauna and planktonic green algae evidence a considerably productivity of epilimnion conditioned by low salinity and a sufficient amount of dissolved mineral substance. In the course of volcanic explosions the water composition at the bottom was changing. Carbonates replacing tuffs or occurring in the form of grains and aggregates document a pH increase in pore waters.

The sediments of the marginal lithofacies were depositing prevalently in oxic water. This is evidenced by frequent bioturbations and current structures. The end of the deposition might have been a consequence of the inflow decrease, rise of evaporation, or cutting of an outlet beyond the limits of the studied sedimentary area.

Přeložila G. Buberlová

Explanation of tables

- Table 1. Chemical analyses of claystones.
Table 2. Content and composition of organic fraction in claystones.
Table 3. Chemical analyses of argillized tuffs.

Explanation of text-figures

1. The present-day areal distribution of deposits of the lacustrine-deltaic sequence of the Stephanian B in western, central, and north-eastern Bohemia.
1 — margin of the sedimentary basin roughly coinciding with the present distribution; 2 — erosional limit; 3 — area with a preserved sequence; 4 — supposed supply directions.

2. Thickness of the lacustrine-deltaic sequence in different parts of the area studied. Deep-water lithofacies given in *vertical shading*.
3. Position of the lacustrine-deltaic sequence in the Permo-Carboniferous filling of the individual basins and regions. The deep-water lithofacies (in *black*) is overlain by coal-bearing cyclothems and is always covered with coarser-grained deposits of the marginal lithofacies. The megacycle is terminated by erosion and/or a longer break in sedimentation (in N and NE Bohemia).
4. Occurrence of argillized tuffogenic rocks in selected borehole sections. Sets of thin beds and layers can be parallelized over a long distance. Tuffogenic rocks evidence lateral substitution of the profundal and marginal lithofacies.
1 — argillized tuff, 2 — redeposited tuffites.
5. Idealized sequence of deposits of the lacustrine-deltaic megacycle and interpretation of sedimentary processes and environments.
6. Cyclicity of a higher order in selected sections. The cycles in rhythmites have a negative gradation of thickness and grain size. The whole sequence, however, exhibits a gradual increase in coarser-grained sediments and thickness of cycles.
1 — deep-water laminites; 2 — non-bedded mudstones; 3 — rhythmites; 4 — more significant erosion boundary; 5 — distinct current-bedded sediments.
7. Paleogeographic sketch explaining the retainment of coarser clastics at the margin of the sedimentary basin.
1 — palustrine vegetation; 2 — bushes and trees; 3 — position of the lake level in the initial phase of its existence; a — alluvial fans; b — alluvial plain; c — overgrown marshes and peat-bogs.
8. Three stages of filling of the sedimentary basin. A — in the time of deposition of the underlying coal-bearing sequence the clastic material was depositing in the environment of colluvial and alluvial fans at the margins and in the alluvial plain in the central, flat part of the basin. B₁ — within the initial phase the coarser material was retained at the margins of the basin, only the finest fractions proceeded to the centre. B₂ — in the next phase the coarser clastics prograded over the deep-water claystone body. This was evoked namely by lowering of the lake level. C — in the course of regression all the sedimentary area was gradually filled with coarser material transported from the former lake margins exposed to erosion.

Explanation of plates

Pl. I

- 1, 2. Remains of planktonic green algae in claystones of the profundal lithofacies evidence anoxic conditions at depth of the lake. Borehole MB-13, depth 352.85 m, magnified $\times 150$.
3. Phosphatic coprolite containing teeth of tiny fishes. The matrix enclosing the coprolite displays a high content of dark organic substance. Borehole P6-1, depth 685.50 m, magnified $\times 40$.
4. A tuff composed mainly of kaolinized biotite tablets, moreover containing small quartz grains, clusters of tarnished carbonate, and opaque grains of ore minerals. Borehole Br-1, depth 553.40 m, magnified $\times 20$.

Photos ÚÚG — D. Hejdomá (1, 2, 4), S. Bártlová (3)

Pl. II

1. Laminite containing an admixture of fine volcanic ash in light portions. Borehole Sa-12, depth 126.00 m, magnified $\times 1.5$.

2. A layer of a graded tuff in laminated profundal claystone. Borehole MB-25, depth 901.20 m, magnified $\times 2$.
3. Deformation of laminites at the contact with a thick layer of an argillized tuff. Borehole MB-5, depth 276.75 m, magnified $\times 1.2$.
4. A typical deformation of laminae probably caused by earthquake waves passing through the incoherent sediment. Borehole MJ-10, depth 127.80 m, magnified $\times 1.5$.

Photos ÚÚG — V. Heller (1, 3), H. Vršťalová (2, 4)

Pl. III

1. Thin layers of silty claystone pigmented with organic substance alternate with sharply outlined layers of fine-grained sandstone. The uneven lower sandstone boundary points to their deposition from traction currents, graded bedding in the claystone can be attributed to deposition from diluted suspensions in stagnant water. Borehole MB-23, depth 700.20 m, magnified $\times 1.2$.
2. Dark indistinctly bedded mudstones contain sharply outlined intercalations of horizontally to cross-bedded fine-grained sandstones. Probable depositional environment: deltaic front. Borehole MB-20, depth 576 m, reduced $\times 1.2$.
3. Rhythmite represented by graded mudstones with thin layers of fine-grained sandstones. A peripheral part of the marginal lithofacies. Borehole MB-6, depth 554.60 m, reduced $\times 1.3$.
4. Strongly bioturbated deposits originated in oxygen-rich water environment. Fine lamination points to the deposition in deeper water, probably at the periphery of the deltaic front. Borehole MB-9, depth 316.80 m, reduced $\times 1.2$.

Photos ÚÚG — H. Vršťalová (1–3), V. Heller (4)

Pl. IV

1. Bioturbated rhythmite. Fine graded bedding is visible in dark portions. The sharp lower contact of sand layers points to deposition from non-eroding currents in deeper part of the deltaic front. Borehole MB-25, depth 813.55 m, reduced $\times 1.2$.
2. Alternation of lenticularly bedded sandstones with layers of laminated or even non-bedded mudstones. In the lower part there is a cross-section through the spiral filling of a burrow. Borehole MB-7, depth 808.80 m, magnified $\times 1.3$.
3. Layers and lenses of current-bedded sandstones alternate with horizontally laminated mudstones. Frequent bioturbations. Interpretation: a shallow part of the deltaic front or the subaquatic part of the deltaic plain. Borehole MB-13, depth 243.70 m, magnified $\times 1.4$.
4. Sandstone imprints into the underlying sediment were caused by uneven loading of the sediment. Borehole MB-25, depth 836.70 m, magnified $\times 1.3$.

Photos ÚÚG — H. Vršťalová

Pl. V

1. Imprints of a system of tiny wave ripples point to deposition in shallow parts of the lacustrine-deltaic plain. Borehole Sa-9, depth 300 m, reduced $\times 1.2$.
2. Imprints on the lower bedding plane reveal the process of sand burying into loose mudstone. Borehole ZÁ-1, depth 19 m, reduced $\times 1.3$.
3. A sinusoid trace after ploughing on the bedding plane indicates shallow and well aerated water. Borehole MB-9, depth 313.30 m, magnified $\times 3.2$.
4. Coalified plant fragments (detritus) on a sandstone bedding plane. Black fragments are fusitized. Borehole Nv-8, depth 176.30 m, reduced $\times 1.3$.

Photos V. Skoček (4), ÚÚG — H. Vršťalová (1, 2), V. Heller (3)

Pl. VI

- 1, 2. Microlenticular bedding occurs either in association with non-bedded mudstones, or with horizontally laminated sandstones. Borehole Mt-1, depths 847.50 and 907.80 m, reduced $\times 1.4$.

3. Horizontal lamination combined with ripple bedding. The funnel-shaped deformation of laminae in the upper part could be a result of gas escape. In light laminae, there is a decomposed material of volcanic origin. Borehole Br-1, depth 913.70 m, reduced $\times 1.1$.
4. Current bedding of the climbing ripple type. Interpretation: a marginal sand bar in the subaquatic part of the deltaic plain. Borehole MB-6, depth 551.60 m, reduced $\times 1.2$. Photos V. Skoček (1, 2), ÚÚG — H. Vršťalová (3), V. Heller (4)

Pl. VII

1. Filling of a subaquatic channel. Mudstone fragments coming from disturbed walls of the channel. Interpretation: a subaquatic part of the deltaic plain. Borehole MJ-8, depth 491.80 m, reduced $\times 1.4$.
2. Regularly laminated fine-grained sandstone. In dark laminae accumulated coalified plant fragments. A subaquatic part of the marginal plain. Borehole Ch-1, depth 197.40 m, magnified $\times 1.4$.
3. Transition of the horizontal lamination into flat lenticular bedding. Borehole Ch-1, depth 201.4 m, magnified $\times 1.2$.
4. Regularly laminated sandstone with accumulated fragments in dark laminae contains diagenetic concretions. These are composed of haematite replacing the former pyrite. Borehole HPK-3, depth 302.60 m, reduced $\times 1.6$.

Photos V. Skoček (4), ÚÚG — V. Heller (1), H. Váňová (2, 3)

Pl. VIII

1. A peripheral part of the marginal lithofacies. Fine deposits prevail. Intercalations of fine-grained sandstones point to the occurrence of episodic events. Borehole Lib-1, depth 1084—1077 m.
2. Upper part of the marginal lithofacies. Rhythmically bedded layers alternate with non-bedded channel sandstones. Borehole Lib-1, depth 1000—1006 m.
3. Non-coal-bearing cyclothems forming the uppermost part of the lacustrine-deltaic megacycle. The marginal part of the deltaic plain. Borehole Lib-1, depth 1002—1009 m.

Photos V. Skoček

**Озерно-дельтовая система отложений стефанского возраста
в средней и с.-в. Чехии**

Приблизительно 290 милл. лет тому назад, во время стефана В, в области современной Чехии образовалось озеро, занимающее несколько тысяч квадратных километров. Сохраненные на обширной площади остатки озерных отложений предоставляют идеальный материал для изучения палеогеографического развития бассейна осадконакопления в условиях стабилизированной тектоники. Чрезвычайно широко распространены ленточные аргиллиты базального отдела, которые отлагались из разреженных суспензий на начальном этапе, когда уровень воды в озере достигал высшей точки. На глубоководные аргиллиты повсюду настилаются ритмичеслоистые отложения передовой части дельты и преимущественно песчаные отложения подводной равнины дельты. Самая верхняя часть отложений состоит из циклично чередующихся осадков надводной части дельтовой и, наконец, аллювиальной равнины.

В отложениях доказано периодическое осадконакопление, обусловленное сезонными изменениями климата и менее регулярным колебанием уровня воды в озере. Анализ отложений способствовал характеристике гидродинамических и гидрохимических отношений и формулировке гипотезы о причинах и продолжительности существования озера.

Přeložil A. Kříž