

Mgr. Michal Rajchl a RNDr. David Uličný, CSc., Oddělení geologie, Přírodovědecká fakulta UK, Praha

SEDIMENTÁRNÍ MODEL BÍLINSKÉ DELTY (MIOCÉN, MOSTECKÁ PÁNEV)

Depositional model of the Bílina Delta (Miocene, Most Basin, Czech Republic)

Sedimentäres Modell der Delta von Bílina

Deiser Beitrag stellt die erste ausführliche Bearbeitung über sedimentäre Architekturen und Litofazialien der Delta von Bílina und deren Interpretation durch die Form eines sedimentären Modells dar, das die Reaktion des sedimentären Systems der Lakustrindelta auf hydraulische Prozesse auf der Trennungfläche des Fluvial- und Seemilieus und auf relative Änderungen des Seewasserspiegels einschließt. Die sedimentäre Körper der Delta von Bílina werden in voller Entwicklung durch vier architektonische Hauptelemente gebildet: i) heterolithische Schichtenkomplexe der Deltaflächen über dem Wasserspiegel und teilweise unter dem Wasserspiegel, (ii) die Mulden des angesetzten Fluvialsystems, (iii) sandige, keilförmige Austragsfächer, die den überwiegenden Teil der Deltaflächen über dem Wasserspiegel und Deltastirn darstellen, und (iv) Körper der heterolithischen Laminite von Prodelta. Die Delta von Bílina ist als eine verzweigte Delta mit dominantem Einfluß der Fluvialprozesse charakterisiert, gebildet meistens durch einige Subdelten. Einzelne Subdelten wurden mindestens durch einen Austragsfächer, entweder mit dem sog. Gilbert- oder Seichtwasservertikalprofil, gebildet. Die Interaktion zwischen dem Fluvialzufluß und dem Seebeckenwasser hatte Charakter eines turbulenten homipiknischen, unterstellenweise auch eines hyperpiknischen Einflusses, modifizierten durch die Reibung um den Boden des seichtweichen Sees (2-4 m). Aus der Architekturänderungen der einzelnen Austragsfächer oder auch der ganzen deltaförmigen Körper wurden die Modelle deren Reaktionen auf relative Änderungen des Seewasserspiegels abgeleitet, die das Ergebnis der Kombination dieser Faktoren sind: klimatisch bedingten Änderungen der Seewasserspiegelhöhe, lokal sehr bedeutener

Subsidenz herausgerufener durch differenziale Kompaktion und Migration des plastischen Liegenden und tektonischer Subsistenz, deren Einwirkung auf die Sedimentation der Delta von Bílina bisher noch nicht vollständig bekannt ist.

Осадочная модель Билинской дельты (Миоцен, Мостецкий бассейн, Чешская Республика)

Данная работа представляет первую детальную обработку осадочных архитектур и литофаций Билинской дельты и их интерпретацию в форме осадочной модели, включающей реагирования осадочной системы лакустринной дельты на гидравлические процессы на пределе флувиальной и озерной среды и на относительное изменение уровня озера. Осадочные тела Билинской дельты в полном развитии созданы четырьмя основными архитектурными элементами: 1) гетеролитическими комплексами слоев надводной платформы дельты и частями подводной платформы, 2) руслами проносящей флувиальной системы, 3) песчаными клинообразными телами выносительных вееров, представляющих преобладающую часть подводной платформы дельты и торцовую поверхность дельты, 4) телами гетеролитических ламинитов про-дельты. Билинская дельта интерпретируется как разветвленная дельта с доминирующим влиянием флувиальных процессов, образованная в большинстве несколькими субдельтами. Отдельные субдельты были образованы по крайней мере одним выносительным веером, либо с так наз. гилбертовским либо с мелководным горизонтальным профилем. Интеракция между флувиальным притоком и водой озерного хранилища носила характер турбулентного гомопикнического, подчиненно также

гиперпыкнического втока, модифицированного трением о дно неглубокого (2 - 4 м) озера. Из изменений архитектуры отдельных выносительных вееров, или даже целых дельтовых тел, были выведены модели их реакций на относительные изменения уровня озера, которые являются результатом комбинирования следующих факторов: обусловленных климатически изменением высоты уровня озера, локально очень значительной субсиденции, вызванной за счет дифференциальной компакции и миграции пластичного лежащего бока, и тектонической субсиденции, влияние которой на седиментацию Билинской дельты до сих пор полностью не освещено.

Sedimentární model bílinské delty (MIOCÉN, MOSTECKÁ PÁNEV)

Tato práce představuje první detailní zpracování sedimentárních architektur a litofacií bílinské delty a jejich interpretaci formou sedimentárního modelu, zahrnujícího reakci sedimentárního systému lakustrinní delty na hydraulické procesy na rozhraní fluviálního a jezerního prostředí a na relativní změny jezerní hladiny. Sedimentární tělesa bílinské delty jsou v úplném vývoji tvořena čtyřmi hlavními

architekturními prvky: (i) heterolitické vrstevní komplexy nadvodní deltové plošiny a části plošiny podvodní, (ii) koryta přínosového fluviálního systému, (iii) písčité klínovitá tělesa výnosových vějířů, reprezentujících převážnou část podvodní deltové plošiny a čelo delty, a (iv) tělesa heterolitických laminitů prodelt. Bílinská delta je interpretována jako rozvětvená delta s dominantním vlivem fluviálních procesů, tvořená většinou několika subdeltami. Jednotlivé subdelty byly tvořeny nejméně jedním výnosovým vějířem, buď s tzv. gilbertovským nebo mělkovodním vertikálním profilem. Interakce mezi fluviálním přítokem a vodou jezerní nádrže měla charakter turbulentního homopyknického, podřízeně též hyperpyknického vtoku, modifikovaného třením o dno mělkého (2-4 m) jezera. Ze změn architektury jednotlivých výnosových vějířů, nebo i celých deltových těles, byly odvozeny modely jejich reakcí na relativní změny jezerní hladiny, které jsou výsledkem kombinace těchto faktorů: klimaticky podmíněných změn výšky jezerní hladiny, lokálně velmi významné subsidence vyvolané diferenciální kompakcí a migrací plastického podloží, a tektonické subsidence, jejíž vliv na sedimentaci bílinské delty není dosud dokonale znám.

Depositional model of the Bílina Delta (Miocene, Most Basin, Czech Republic)

The Bílina Delta is a siliciclastic package deposited during the early Miocene at the southeastern margin of the lacustrine Most Basin (part of a system of extensional basins of the Eger Graben, North Bohemia). The Bílina delta formed at the mouth of a river that belonged to a large drainage system of NE, E, and SW Bohemia and drained into a fairly shallow (several metres) lake surrounded by peat bogs. The delta overlies the main coal seam in this part of the basin, and a package of lacustrine clays. According to K. Mach (pers. commun.), the youngest parts of the coal seam in the distal part of the basin formed as peat bogs contemporaneous with the delta formation. In this paper, we present a detailed description of lithofacies and sedimentary architectures of the Bílina Delta sedimentary bodies, superbly exposed in the Bílina open-cast coal mine, and interpret their relations to the hydraulic regime of the delta system and the response of the delta to changes in accommodation.

The clastic bodies of the Bílina Delta depositional system comprise four fundamental architectural elements characterized also by distinctive associations of lithofacies: (i) delta plain heterolithic sheets, (ii) fluvial feeder channels with dominantly sandy infills, (iii) sandy mouth bar wedges, and (iv) prodelta heterolithic sheets.

The Bílina Delta is interpreted as a fluvial-dominated, mouth-bar – type (or ,birdfoot‘) delta, with distributaries terminated by friction-dominated mouth bars, mostly with Gilbert-type profile and a fan-like plan-view shape, characterized by steep, sandy foresets. Locally, the mouth bars have a shoal-water profile in which the foresets are absent. Larger distributaries were terminated by more complex subdeltas, consisting of a number of individual mouth bars, some probably contemporaneously active. The height of the foresets of the Gilbert-type mouth bars, plus the thickness of the subaqueous portion of the topsets, formed in a few centimetres of water, shows that the depth of the receiving lacustrine basin was c. 2-4 m at the delta front. The shoal-water mouth bars formed in water depths of c. 1 m or less.

A significant feature of the Bílina delta is the distribution of grain sizes: the delta plain and prodelta were dominated by muddy lithologies, with a subordinate proportion of heterolithic facies (e.g., crevasse splay sands, or sand/mud laminites in the prodelta, traceable into mouth bar foresets), whereas the feeder channels and Gilbert-type mouth bars were dominated by sands. The small depth of the lake, and probably a very small difference in density between the waters of the fluvial feeder system and the fresh-water lake are interpreted as having caused the high degree of segregation of grain sizes, as well as the formation of Gilbert-type foresets in a shallow setting that lacked topographic breaks, normally associated with steep, Gilbert-type delta fronts. Homopycnal, turbulent jets were probably the main type of effluent at the distributary mouths: turbulent mixing and deceleration at the distributary mouth caused the instant deposition of coarse material on the foresets. During time intervals when the river carried a much higher proportion of suspended load, the interaction of the effluent and the lake water was probably hyperpycnal, causing formation of turbidity underflows. Alternation of homo- and hyperpycnal conditions can be interpreted in outcrop from the alternation of sharp-based, inversely graded foresets (representing the homopycnal conditions characterized by grainflows), with foresets showing a tangential transition into heterolithic bottomsets characterized by homogeneous or normally-graded laminae, interpreted as turbidite deposits. Frictional effects due to the very small depth of the receiving basin caused a very rapid expansion of the jets in plan view, leading to the fan-like geometry of the mouth bars in plan view.

Mouth-bar-type deltas with generally gentle slopes, combined with Gilbert-type geometries, are not commonly described from the stratigraphic record. In terms of physiography, scale, and depositional processes, the Recent delta of the Lake Plociczno in Poland (Chudzikiewicz et al., 1979) is assumed to represent a recent counterpart to the mouth bars of the Neogene Bílina delta.

The mouth bar geometries were sensitive recorders of small-scale changes in accommodation, caused by a combination of tectonic subsidence, climatically induced lake-level changes, and compactional subsidence, prominent in the Bílina Delta depositional system. Slow changes in accommodation (relative to the rate of deposition) were recorded as changes in the progradation vs. aggradation rates, expressed mostly as changes in topset thickness and position of the offlap break, whereas rapid changes in relative lake level caused formation of flooding surfaces on top of drowned mouth bar bodies and delta-plain deposits in case of a lacustrine transgression, as well as deposition of foresets capped by a bypass or erosional surface, interpreted as a result of forced regression. In areas of growth faulting, the mouth bar geometries are very complicated due to localized, rapid fluctuations in accommodation and supply rates.

Úvod

Převážně písčité sedimentární tělesa, vyskytující se při jv okraji mostecké pánve mezi městy Mostem, Bílinou a Duchcovem, odkrytá skrývkovými řezy Dolu Bílina, byla již Hurníkem (1959) interpretována jako tělesa deltových sedimentů. Tato tělesa se vyznačují komplikovanou vnitřní stavbou. Je možné v nich rozlišit dílčí architekturní prvky a jejich litofacie, pozorovat změny geometrie těchto architekturních prvků a jejich vliv na celkový tvar a stavbu samotných deltových těles. Dosavadní práce týkající se bílinské delty jsou zaměřeny buď technologicky (vliv deltové sedimentace na obsah popelovin ve sloji, nebo její vztah k deformacím sloje), nebo na paleogeografii celé pánve, ale jen malé množství prací je zaměřeno speciálně na sedimentologii (Hurník, 1959, 1978; Dvořák a Mach, 1999, v tisku). Cílem příspěvku je, na základě studia architekturních prvků a litofacií na rozsáhlých odkryvech Dolu Bílina, rekonstruovat sedimentární procesy a prostředí jejich vzniku a na tomto základě vytvořit sedimentární model bílinské delty, definující morfologii delty, její vnitřní stavbu, distribuci přinášeného materiálu a hydrodynamický režim. Dalším cílem je definovat faktory řídící změny architektury a geometrie jednotlivých těles sedimentů bílinské delty.

Regionálně geologické zařazení

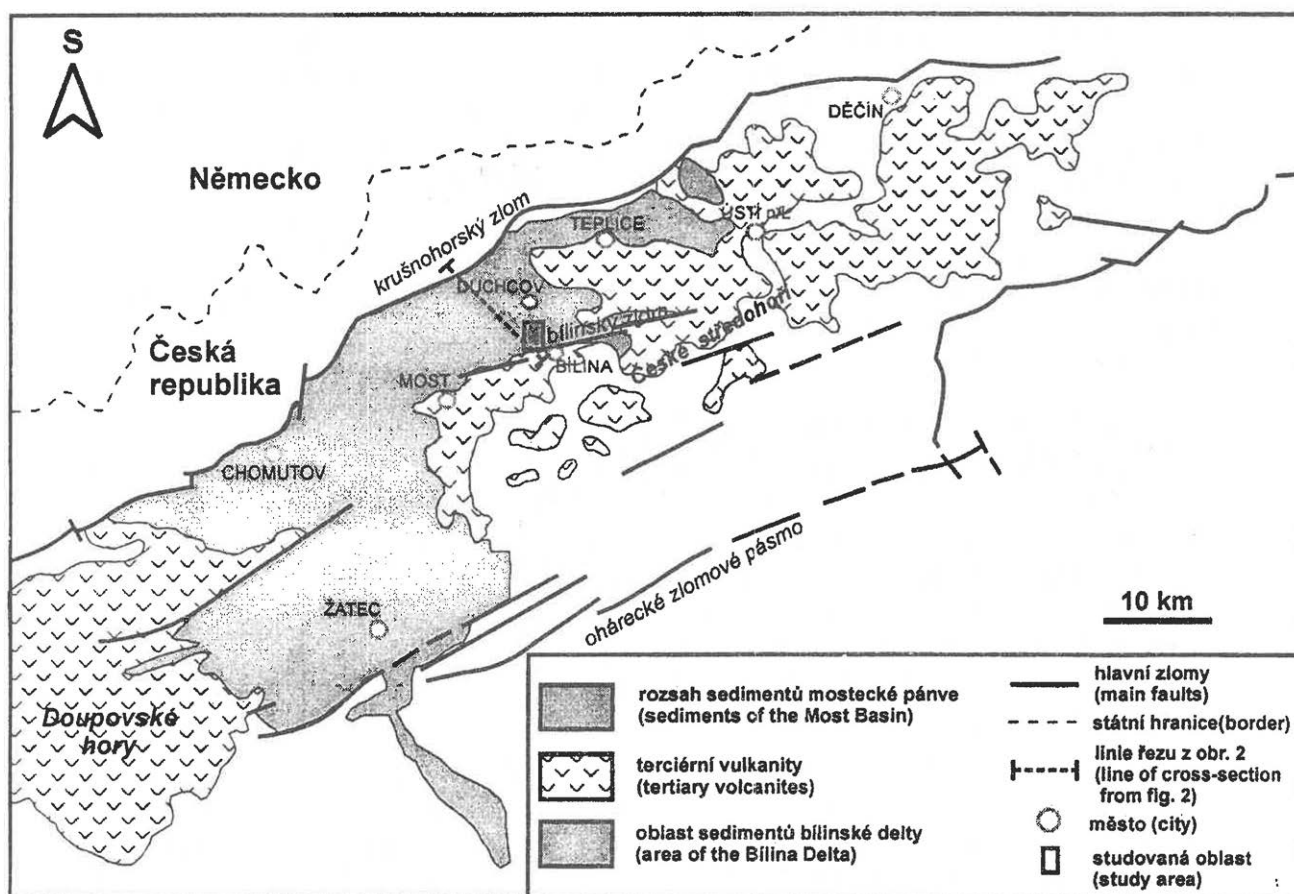
Jako bílinská delta jsou označovány spodnomiocenní akumulace písků, prachů a jílu, vyskytující se při jihovýchodním okraji mostecké pánve, tvořeném bílinským zlomem (obr. 1). Stratigraficky tyto sedimenty odpovídají střední části mosteckého souvrství - nejmladšího souvrství výplně mostecké pánve. Tato pánev patří mezi dílčí sedimentární prostory oháreckého riftu, který se začal vytvářet pravděpodobně během středního a svrchního eocénu v důsledku východozápadní extenze, panující v té době v oblasti evropské platformy (Bergerat, 1987). Během spodního miocénu, kdy docházelo k ukládání převážné části mosteckého souvrství, dominovala v oblasti evropské platformy spíše extenze směru sz-jv (Bergerat, 1987; Petersek et al., 1994). Lze proto usuzovat na převážné poklesové pohyby na zlomech sv-jz směru, definujících sedimentační prostor pánve během miocénu.

Samotná bílinská delta se vytvářela v ústí řeky, která vtékala do nevelkého jezera obklopeného uhlotvorným močalem (Mach, 1996, 1997) a podle Malkovského (1995) byla součástí říční sítě, odvodňující v období spodního miocénu severní, severovýchodní a jihozápadní Čechy.

Metody a přístup

Dosavadní práce, zabývající se problematikou bílinské delty, se opíraly především o studium vrtného materiálu a geochemických dat, s výjimkou Hurníka (1959, 1978), Bruse a Hurníka (1987), Dvořáka a Macha (1999, v tisku). Přístup zvolený v této práci (vycházející z práce Rajchla, 1998) je založen na kombinaci architekturní a litofaciální analýzy, prováděné na Dole Bílina. Stěžejní metodou studia architektur byla interpretace fotomozaik skrývkových řezů (zpracováno okolo 10 km řezů), doplněná o vertikální litologické profilování (85 vertikálních profilů o průměrné délce 10 – 15 m). Takto získaná data byla podkladem pro vytvoření interpretačních řezů, které byly zaměřeny k režimovým mapám postupu těžby. (Detailní zaměření fotogrammetrickými metodami nebylo možné provést z finančních a technických důvodů).

Vymezení jednotlivých architekturních prvků koncepčně vycházelo z prací Mialla (1988, 1994) a García-Gil (1993), avšak konkrétní vymezené architekturní prvky jsou specifické pro jezernédeltový sedimentární systém. Při popisu některých dílčích architekturních prvků (konkrétně se jedná o topsety, foresety a bottomsety - viz dále) vycházíme ze zažité mezinárodní terminologie (Gilbert, 1890), neboť české ekvivalenty - nadvodní, výnosové a vnědeltové sedimenty, navrhované Havlenou a Hurníkem (1978) - mají jednak částečně genetický význam, jednak se s geometrickým významem pojmů foreset apod. kryjí jen zčásti. Z důvodu nutnosti oddělit deskriptivní pojmy od pojmů interpretativních tedy užíváme právě termíny topset, foreset, bottomset, přestože v českém prostředí nejsou vžité.



Obr. 1: Schematická mapa mostecké pánve s vyznačením okrajových zlomů.
(Schematic map of the Most Basin and its bounding faults.)

Architekturní prvky a litofacie bílinské delty a jejich interpretace

V sedimentárním záznamu bílinské delty je možné na základě geometrie, vnitřní architektury a litofaciálního složení rozlišit dva základní architekturní prvky nejvyšší hierarchické pozice:

- 1) **heterolitická klínovitá a čočkovitá tělesa**, jejichž mocnost se pohybuje od prvních metrů do prvních desítek metrů a laterální rozsah ve stovkách metrů a která jsou interpretována jako tělesa fluvio-deltových sedimentů (podrobněji viz dále).
- 2) **vrstevní tělesa jílů** obklopující jednotlivá tělesa fluvio-deltových sedimentů nebo v nich tvořící vložky, která jsou interpretována jako tělesa jezerních sedimentů. Jejich mocnost se pohybuje v rozmezí od desítek centimetrů až do 15 metrů a jsou tvořena laminovanými hnědými, béžovými nebo šedými jíly s občasným výskytem alochtoních rostlinných zbytků.

Jednotlivá tělesa fluvio-deltových sedimentů mají komplikovanou vnitřní stavbu. Můžeme v nich rozlišit čtyři hlavní architekturní prvky, mající své typické umístění uvnitř těles deltových sedimentů, charakteristickou geometrii, omezení vůči okolí, vnitřní stavbu (dílčí architekturní prvky), litofaciální složení a v některých případech i vertikální profil (obr. 2). Každý z těchto hlavních architekturních prvků těles fluvio-deltových sedimentů reprezentuje určitou oblast delty. Jednotlivé litofacie pak reprezentují dílčí sedimentární prostředí těchto oblastí, která se vyznačovala specifickými sedimentárními procesy. Názvy architekturních prvků s heterolitickými litofaciemi mají částečně genetický obsah, z důvodu odlišení litologicky podobných sedimentárních těles vzniklých v deltové plošině a prodeltě.

1. Heterolitické vrstevní komplexy deltové plošiny

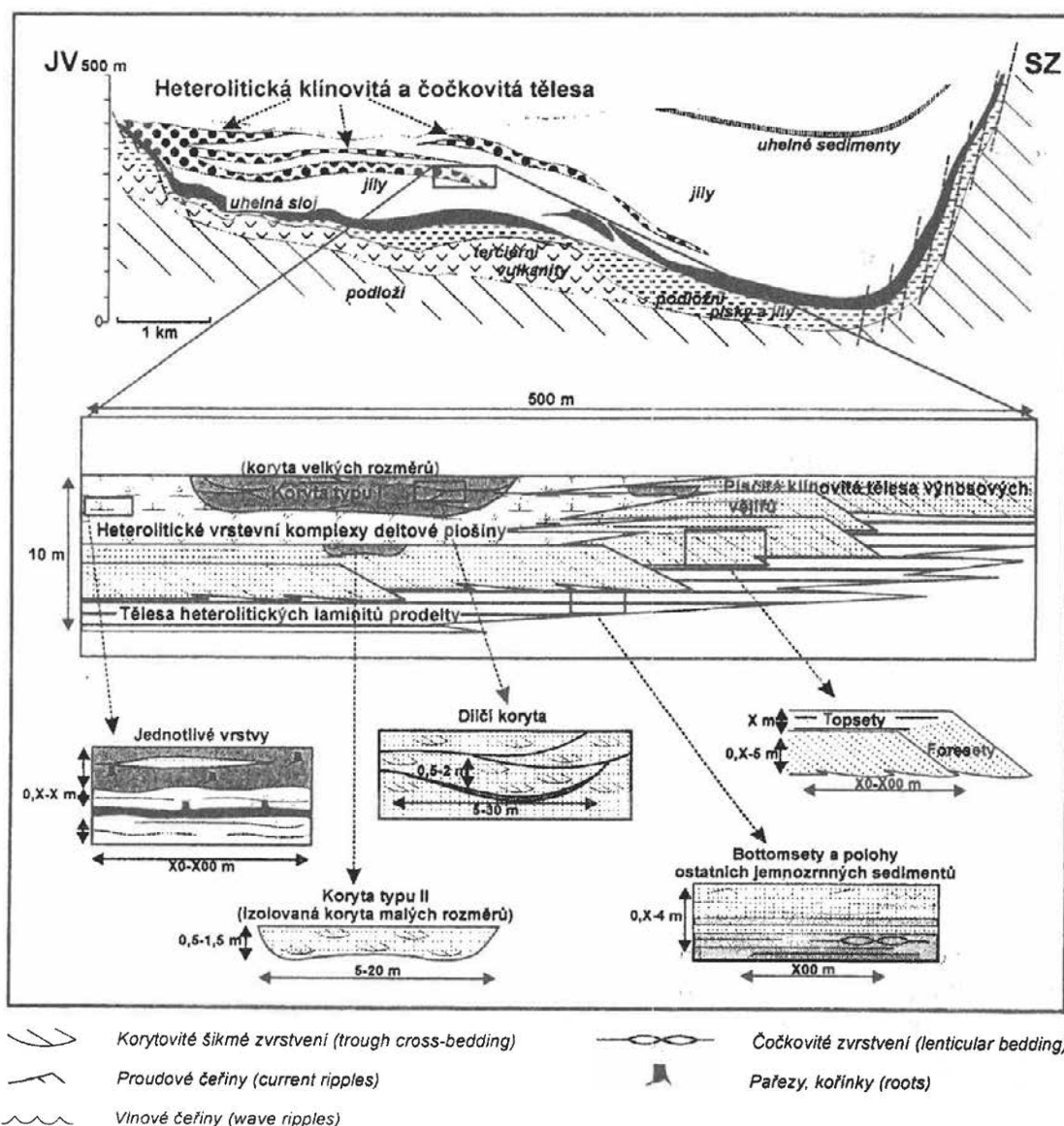
Popis: Jedná se většinou o mnohvrstevné soubory původně horizontálně uložených vrstev, vyznačujících se charakteristickým litologickým složením. V některých případech mohou být reprezentovány i jedinou vrstvou, tvořenou sedimenty jedné litofacie. Tyto většinou mnohvrstevné soubory se vyskytují převážně v nadloží *písečných klínovitých a čočkovitých těles*, ale v některých případech nasedají přímo na *heterolitické laminity* nebo dokonce *jezerní jíly*. Jejich mocnost se pohybuje od několika desítek centimetrů do několika metrů (až desítek metrů) a laterální rozsah dosahuje až několika stovek metrů.

Interpretace: Heterolitické vrstevní komplexy jsou zde interpretovány na základě geometrie, litologie, vertikálního profilu a vztahu vůči ostatním architekturním prvkům jako akumulace sedimentů *deltové plošiny*. Litofacie, jejichž sedimenty tvoří jednotlivé vrstvy a polohy v rámci těchto komplexů, je možné rozdělit na základě přítomnosti autochtonních kořínků rostlin do dvou skupin:

- 1) litofacie s kořínky, mající většinou znaky subaericky odkrytých sedimentů (deformace původních sedimentárních struktur kořínky, pelosideritové konkrce, drobné kluzné plochy, kusový rozpad),
- 2) litofacie bez kořínků, jejichž sedimenty dokazují stálou přítomnost vodního prostředí (zachované oscilační a proudové čeřiny, laminace, atd.).

Na základě této skutečnosti lze usuzovat, že deltová plošina bílinské delty měla *nadvodní a podvodní část*, oddělené březní linií. V některých případech je však velmi obtížné určit, zda dané sedimenty byly nebo nebyly subaericky odkryty, protože podle zbytků kořínků nelze určit, zda se jednalo o rostliny suchozemské nebo vodní, a tudíž nelze s přesností určit, jedná-li se o sedimenty suchozemských prostředí nebo

o sedimenty prostředí příbřežních. Z tohoto důvodu jsou zde za sedimenty nadvodní deltové plošiny považovány všechny sedimenty, obsahující autochtonní kořínky rostlin. K nadvodní deltové plošině jsou tedy řazeny jednak oblasti, které byly stále nebo alespoň většinu času vynořeny nad hladinu jezera a jednak mělké příbřežní oblasti zarostlé vegetací. Podvodní deltovou plošinou je míněna ta část deltové plošiny, která se rozkládala pod volnou jezerní hladinou.



Obr. 2: Hierarchické schéma vyjadřující vzájemné vztahy mezi jednotlivými architekturními prvky bílinské delty.
(Hierarchical scheme showing the relationships between individual architectural elements of the Bílina Delta.)

1.1 Jílovité písky až jíly s kořínky

Popis: Mocnost poloh, tvořených sedimenty této litofacie, se pohybuje od několika desítek centimetrů do několika metrů a jejich laterální rozsah od desítek do prvních stovek metrů. Tyto polohy bývají tvořeny jílovitými, velmi jemnozrnnými písky a prachy s horizontálním, mázdřitým nebo vlnovým zvrstvením, dále bývají tvořeny prachovitými jíly, čočkovitě zvrstvenými nebo laminovanými jemnozrnným pískem nebo prachem (obr. 3A). Časté bývají i polohy, kde se střídají tenké vrstvičky prachovitěho jílu s jemnozrnným pískem nebo prachem. Sedimenty litofacie písků až jílu s kořínky hojně obsahují zuhelnatělé rostlinné zbytky a původní sedimentární struktury bývají deformovány průnikem kořínků.

Interpretace: Litologie a sedimentární struktury dokládají, že tyto sedimenty byly ukládány převážně ze suspenze. Jedná se pravděpodobně o materiál ukládaný v oblastech nadvodní deltové plošiny, porostlých hlavně bylinnou vegetací (převažují drobné kořínky), které byly velmi často zaplavovány během povodní, kdy docházelo k sedimentaci, a vegetace tak neměla dostatek času zcela zničit původní sedimentární struktury. Dalším příkladem prostředí, ve kterém mohlo docházet k ukládání sedimentů této litofacie, by mohly být velice mělké příbřežní oblasti zarostlé vodní vegetací. Může se však jednat i o sedimenty jiných prostředí, které byly později vystaveny vlivu vegetace, například v důsledku poklesu hladiny.

1.2 Kusově rozpadavé prachy a jíly s kořínky

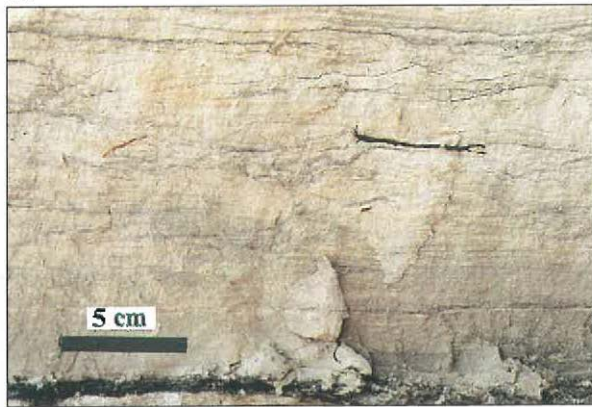
Popis: Polohy sedimentů této litofacie mívají často nerovnou deformovanou bázi, jejich mocnost se pohybuje od prvních desítek centimetrů do několika metrů a laterální rozsah bývá řádově desítky metrů. Nejčastěji jsou tvořeny béžovými nebo šedo zelenými proměnlivě prachovitými jíly až prachy (obr. 3B), méně často pak silně jílovitými velmi jemnozrnnými písky. Tyto sedimenty mají zcela setřeny původní sedimentární struktury a vyznačují se výskytem některých charakteristických znaků půd (Retallack, 1988), jako je kusový rozpad a výskyt zuhelnatělých nebo sideritizovaných kořínků rostlin (obr. 3B), a to nejen bylin, ale i stromů, u kterých bývají zachovány i celé pařezy. Pro jílové polohy je charakteristické mramorování a drobné kluzné plochy, v některých případech se vyskytují drobné pelosideritové konkrce.

Interpretace: Z tohoto důvodu je možné považovat polohy těchto sedimentů za fosilní půdy. Ty vznikaly v těch částech nadvodní deltové plošiny, které nebývaly tak často zaplavovány a původní sediment byl dostatečnou dobu vystaven vlivu rostlin a pedogenním procesům. Prostředí, v němž docházelo k vytváření těchto paleopůd, mělo pravděpodobně charakter lužního lesa, který v oblasti deltové plošiny bílinské delty předpokládá Bůžek et al. (1992).

1.3 Uhelné jíly a uhlí

Popis: Uhelné jíly a uhlí se vyskytují převážně v těsném nadloží nebo uvnitř poloh sedimentů litofacie kusově rozpadavých prachů a jílu s kořínky nebo v nadloží poloh, tvořených sedimenty litofacie písků až jílu s kořínky. Mocnost poloh uhelných jílu a uhlí se pohybuje od několika málo centimetrů až do jednoho metru. Jedná se o velmi tmavé hnědočerné nebo šedočerné jíly s vysokým obsahem zuhelnatělých rostlinných zbytků (listy, kořeny), které v některých případech přecházejí až do uhlí (obr. 3C). Omezení těchto sedimentů vůči podloží nemusí být vždy ostré, to platí i pro

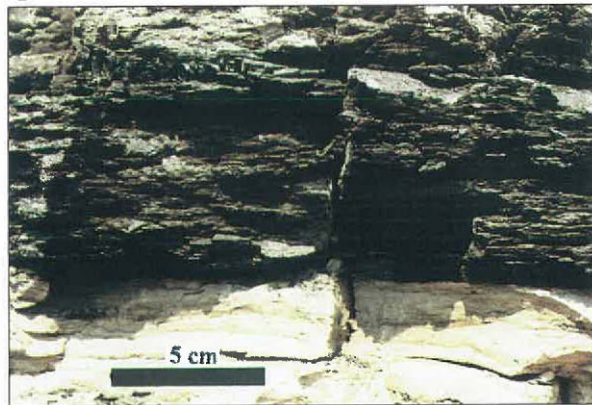
A



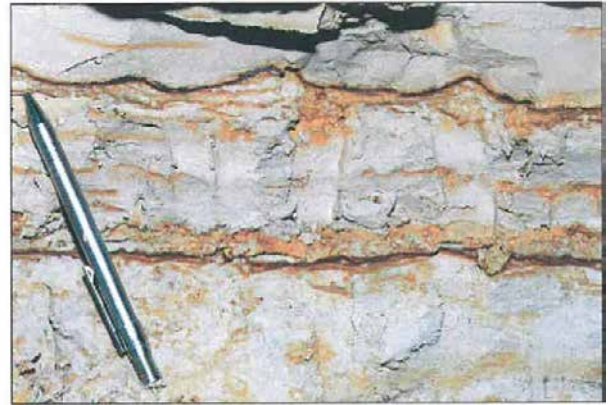
B



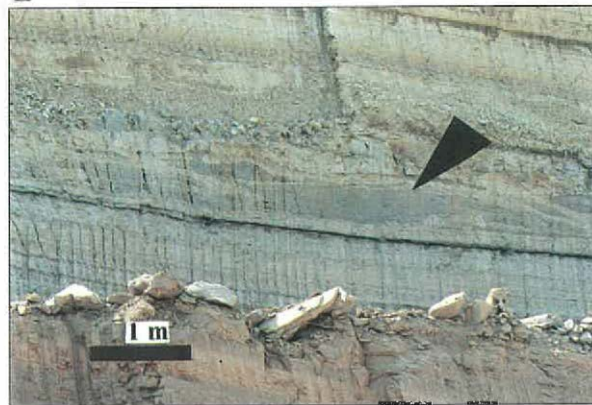
C



D



E



F



G



H



Vysvětlivky k obr. 3:

- A - Písčitéjší sedimenty litofacie jílovitých písků až jílu s kořínky - sedimenty nadvodní deltové plošiny.
(Clayey sands with roots - sediments of subaerial delta plain.)*
- B - Kusově rozpadavé prachy a jíly s kořínky - fosilní půdy nadvodní deltové plošiny.
(Silty clays with roots - palaeosols of subaerial delta plain.)*
- C - Příklad uhelných jílu až uhlí - sedimenty bažin na deltové plošině.
(Example of coaly clays - swamp deposits of the delta plain or its periphery.)*
- D - Příklad jílovitých písků až jílu se zachovanými vlnovými čeřinami - sedimenty pasivní podvodní deltové plošiny.
(Clayey sands to clays - deposits of passive subaqueous delta plain, i.e., area without direct influence of currents.)*
- E - Příklad tělesa homogenních hrubozrnných písků až jemnozrnných štěrků - těleso průvalového vějíře, označeno šipkou.
(Body of homogeneous coarse-grained sands representing a crevasse splay - arrowed.)*
- F - Korytovitě šikmo zvrstvené hrubozrnné písky vyplňující koryto typu II. Jílovité intraklasty leží na bázi koryta.
(Trough cross-bedded coarse-grained sands - infill of an isolated, small-scale channel. Mud intraclasts overlie the bottom of the channel)*
- G - Příklad jílovité výplně koryta typu II (šipky označují jeho spodní a horní hranici) - výplň opuštěného koryta.
(Part of a muddy infill of an abandoned, isolated small-scale feeder channel).*
- H - Nahoře: proudové čeřiny v písčité litofacii topsetů výnosových vějířů - aktivní podvodní deltová plošina; dole: vlnové čeřiny v heterolitické litofacii topsetů - pasivní podvodní deltová plošina.
(Top: current ripples in a sandy topset of a mouth bar - active subaqueous delta plain; bottom: wave ripples of the heterolithic topset facies - passive subaqueous delta plain.)*

omezení vůči nadloží, následují-li *kusově rozpadavé prachy a jíly s kořínky*. Na polohy *uhelných jílu a uhlí* bývá často vázán výskyt zuhelnatělých pařezů stromů.

Interpretace: Sedimenty této litofacie reprezentují rašeliniště, která bývají častou součástí recentních i fosilních delt (Bhattacharya & Walker (1994), Reading & Collinson (1996). V případě bílinské delty se tato rašeliniště mohla vytvářet jednak uvnitř nadvodní deltové plošiny a jednak při jejích okrajích.

1.4 Jílovité písky až jíly

Popis: Mocnost poloh, tvořených sedimenty této litofacie, se pohybuje od prvních desítek centimetrů do 1 až 1,5 metru a laterální rozsah se pohybuje řádově v desítkách metrů. Tyto polohy jsou nejčastěji tvořeny prachovitými jíly až prachy čočkovitě zvrstvenými nebo laminovanými jemnozrnným pískem, který může vytvářet až několikacentimetrové vrstvičky s čeřinovým zvrstvením (obr. 3D). V méně častých případech jsou tvořeny jílovitým velmi jemnozrnným pískem, který bývá čeřinovitě, mázdřítě nebo vlnově zvrstven. Na svrchních vrstevních plochách písčitých a prachovitých poloh jsou často zachovány vlnové čeřiny.

Interpretace: Oblasti, ve kterých docházelo k ukládání těchto sedimentů, se vyznačovaly malou dynamikou sedimentace, jaká mohla být například v meziramenných zálivech nebo v drobných jezírkách na deltové plošině.

1.5 Homogenní hrubozrnné písky až jemnozrnné šterky

Popis: Sedimenty této litofacie vytvářejí tělesa s erozivní nebo ostrou bází, která mají tvar velmi plochých čoček nebo vrstev (obr. 3E). Vyskytují se uvnitř poloh *kusově rozpadavých prachů a jílu s kořínky, písku až jílu s kořínky* a někdy také *jílovitých písku až jílu*. Tato tělesa jsou nejčastěji mocná od prvních desítek centimetrů do 0,5 metru, maximální zjištěná mocnost byla přibližně 1,5 metru. Jejich laterální rozsah se pohybuje od prvních metrů do desítek metrů. Jsou tvořena převážně homogenními nebo korytovitě šikmo zvrstvenými, špatně vytrřiděnými hrubozrnnými písky až jemnozrnnými šterky, méně často pak střednozrnnými nebo jemnozrnnými písky. V některých případech můžeme pozorovat přechod takových čočkovitých těles směrem do stran do tenkých vrstviček, tvořených korytovitě šikmo nebo čeřinovitě zvrstveným střednozrnným, výjimečně až jemnozrnným pískem.

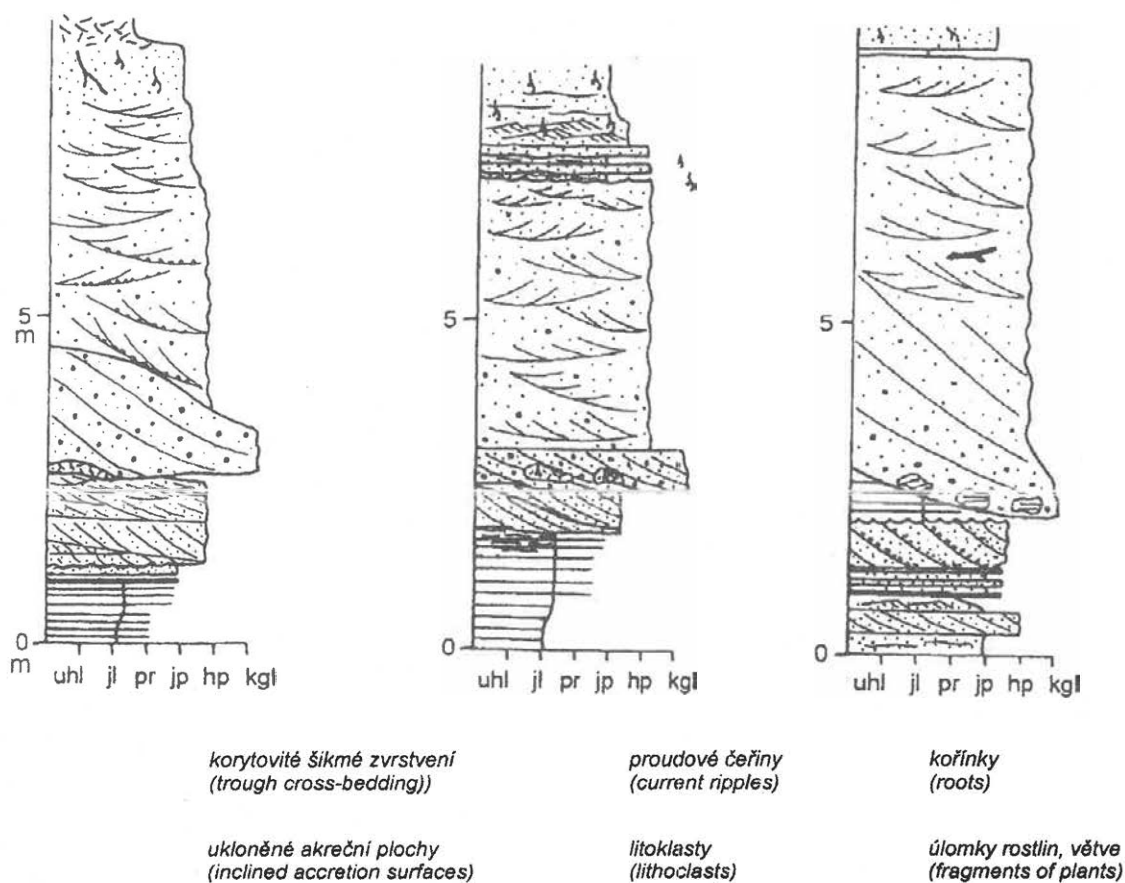
Interpretace: Polohy homogenních hrubozrnných písku až jemnozrnných šterků reprezentují pravděpodobně *průvalové vějíře*, vyskytující se jak v oblasti nadvodní deltové plošiny tak v oblasti plošiny podvodní. Tyto vějíře pravděpodobně vznikaly při protržení břehů říčních koryt během povodní, kdy došlo k vylití říčního proudu do oblasti nadvodní deltové plošiny. Podle litologie můžeme rozlišit *proximální části* průvalových vějířů, nejčastěji tvořené homogenními nebo korytovitě šikmo zvrstvenými hrubozrnnými písky s erozivní bází, které přecházejí do korytovitě nebo čeřinovitě zvrstvených středně- až jemnozrnných písku *distálních částí* průvalových vějířů. Sedimenty této litofacie, které řadíme k sedimentům podvodní deltové plošiny, se vyskytují uvnitř poloh, tvořených sedimenty *litofacie jílovitých písku až jílu*. Reprezentují pravděpodobně *průvalové vějíře*, které zasahovaly z oblasti nadvodní deltové plošiny do oblasti plošiny podvodní.

2. Koryta

Podle velikosti, sedimentární výplně a významu je možné v sedimentárním záznamu bílinské delty rozlišit dva typy koryt různé úrovně v hierarchii architekturních prvků. Zástupci obou typů koryt reprezentují jednotlivé toky *přínosového fluvialního systému delty*, který transportoval sedimentární materiál do pánve.

2.1 Koryta typu I (koryta velkých rozměrů)

Popis: Tato koryta (obr. 4) jsou nejčastěji široká od 50 do 100 metrů (max. zjištěná šířka je 500 metrů), a mocnost jejich sedimentární výplně se většinou pohybuje mezi 3 až 5 metry. Vyskytují se zpravidla uvnitř *heterolitických vrstevních komplexů*, jen vzácně jsou zařazena do *písčitých klínovitých a čočkovitých těles* nebo do *těles heterolitických laminitů*. Tato koryta mívají složitou vnitřní stavbu, jedná se často o soustavu menších koryt nižšího řádu, která se navzájem seřezávají (obr. 5). Sedimentární výplň těchto koryt má charakteristický vertikální profil (obr. 6), ve kterém můžeme rozlišit tři litofacie.



Obr. 6: Příklady litologických profilů dokládajících vertikální změny v litologii výplně koryt typu I.
(Vertical lithological profiles across infill of large-scale feeder channels.)

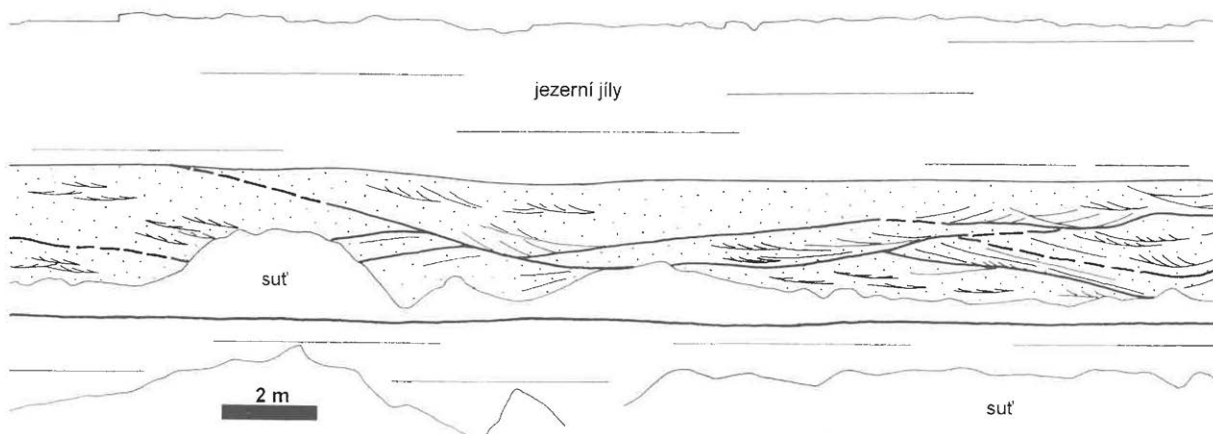
uhl = uhlí (coal); jl = jíla (clay); pr = prach (silt); jp = jemnozrnný písek (fine-grained sand);
hp = hrubozrnný písek (coarse-grained sand); kgl = konglomerát, štěrk (gravel)



Obr. 4 Příklad části koryta typu I. 3. skrývkový řez, srpen 1998.
(Part of a large-scale fluvial feeder channel.)

J

S

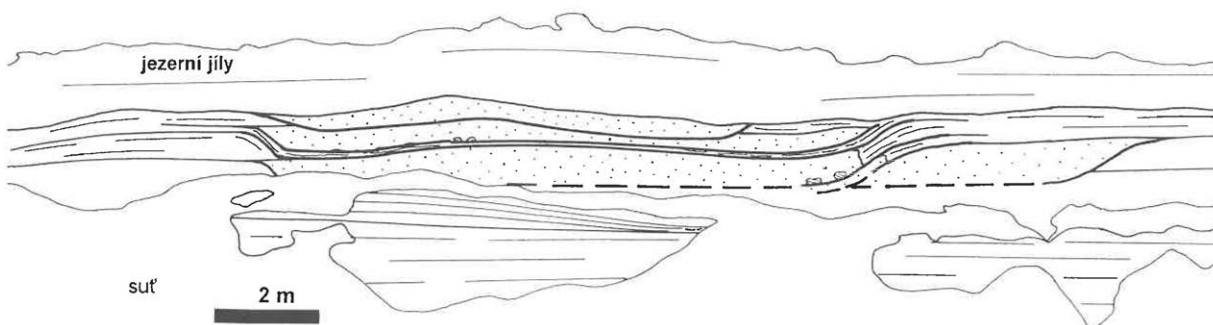


Obr. 5

*Dílčí koryta v rámci koryta typu 1. 2. skryvkový řez, červen 1998.
(Individual subordinate channels within a large-scale fluvial feeder channel.)*

J

S



Obr. 7

*Skupina několika koryt typu II zaříznutých do sedimentů deltové plošiny. 3. řez, květen 1997.
(Group of small-scale fluvial feeder channels incised into delta-plain deposits.)*

Na spodní partie koryt jsou vázány **hrubozrnné písky (až štěrky) s mírně ukloněnou stratifikací** se sklonem jednotlivých vrstviček okolo 15°. Při bázi poloh těchto sedimentů se hojně vyskytují závalky jílu, které mívají v průměru až několik desítek centimetrů.

Sedimenty této litofacie často přecházejí směrem do nadloží do **korytovitě šikmo zvrstvených střednězrnných písků**, s laterálním rozsahem jednotlivých struktur od prvních desítek centimetrů až do 3 metrů a mocností od 5 centimetrů do 1 metru. V nejsvrchnějších partiích mohou být tyto sedimenty až čeřinovitě zvrstveny. Častým případem je výskyt zuhelnatělých kmenů a větví stromů.

Diametrálně odlišná je **litofacie jílu**, do které řadíme laminované prachovité jíly až planárně zvrstvené jílovité jemnozrnné písky. Tyto sedimenty tvoří tenké konkávně prohnuté proplástky, zvýrazňující často dílčí koryta.

Interpretace: Koryta typu I pravděpodobně reprezentují dosud *nerozvětvený říční tok* nebo *široká říční ramena*, která se pravděpodobně dále větvila. Zjištěná šířka těchto koryt většinou udává pouze šířku řečiště a ne šířku konkrétního koryta, neboť je možné v rámci některých koryt vyčlenit dílčí menší koryta (obr. 5). Břehy koryt typu I nebyly pravděpodobně příliš stabilní, neboť jsou v sedimentární výplni časté závalky okolních hornin, které tyto břehy tvořily. Mírně diagonálně stratifikované hrubozrnné písky pravděpodobně sedimentovaly laterální akrecí na jesepech nebo bocích příbřežních barů. Korytovitě šikmo zvrstvené střednězrnné písky reprezentují akrecí po proudu uložený sediment, transportovaný po dně ve formě menších dun a velkých čeřin, které po sobě migrovaly ve směru proudu. Sedimenty jílovité litofacie sedimentovaly během období klidné sedimentace, kdy bylo koryto dočasně opuštěné. Na základě porovnání litofacií a geometrické stavby koryt typu I například s vlastnostmi výplně koryt, uvedených v klasifikačním schématu Ortona a Readinga (1993), je možné zařadit předpokládané řeky mezi divočíci.

2.2 Koryta typu II (izolovaná koryta malých rozměrů)

Popis: Typ II představují menší mělká koryta (obr. 7), stejné hierarchické úrovně jako dílčí koryta v rámci koryt typu I, vyskytující se převážně ve svrchních partiích *písčitých klínovitých a čočkovitých těles* nebo v rámci *heterolitických vrstevních komplexů*. Koryta typu II jsou široká od 5 do 20 metrů a jejich hloubka se pohybuje nejčastěji od 0,5 do 1,5 metru. V sedimentárním záznamu můžeme někdy pozorovat několik takových koryt těsně nad sebou (obr. 7). V rámci sedimentární výplně koryt tohoto typu je možné rozlišit dvě litofacie: *písčitou* a *jílovitou*.

Písčitou litofacií představují korytovitě šikmo zvrstvené hrubozrnné písky, které v některých případech přecházejí směrem do nadloží do střednězrnných, výjimečně až jemnozrnných korytovitě zvrstvených písků (obr. 3F). Velmi hojně jsou v akumulacích těchto sedimentů zuhelnatělé zbytky větví stromů a jílové závalky na bázi koryt.

Jílovitou litofacií reprezentují planárně zvrstvené jílovité prachy, které jsou často zvrstveny tenkými vrstvičkami prachovitého jílu, v některých případech je výplň dokonce tvořena prachovitými jíly s laminami jemnozrnného písku a prachu (obr. 3G).

Interpretace: Koryta typu II náleží pravděpodobně říčním ramenům, do kterých se větvil říční tok nebo širší ramena reprezentovaná některými koryty typu I, a ústila většinou již přímo do jezera. Této interpretaci nasvědčují malé rozměry těchto koryt oproti korytům typu I a jemnozrnnější sedimentární výplň. Dalším důkazem by mohla

být jejich lokalizace, neboť v některých případech se vyskytují uvnitř poloh sedimentů aktivní podvodní deltové plošiny, to znamená, že říční rameno bylo v takovém případě v přímém kontaktu s jezerem. Sedimenty jílovité litofacie představují období klidné sedimentace ze suspenze, kdy bylo koryto opuštěno říčním proudem a sloužilo jako záliv. Přecházejí-li tyto sedimenty do sedimentů pasivní podvodní deltové plošiny, došlo pravděpodobně k zatopení části nadvodní deltové plošiny včetně koryta relativním zdvihem hladiny. Tyto skutečnosti opět nasvědčují tomu, že tato říční ramena ústila přímo do jezera.

3. Písčité klínovité tělesa výnosových vějířů

Popis: Tato tělesa mají v příčném řezu převážně čočkovitý tvar a v rámci těles fluvio-deltových sedimentů se jich může vyskytovat několik vedle sebe nebo i nad sebou. Jejich mocnost se pohybuje od 1 do 5 metrů a šířka od několika desítek do prvních stovek metrů.

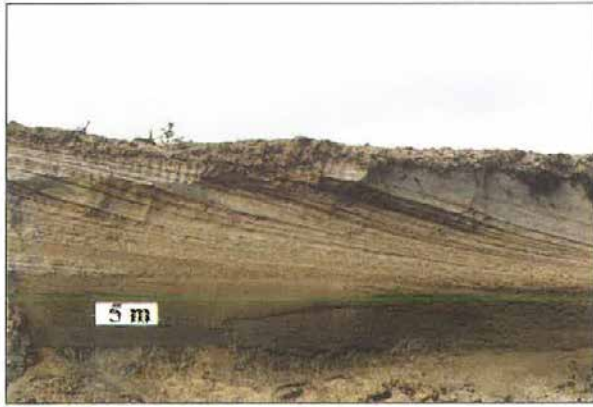
Interpretace: Vzhledem k jejich tvaru a vztahu vůči ostatním architekturním prvkům těles fluvio-deltových sedimentů jsou zde tato tělesa interpretována jako *výnosové vějíře*, formující se na koncích jednotlivých říčních ramen (reprezentovaných koryty typu II) ústících do jezera. Tyto výnosové vějíře představují hlavní akumulace písčitého materiálu v bílinské deltě. Na základě vnitřní stavby je možné rozlišit dva typy těchto výnosových vějířů. Prvním typem jsou vějíře, ve kterých je možné rozlišit dva dílčí architekturní prvky, horizontálně uložené *topsety*, reprezentující převážnou část podvodní deltové plošiny, a diagonálně uložené *foresety*, jejichž sedimenty se ukládaly na čele výnosových vějířů - na čele delty. Sklon jednotlivých lamin *foresetů* činí nejčastěji 30° a do podloží tangenciálně přecházejí do heterolitických lamin (obr. 8A) nebo na ně ostře nasedají (obr. 8B). Jen výjimečně mají erozní bázi. Vějíře tohoto typu můžeme označit jako vějíře s tzv. *gilbertovským profilem* (Postma, 1990), které vznikaly v místech, kde hloubka jezera byla větší než hloubka říčního ramene a mohlo tak dojít k vytvoření strmých *foresetů* (obr. 9A). Vějíře druhého typu jsou tvořeny pouze horizontálně uloženými až mírně ukloněnými vrstvami podobnými *topsetům* u předešlého typu, to znamená, že vějíře tohoto typu neměly strmě ukloněné čelo. Tyto vějíře se vytvářely ve velmi mělkém prostředí, kde se hloubka přínosového kanálu přibližně rovnala hloubce jezera, a tudíž nebylo možné, aby se v daném místě vytvořilo strmé čelo delty, které ke svému vývoji potřebuje určitý výškový rozdíl. Čelo delty mělo v takovém případě charakter podvodní deltové plošiny a v sedimentárním záznamu proto není možné rozlišit sedimenty podvodní deltové plošiny od sedimentů čela delty. Výnosové vějíře tohoto typu je možné, analogicky k podobným deltám definovaným Postmou (1990), označit jako výnosové vějíře a subdelty s tzv. *mělkovodním profilem* (obr. 9B). Na složení výnosových vějířů se podílí celkem 8 litofacií.

litofacie výnosových vějířů s gilbertovským profilem:

3.1 Písčité litofacie *topsetů*

Popis: Tato litofacie je reprezentována korytovitě šikmo zvrstvenými, převážně hrubozrnnými a střednězrnnými písky, méně často pak písky jemnozrnnými s čeřinovým zvrstvením, výjimečně můžeme pozorovat šplhavé čeřiny (obr. 3H). V ideálním případě mají mocnější *topsety* směrem do nadloží hrubnoucí tendenci.

A



B



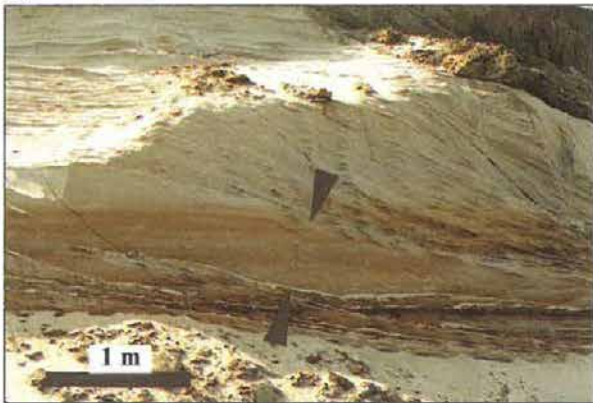
C



D



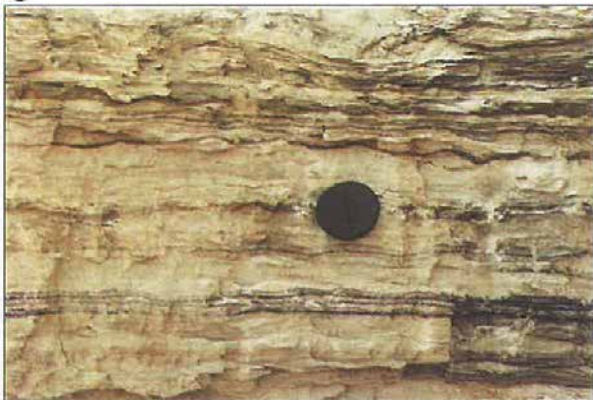
E



F



G

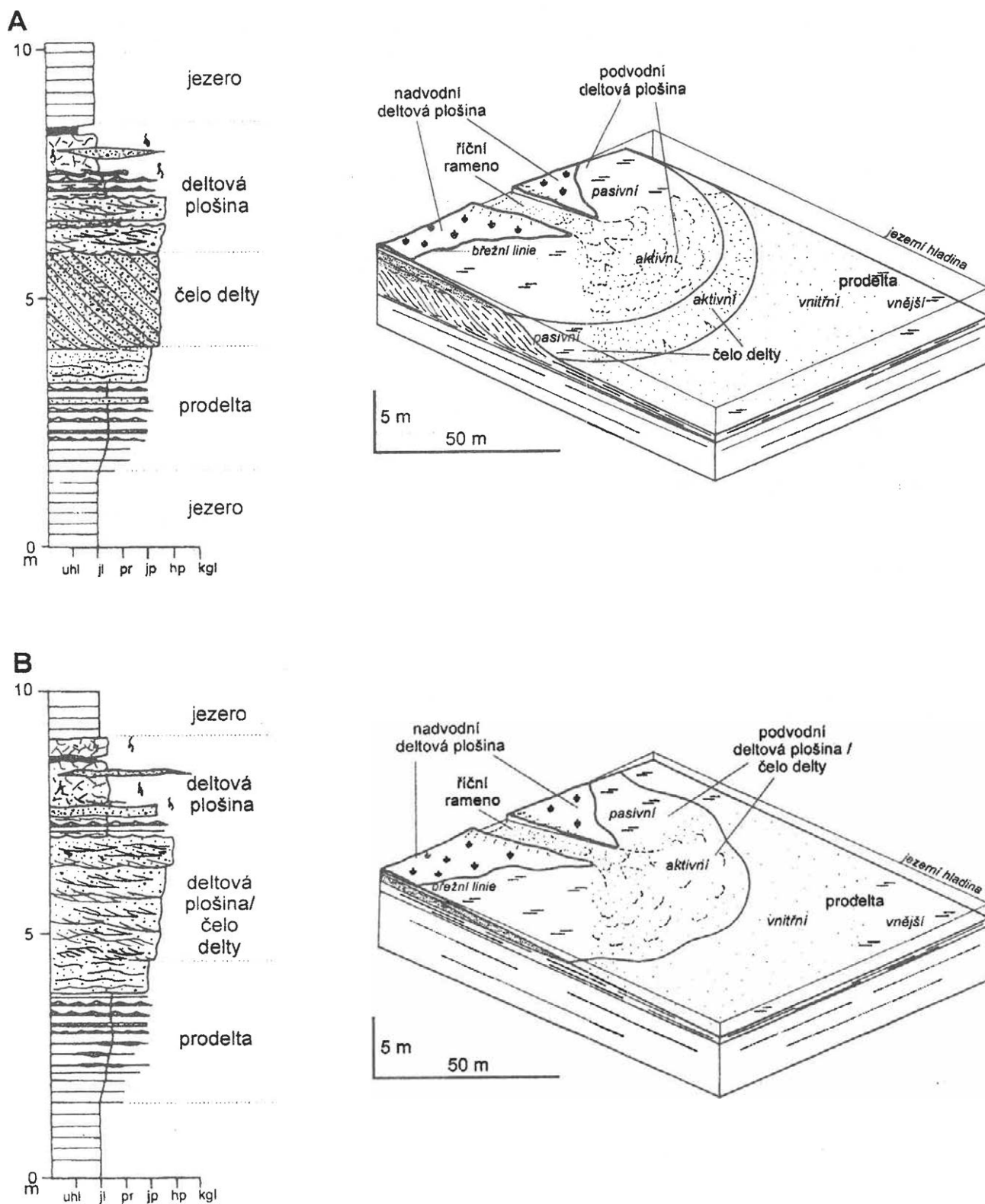


H



Vysvětlivky k obr. 8

- A - *Tangenciální přechod lamin foresetu do bottomsetu. 1. skryvkový řez, září 1997.*
(*Tangential transition of foreset laminae into a bottomset.*)
- B - *Ostrý kontakt mezi foresetem a bottomsetem. 5. skryvkový řez, červen 1998).*
(*Example of sharp contact between foreset and bottomset strata.*)
- C - *Detail lamin písčitého foresetu s inverzní gradací - sedimenty aktivního čela delty.*
(*Inversely-graded sandy foreset laminae - active delta front.*)
- D - *Příklad backsetu vyplňujícího erozní výmol v písčitém foresetu, vyznačeno šipkami.*
(*Scour-filling backset interbedded with the foreset strata - arrowed.*)
- E - *Těleso homogenních písků s erozivní bází vznikl gravitačním kolapsem části čela delty, vyznačeno šipkami.*
(*Body of sharp-based, homogeneous sand, representing a gravity deposit on the mouth barslope - arrowed.*)
- F - *Příklad jílovitých proplástek uvnitř foresetu (heterolitická litofacie foresetů) - sedimenty pasivního čela delty.*
(*Example of clayey drapes (arrowed) in a sandy foreset, representing sedimentation from suspension on a passive delta front.*)
- G - *Příklad písčitých sedimentů řazených k heterolitickým laminitům - vnitřní prodelta.*
(*Flaser-bedded clayey sands and wavy-bedded silty clays of proximal prodelta.*)
- H - *Příklad jílovitých heterolitických laminitů - vnější prodelta.*
(*Silty clays laminated by fine sands, representative of the distal prodelta*)



Obr. 9: A - model výnosového vějíře s tzv. gilbertovským profilem
(model of a Gilbert-type mouth bar)
B - model výnosového vějíře s mělkovodním profilem
(model of a mouth bar with a shoal-water profile)

Polohy těchto sedimentů mají ostrou nebo erozivní bázi, jejich mocnost se nejčastěji pohybuje od několika desítek centimetrů do 1,5 metru a laterální rozsah od desítek do prvních stovek metrů.

Interpretace: Tyto sedimenty se ukládaly pravděpodobně v oblastech silně ovlivňovaných prouděním, neboť korytovité šikmé zvrstvení dokazuje, že sediment byl transportován trakcí po dně ve formě proudových čeřin ze zvlněnými hřbety. Zmenšování velikosti korytovitého zvrstvení a objevující se známky šplhání čeřin jsou projevem slábnutí proudu a s tím spojeného zvyšování relativního podílu sedimentace ze suspenze. K sedimentaci těchto sedimentů docházelo v tzv. **aktivních oblastech podvodní deltové plošiny**, které byly ovlivňovány vyznívajícím říčním proudem.

3.2 Heterolitická litofacie topsetů

Popis: Jedná se nejčastěji o prachovité jíly až prachy čočkovitě zvrstvené nebo laminované jemnozrnným pískem, který může vytvářet až několik cm mocné vrstvičky s čeřinovým zvrstvením (obr. 3H). Dále jsou do této litofacie řazeny jílovité velmi jemnozrnné písky, které bývají čeřinovitě, mázdřitě nebo vlnově zvrstveny. Na horních vrstevních plochách písčitých a prachovitých poloh jsou často zachovány vlnové čeřiny. Mocnost poloh této litofacie se pohybuje od prvních centimetrů do desítek centimetrů a laterální rozsah se pohybuje v desítkách metrů.

Interpretace: Heterolitická litofacie topsetů je reprezentována výrazně jemnozrnnějšími sedimenty než litofacie písků, to znamená, že prostředí, ve kterém se ukládaly její sedimenty mělo nižší dynamiku než *aktivní oblasti podvodní deltové plošiny* reprezentované písčitou litofacií, a že proud, přinášející sediment, měl malou kompetenci, tudíž nebyl schopen transportovat hrubší materiál. Jednalo se o tzv. **pasivní oblasti podvodní deltové plošiny**, které byly reprezentovány **zálivy na deltové plošině a oblastmi mezi březní linií a okraji aktivních oblastí**. Sedimenty pasivních oblastí se zjemňují směrem od hranic s oblastmi aktivními v důsledku poklesu kompetence proudu.

3.3 Písčítá litofacie foresetů

Popis: Tato litofacie (obr. 8A-C) je reprezentována především střednězrnnými písky, méně často pak písky jemnozrnnými nebo hrubozrnnými. Mocnost jednotlivých diagonálně uložených lamin se nejčastěji pohybuje v rozmezí od 0,5 do 3 centimetrů a jejich vnitřní stavba má inverzní gradaci (obr. 8C) nebo je homogenní, časté je i nahromadění větších klastů při bázi foresetů (ve spodních částech lamin). Laminy foresetů tangenciálně přecházejících do bottomsetů mohou dosahovat mocnosti až okolo 5 centimetrů a jejich vnitřní stavba má v ideálním případě pozitivní gradaci.

Interpretace: Písčítá litofacie foresetů zahrnuje sedimenty, které ke svému transportu do oblasti čela delty potřebovaly proud s vysokou kompetencí. Tento sediment byl v oblasti čela delty distribuován a ukládán různými mechanismy, na které je možné usuzovat podle vnitřních struktur jednotlivých diagonálně uložených lamin až vrstev. Inverzní gradace, vyskytující se uvnitř většiny lamin dokazuje, že sediment byl v takových případech transportován po svahu čela delty zrnotokem (grain flow), během kterého docházelo k vypuzování větších zrn vzhůru disperzním tlakem (např. Nemec, 1990) a k propadávání menších zrn mezi většími. K tomuto způsobu sedimentace docházelo s největší pravděpodobností během období zvýšené vodnosti přitékající řeky,

kdy bylo na hranu mezi aktivní podvodní deltovou plošinou a čelem delty přinášeno velké množství materiálu, který sjížděl po svahu čela delty v podobě úzkých lavinovitých jazyků. Homogenní struktura jednotlivých lamin pravděpodobně vznikala v případě, kdy proud nepřinášel na hranu čela delty tak velké množství materiálu a jednotlivá zrna sedimentu se kutálela po svahu čela delty dolů (grain fall). Zvláště typické je pro tento mechanismus sedimentace nahromadění hrubších zrn ve spodních částech jednotlivých lamin. Pozitivní gradace, vyskytující se v laminách foresetů tangenciálně přecházejících do bottomsetů, dokládá v oblasti čela delty sedimentaci z turbiditních proudů. Písčité foresety se v sedimentárním záznamu bílinské delty vyskytují vždy v podloží sedimentů písčité litofacie topsetů (jsou-li vyvinuty), v některých případech je patrný i přechod mezi těmito litofaciemi, to znamená, že oblasti čela delty, kde docházelo k sedimentaci foresetů, tvořených písčitou litofacií, navazovaly na *aktivní oblasti podvodní deltové plošiny*, a je proto možné je označit jako *aktivní oblasti čela delty*.

3.4 Litofacie backsetů

Popis: Litofacii backsetů reprezentují polohy písků o stejné zrnitosti jako písky foresetů, vyznačující se diagonální stratifikací, jejíž sklon je opačný vůči sklonu foresetů. Sedimenty této litofacie vyplňují erozní výmoly o rozměrech desítek centimetrů až prvních metrů, vyskytující se uvnitř písčitých foresetů nebo při jejich bázi (obr. 8D).

Interpretace: Tyto struktury vznikají v případech, kdy dojde k vytvoření tzv. hydraulického skoku proudu kopírujícího svah čela delty, na nějaké nerovnosti vytvořené např. erozí. Tento jev se projeví prudkým poklesem rychlosti proudu v místě přechodu ze superkritického do subkritického proudu a sedimentací, během které přirůstají laminy sedimentu proti směru proudu, tedy proti svahu čela vějíře (srovnej např. Nemec, 1990; Massari, 1996).

3.5 Litofacie homogenních písků

Popis: Tato litofacie je reprezentována písky stejné zrnitosti jako písky okolních foresetů. Její sedimenty se vyskytují ve formě čoučkovitých těles s erozivní bází, o mocnosti několik desítek centimetrů a průměrné délce 1 až 2 metry, vázaných výhradně na spodní části foresetů nebo na jejich bázi (obr. 8E).

Interpretace: Tato tělesa reprezentují drobné skluzy, ke kterým došlo kolapsem části čela delty. Nasvědčuje tomu jednak homogenní stavba a jednak erozivní báze, která je často pokračováním erozní plochy uvnitř těles foresetů.

3.6 Heterolitická litofacie foresetů

Popis: Tuto litofacii reprezentují polohy jemného sedimentu, mocné od 1 do 30 centimetrů, které bývají tvořeny planárně zvrstveným jílovitým, velmi jemnozrnným pískem až prachem, dále pak střídajícími se vrstvičkami jemnozrnného písku a prachovitého jílu nebo bývají tvořeny pouze laminovaným prachovitým jílem. Tyto polohy vytvářejí uvnitř těles foresetů tenké proplásky, které Flores (1990) označil jako *interforesety* (obr. 8F), nebo od sebe jednotlivá tělesa oddělují. Směrem do nadloží přecházejí sedimenty heterolitické litofacie foresetů do heterolitických poloh topsetů

a směrem do podloží přecházejí do heterolitických laminitů, vyskytujících se na bázi výnosových vějířů.

Interpretace: Heterolitická litofacie foresetů představuje sedimenty, které sedimentovaly ze suspenze v prostředí s výrazně nižší dynamikou než sedimenty písčité litofacie, jak dokládá planární stratifikace písčitých poloh a laminace jílových poloh heterolitické litofacie. V sedimentárním záznamu navazují polohy heterolitické litofacie foresetů na sedimenty *pasivních oblastí podvodní deltové plošiny*, proto je možné označit oblasti čela delty, kde jílovitá facie sedimentovala, jako *pasivní oblasti čela delty*, které se trvale nebo jen dočasně nacházely mimo dosah proudu, transportujícího hrubý materiál.

litofacie výnosových vějířů s mělkovodním profilem:

3.7 Písčité litofacie výnosových vějířů s mělkovodním profilem vykazuje stejné znaky jako *písčité litofacie topsetů*. Oblast, ve které docházelo k ukládání sedimentů této litofacie, měla pravděpodobně velice podobný charakter jako aktivní oblast podvodní deltové plošiny výnosových vějířů s gilbertovským profilem, s tím rozdílem, že směrem do pánve nepřecházela do strmě ukloněného čela delty, ale přímo do oblasti sedimentace heterolitických laminitů. Z tohoto důvodu můžeme oblast výnosových vějířů s mělkovodním profilem kde sedimentovaly sedimenty písčité litofacie považovat z části za *aktivní oblast podvodní deltové plošiny* a z části za *aktivní oblast čela delty*. Hranici mezi těmito dvěma prostředními však není možné stanovit.

3.8 Heterolitická litofacie výnosových vějířů s mělkovodním profilem odpovídá po všech stránkách heterolitické litofacii topsetů.

Analogicky k interpretaci písčité litofacie můžeme tvrdit, že sedimenty heterolitické litofacie se ukládaly v *pasivní oblasti podvodní deltové plošiny* a *pasivního čela delty* výnosových vějířů s mělkovodním profilem.

4. Tělesa heterolitických laminitů prodelt

Popis: Jedná se o původně téměř horizontálně uložená vrstevní tělesa, vyskytující se většinou v podloží písčitých klínovitých a čočkovitých těles. Mocnost těchto těles může dosahovat až 4 metrů a šířka až několika set metrů. Vzhledem k častým plynulým změnám litologie v laterálním i vertikálním směru jsou brány tyto sedimenty jako zástupci jedné litofacie. Nejhrubší partie jsou tvořeny jílovitými jemnozrnnými písky, čeřinovitě (proudové a vlnové čeřiny) nebo horizontálně zvrstvenými. Zvrstvení bývá zvláště jílými mázdrami nebo mázdrami uhelného detritu (obr. 8G). V některých případech je u čeřin patrné šplhání. Směrem do stran a do podloží se objevují jílovité vrstvičky (vlnové zvrstvení), které postupně nabývají na mocnosti a začínají se střídát se stále se ztenčujícími vrstvičkami čeřinovitě nebo horizontálně zvrstveného jemnozrnného písku. Nejjemnější sedimenty jsou reprezentovány prachovitými jíly, čočkovitě zvrstvenými nebo laminovanými velmi jemnozrnným pískem a prachem (obr. 8H).

Interpretace: Heterolitické laminity reprezentují sedimenty, ukládané nejdále od ústí říčních ramen v oblasti *prodelt*. Ty sedimenty, které jsou v těsném podloží foresetů výnosových vějířů, a u kterých je možné prokázat genetickou návaznost na tyto foresety, je možné označit jako bottomsety jednotlivých vějířů. Ostatní sedimenty prodelt se do oblasti své sedimentace mohly dostat jinou cestou než říčními rameny přes jednotlivé výnosové vějíře, a to např. během povodní, kdy byla zaplavena

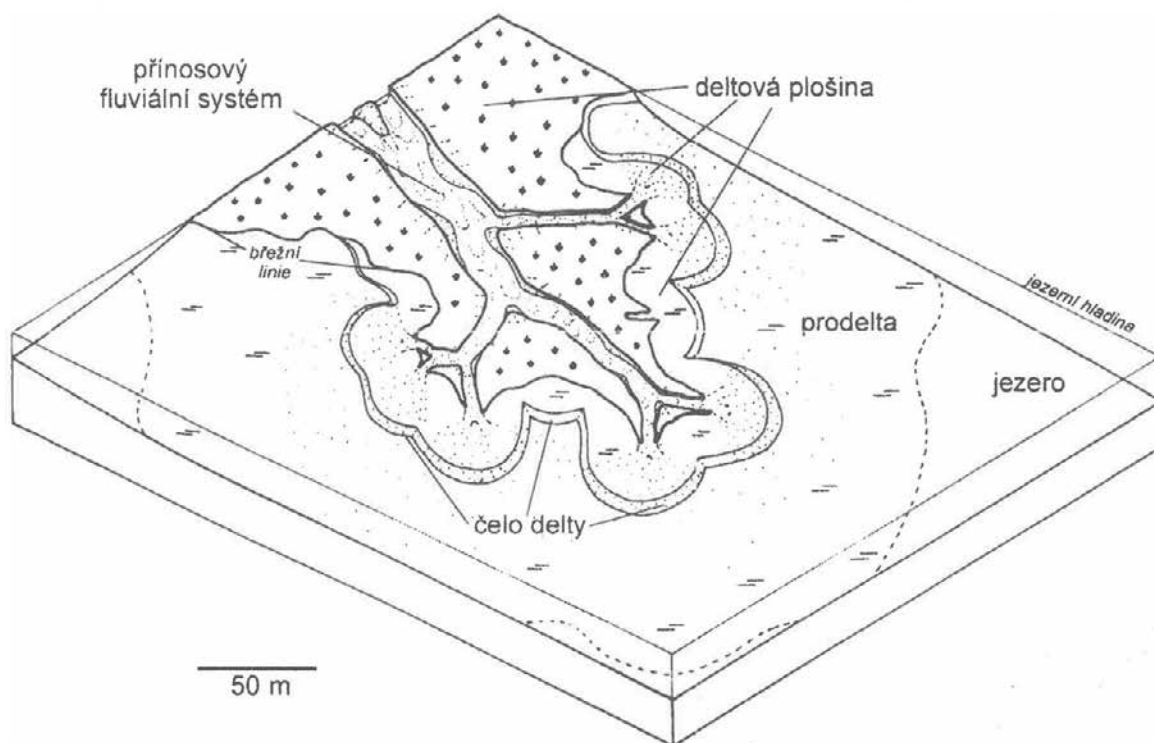
i nadvodní deltová plošina. Jemnozrnnost a horizontální stratifikace sedimentů prodelty a výskyt šplhavých čerin u písčitých poloh nasvědčuje tomu, že přinášený materiál v oblasti prodelty sedimentoval především ze suspenze. Tenké písčité vrstvičky v rámci bottomsetů, které mají ve vzácných případech pozitivní gradaci, podobně jako uvádí např. Flores (1990), mohou představovat turbidity. Podle litologie můžeme prodeltu bílinské delty arbitrárně rozdělit na *vnitřní* a *vnější*, přičemž v sedimentech *vnitřní prodelty* převažuje písek nad jílem a v sedimentech *vnější prodelty* převažuje jíl. Hranice mezi sedimenty prodelty a jezerními sedimenty je arbitrárně kladena do místa vymizení písčitých lamin.

Model bílinské delty

Tělesa fluvio-deltových sedimentů, popsaná v předešlé části, se sice vyskytují v různých stratigrafických úrovních, ale na základě studia fotomozaik, zachycujících vzájemné vztahy jednotlivých těles, je možné říci, že v některých případech bylo několik deltových těles aktivních současně (obr.10). To znamená, že tato tělesa reprezentují jednotlivé deltové laloky, podobné těm, které jsou vyvinuty u recentních delt s dominancí fluviálních procesů jako je např. delta Mississippi. V anglicky psané literatuře (např. Bhattacharya & Walker, 1994) se takový typ označuje termínem *elongate river-dominated delta*, *dendritic delta* nebo „*birdfoot delta*...”. Jednotlivé deltové laloky vznikaly progradací dílčích delt (subdelt). Vnitřní stavba většiny deltových těles ukazuje, že tyto subdelty měly několik výnosových vějířů, v důsledku laterální migrace jednotlivých ústí říčních ramen nebo v důsledku existence více ramen v rámci jedné subdelty. Směry progradace studovaných výnosových vějířů se pohybují v širokém intervalu od jihu až k východu a tudíž je možné se domnívat, že sedimentární materiál delty byl přinášen přibližně od jihovýchodu. Toto zjištění však nemusí být v rozporu s názorem Hurníka (1959), že přínos materiálu byl generelně od jihu, neboť skryvkové řezy dolu Bílina umožňují studium pouze části sedimentárního záznamu bílinské delty.

Hloubka jezera se v okolí delty nejčastěji pohybovala okolo 2 až 3 metrů a je možné ji přibližně určit podle mocnosti poloh foresetů, ke které připočítáme hloubku vody v oblasti podvodní deltové plošiny, která se pohybovala řádově v desítkách centimetrů, neboť nemohla být větší než hloubka koryt typu II. V místech, kde se vytvářely vějíře s mělkovodním profilem, se tato hloubka pohybovala kolem jednoho metru.

Podle charakteru litofacií je možné rekonstruovat distribuci zrnitostních frakcí přinášeného materiálu v oblasti bílinské delty. Převážná většina materiálu byla přinášena fluviálním systémem pravděpodobně během období zvýšené vodnosti, neboť sedimentární záznam dílčích sedimentárních prostředí vykazuje známky epizodické sedimentace. V obdobích povodní byla pravděpodobně značná část nadvodní deltové plošiny zaplavena a docházelo na ní k sedimentaci části jemného materiálu, transportovaného v suspenzi. Hrubý materiál byl v oblasti nadvodní deltové plošiny ukládán pouze v podobě průvalových vějířů. Většina materiálu byla transportována do ústí jednotlivých říčních ramen, kde byl hrubý materiál ukládán ve formě výnosových vějířů a jemný materiál sedimentoval ze suspenze v oblasti prodelty nebo v oblastech pasivní podvodní deltové plošiny a pasivního čela delty, tj. na opuštěných výnosových vějířích, ležících mimo vliv hlavního proudu.



Obr. 10: Hypotetický model bílinské delty.
Hypothetical model of the Bílina Delta.

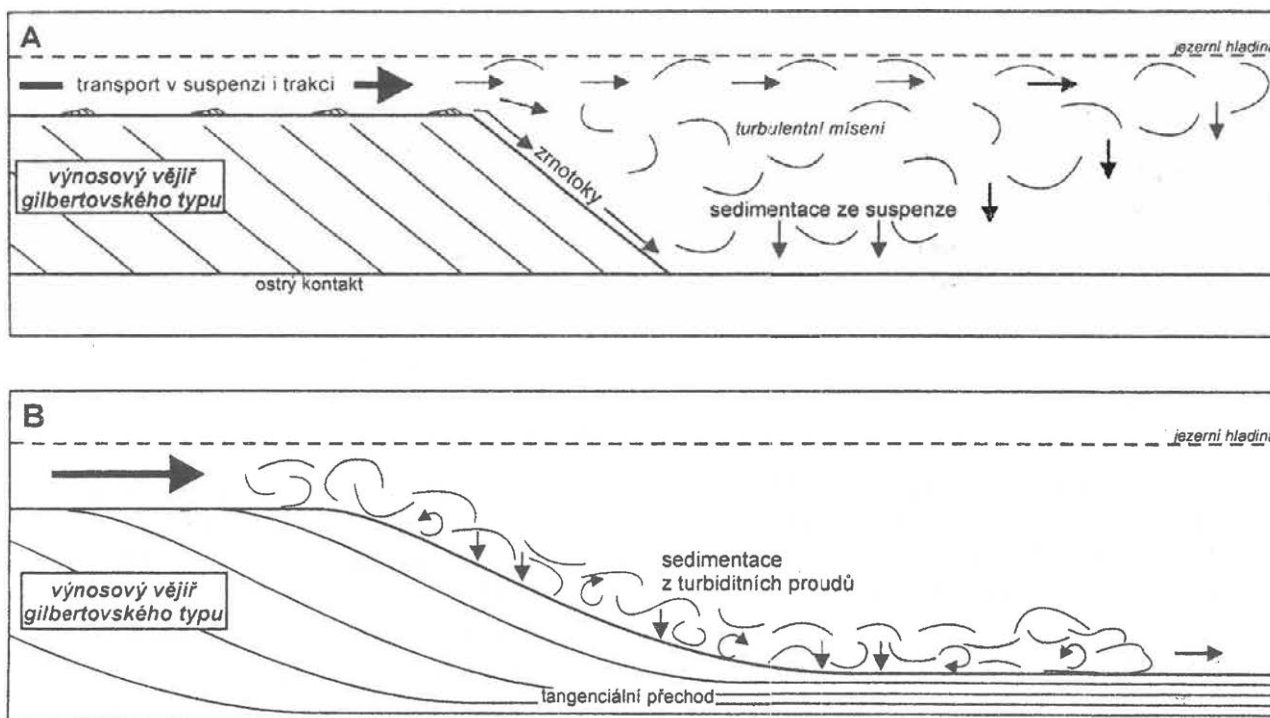
Podle vnitřních struktur těles jednotlivých výnosových vějířů je možné rekonstruovat i hydrodynamické podmínky jejich vzniku, které panovaly v ústí jednotlivých říčních ramen. Hlavním faktorem, ovlivňujícím tyto hydrodynamické podmínky, je způsob interakce mezi přitékající říční vodou a vodou nádrže, který záleží na jejich hustotním rozdílu (např. Orton & Reading, 1993; Allen, 1997). Vzhledem k tomu, že jezero bylo v oblasti ústí říčních ramen vlivem stálého ředění přitékající říční vodou pravděpodobně sladkovodní, lze předpokládat, že říční voda měla stejnou hustotu jako voda jezerní, a tudíž v období normálního stavu vody nebo mírně zvýšené vodnosti, vtékala do jezera ve formě tzv. *setrvačného homopyknického proudu* (obr. 11A). V případě povodní, kdy říční voda transportovala značné množství materiálu v suspenzi, měla vyšší hustotu než jezerní voda a s největší pravděpodobností vtékala do jezera v podobě *hyperpyknického proudu* (obr. 11B). V sedimentárním záznamu můžeme tyto hydraulické podmínky rozlišit podle vztahu bottomsetů a foresetů.

V případě homopyknického proudu docházelo vlivem silné turbulence k ukládání hrubého materiálu v aktivní oblasti čela delty, zatímco jemný materiál se dále držel ve vznosu a k jeho sedimentaci docházelo v oblasti prodelta a dále v jezeře vypadáváním jednotlivých částic ze suspenze. V sedimentárním záznamu se tento způsob sedimentace projevuje jako polohy foresetů s převážně ostrou bází, které nepřecházejí pozvolna do bottomsetů (obr. 8B). Sedimentace na foresetech se totiž odehrávala převážně formou zrnoků, které se u paty svahu zastaví (tzv. zamrznutí,

frictional freezing) a nemohou proto vytvořit souvislou laminu tangenciálně přecházející do bottomsetu.

V případě hyperpyknického proudu byl hrubozrnný i jemnozrnný materiál transportován při dně. Hrubý materiál byl poté ukládán na čele delty, kdežto jemnější materiál sedimentoval z turbiditních proudů pokračujících do oblasti prodelt. V sedimentárním záznamu se tento mechanismus projeví jako tangenciální přechod foresetů do bottomsetů (obr. 8A).

V obou výše uvedených případech byla geometrie proudu v oblasti aktivní podvodní deltové plošiny pravděpodobně ovlivňována třením proudící vodní masy o dno, v důsledku malé hloubky vody v této oblasti. Tření způsobovalo značné laterální rozšíření oblasti proudu do vějířovitého tvaru, které se v sedimentárním záznamu projevuje jako velký rozdíl mezi šířkou těles sedimentů výnosových vějířů a šířkou jejich distribučních kanálů. Dalším projevem tření byl prudký pokles rychlosti a tedy i kompetence proudu směrem do stran a ve směru proudění, který se projevil rychlým úbytkem hrubého materiálu v těchto směrech. Tento proces je zřejmě hlavní příčinou velmi výrazné segregace hrubých a jemných frakcí ve faciích bílinské delty, jinak obvyklé spíše u delt v mořském prostředí, kde salinita vody napomáhá separaci materiálu v suspenzi formou hypopyknického proudu.



Obr. 11: A - homopyknický proud - hustota přitékající vody se rovná hustotě vody v jezeře.

(homopycnal effluent)

B - hyperpyknický proud - hustota přitékající vody je vyšší než hustota vody v jezeře.

(hyperpycnal effluent)

Recentním příkladem delty podobného typu je delta říčky Plociczna ústící do jezera Plociczno, náležejícího k soustavě Drávských jezer v sz. Polsku. Jedná se o jednoduchou deltu, tvořenou pouze jedním lalokem, jejíž vnitřní profil odpovídá podle Chudzikiewitcze et al. (1979) gilbertovskému typu. Svými rozměry (šířka vějíře 60 m,

výška foresetů do 4 m) by tato delta přibližně odpovídala jednomu většímu výnosovému vějíři bílinské delty.

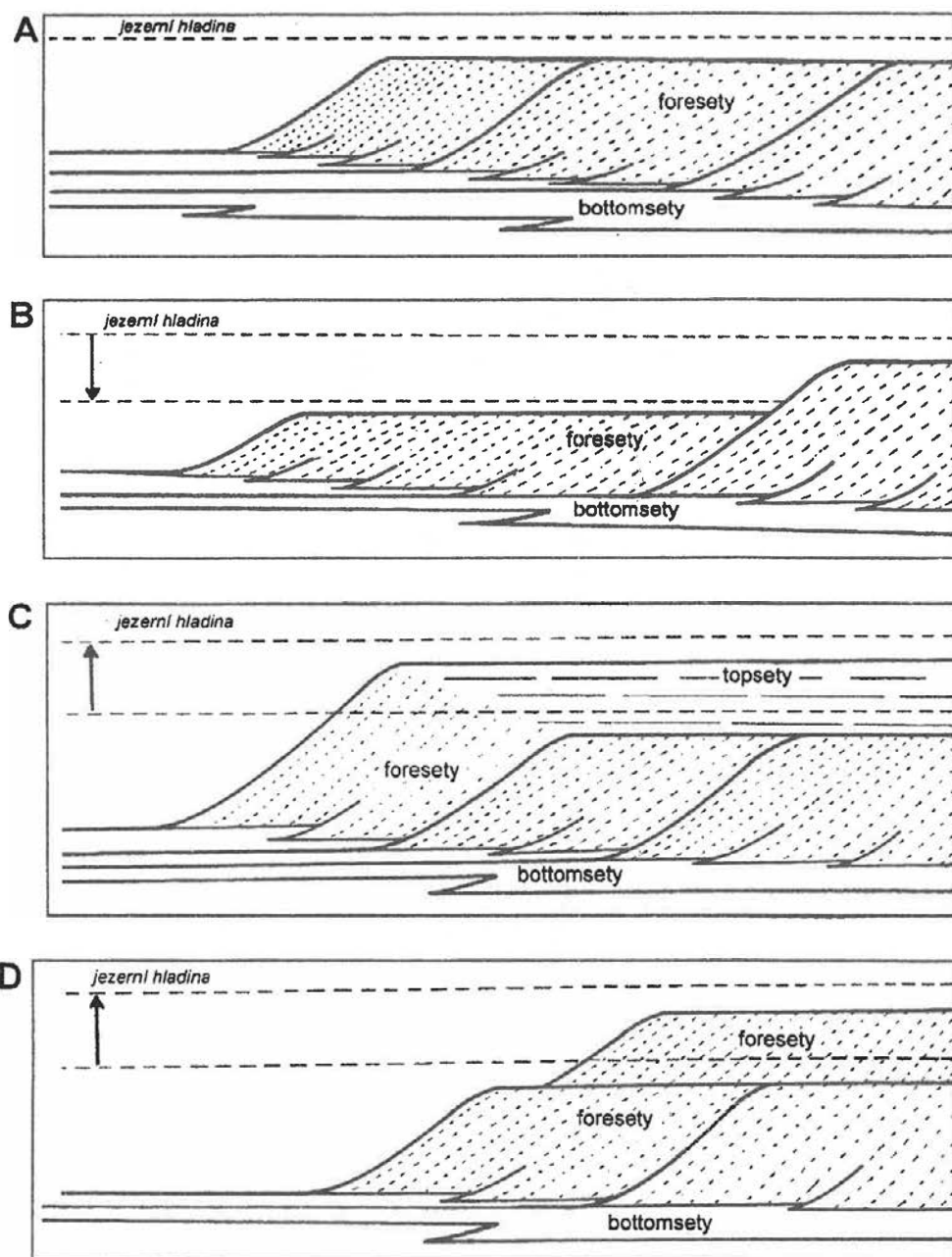
Reakce deltových těles na relativní změny jezerní hladiny a příčiny těchto změn

Změny v architektuře jednotlivých výnosových vějířů, někdy i celých deltových těles, pozorované v lomu Bílina, odrážejí relativní změny jezerní hladiny v čase. Pojem *relativní* změna hladiny užíváme v této kapitole záměrně, protože jde o změny batymetrie, jež mohou být způsobeny tektonickou subsidencí, kompakcí i klimatickými změnami absolutní výšky hladiny jezera.

Obdobím **stagnace jezerní hladiny** odpovídají v sedimentárním záznamu foresety, jejichž mocnost je konstantní, nebo se zmenšuje v důsledku agradace bottomsetů, způsobující zmenšování akomodačního prostoru (obr. 12A, 13). Svrchní hranice těchto poloh však zůstává ve stejné úrovni. Výnosové vějíře, vytvářející se při konstantní hladině, nemají téměř zachovány topsety, neboť veškerý hrubý materiál byl transportován do oblasti aktivního čela delty, progradujícího do pánve, a aktivní oblast podvodní deltové plošiny představovala území, přes které byl sedimentární materiál pouze transportován a kde nedocházelo téměř k žádné sedimentaci.

Relativní pokles jezerní hladiny měl za následek zmenšení akomodačního prostoru pro potenciální sedimentaci nového výnosového vějíře. Takový výnosový vějíř se v sedimentárním záznamu projeví foresety o menší mocnosti než mají foresety odpovídající výnosovému vějíři před poklesem hladiny (obr. 12B, 13). Došlo-li k takovému poklesu, že se hloubka vody v ústí rovnala přibližně hloubce koryta, vytvořil se výnosový vějíř s mělkovodním profilem (obr. 9B). Rozdíl mezi úrovněmi svrchních hranic takových dvou výnosových vějířů pak odpovídá velikosti poklesu hladiny. Při relativním poklesu jezerní hladiny docházelo k vynoření podvodní části deltové plošiny, které mělo za následek zařízení říčních ramen. Při větších poklesech mohlo dojít k obnažení i části čela delty, které vedlo k částečné erozi povrchu a hrany čela delty, nebo dokonce ke kolapsu deltového čela a k vytvoření skluzu. Relativní poklesy hladiny byly pravděpodobně způsobovány klimatickými změnami, kdy vlivem výparu docházelo ke zmenšování objemu vody v jezeře.

Relativní vzestup hladiny se projevuje zvětšováním akomodačního prostoru. Způsob reakce výnosových vějířů nebo i celých deltových těles na tuto změnu byl závislý na vztahu rychlosti vzestupu hladiny a rychlosti sedimentace v oblasti jednotlivých výnosových vějířů. V případě, kdy rychlost vzestupu hladiny byla menší než rychlost sedimentace nebo byly tyto rychlosti přibližně v rovnováze, docházelo k vyrovnávání zvětšující se hloubky agradací topsetů a plynulým nárůstem mocnosti foresetů (obr. 12C, 13). Byla-li však rychlost vzestupu hladiny vyšší než rychlost sedimentace, došlo k odsunutí zóny sedimentace proti směru přínosu sedimentu a po opětovném ustálení hladiny se v těsném nadloží vějíře původního vytvořil nový výnosový vějíř s gilbertovským nebo mělkovodním profilem, v závislosti na výšce relativního zdvihu (obr. 12D). Taková situace pravděpodobně nastala, když k vzestupu hladiny došlo mezi jednotlivými obdobími sedimentace. Nejčastější příčinou relativního zdvihu hladiny byla pravděpodobně subsidence dna, způsobená lokální kompakcí, případně mobilitou plastického podloží (jíly, uhelná sloj) vlivem diferenciálního zatížení. U těles výnosových vějířů, na která tato lokální subsidence působila během jejich sedimentace, je možné pozorovat v řezu konkávní prohnutí báze té části tělesa foresetů, k jejíž sedimentaci právě došlo (obr. 13). Synsedimentární prohýbání dna v takovém případě



Obr. 12: Typy reakcí výnosových vějířů na relativní pohyby hladiny:

(Types of reactions of mouth bars to relative lake-level changes)

A - Způsob progradace výnosového vějíře při stagnaci jezerní hladiny.

(Progradational pattern of mouth bar during stable lake-level.)

B - Reakce výnosového vějíře na relativní pokles hladiny.

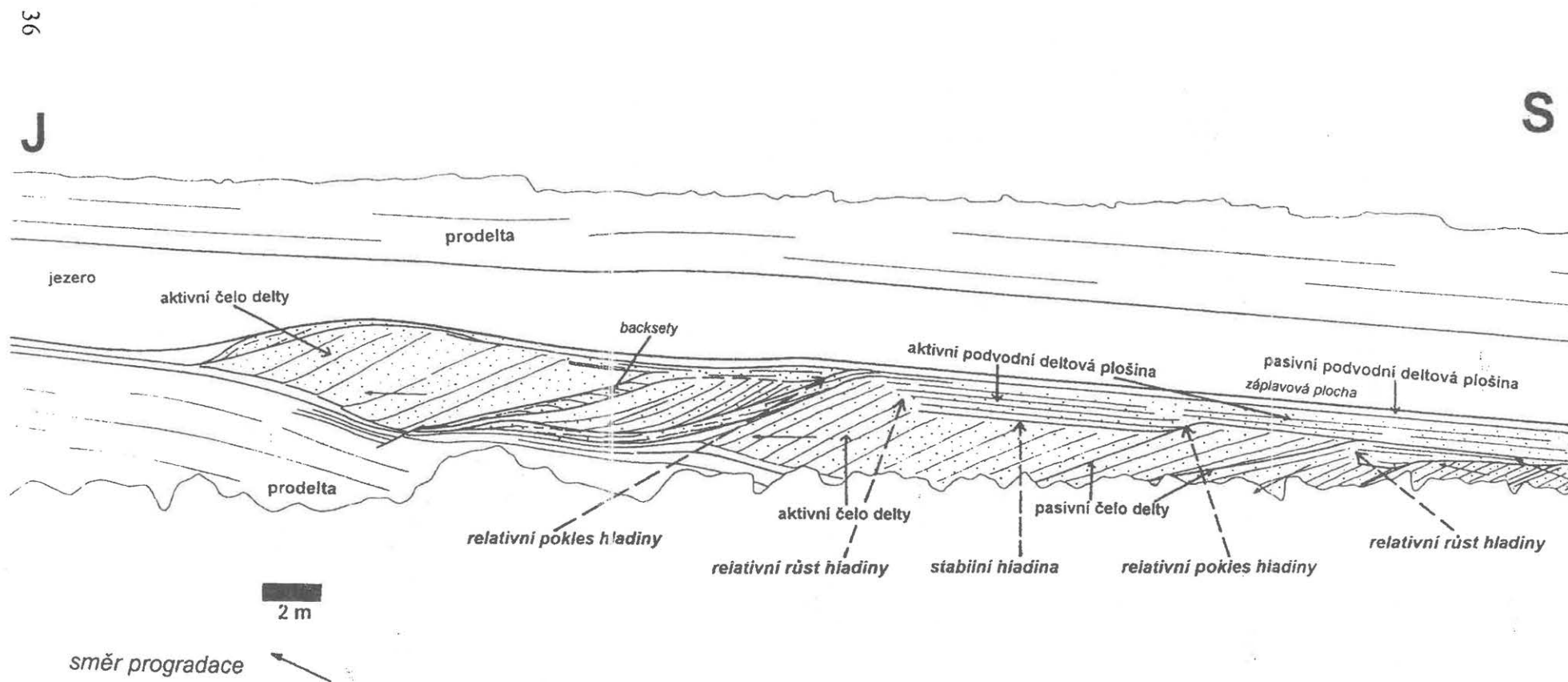
(Reaction of mouth bar to a relative lake-level fall.)

C - Reakce výnosového vějíře na relativní růst hladiny, jehož rychlost byla nižší než rychlost progradace.

(Progradational pattern of a mouth bar during a relative lake-level rise - rate of progradation of mouth bar was higher than rate of relative lake-level rise.)

D - Rychlost relativního růstu hladiny byla výrazně vyšší než rychlost sedimentace - svrchní vějíř se formoval až po stabilizaci hladiny.

(Rate of relative lake-level rise was significantly higher than rate of progradation of mouth bar - the upper mouth bar formed after stabilization of lake-level.)



Obr. 13: Řez částí subdelty s interpretací dílčích sedimentárních prostředí a reakcí výnosových vějířů na relativní změny hladiny. 5. řez, červen 1998
(Cross-section of a part of a subdelta showing reactions of the Gilbert-type mouth bar to changes in accommodation.)

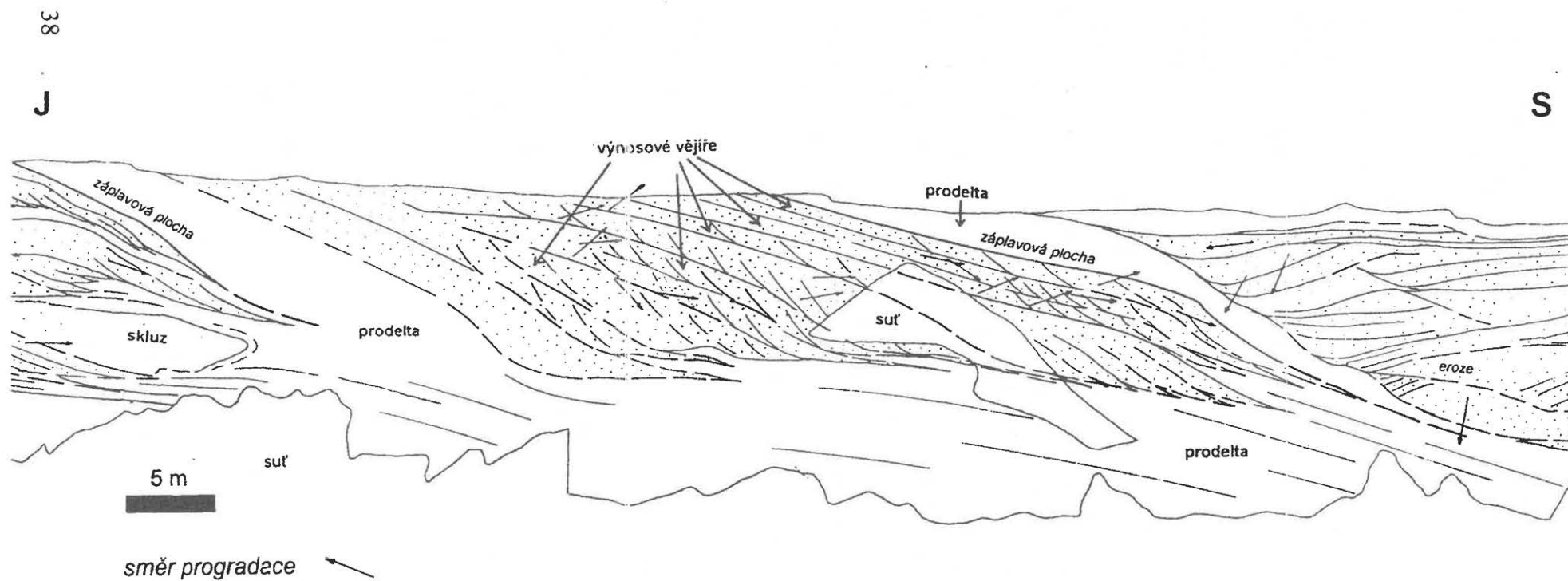
způsobovalo zvětšování akomodačního prostoru v oblasti podvodní deltové plošiny, který byl současně vyrovnáván již zmiňovanou agradací topsetů (obr. 12C). Docházelo-li k lokální subsidenci ve větší míře i mezi jednotlivými obdobími sedimentace, mohlo docházet k agradaci i celých výnosových vějířů. V takovém případě se lokální subsidence projevowała dvěma způsoby:

- 1) tělesa výnosových vějířů se v důsledku prohýbání vrstev podložních plastických sedimentů ohýbala a vytvářela tak prostor pro vznik nových vějířů. V sedimentárním záznamu deltových těles, ovlivňovaných tímto mechanismem, jsou patrné jednotlivé výnosové vějíře, které se přes sebe doškovitě překládají (obr. 14), v řezu kolmém na směr přínosu sedimentu je pak možné rozlišit několik výnosových vějířů nad sebou.
- 2) Po překročení meze plasticity zatěžovaných podložních sedimentů vlivem stálého nakládání nových výnosových vějířů došlo při okraji zatěžovaného území k vytvoření jedné nebo i více zlomových struktur, které měly charakter růstových zlomů (Rajchl 1998, 1999). Akomodační prostor pro ukládání nových vějířů se pak vytvářel poklesáním nadložní kry takto vzniklého zlomu a v sedimentárním záznamu se proto na straně nadložní kry zlomu vyskytuje vždy akumulace několika těles výnosových vějířů nad sebou (obr. 15). Subsidence podél růstového zlomu probíhala epizodicky mezi obdobími sedimentace v důsledku zatížení nadložní kry zlomu novým vějířem, nebo, docházelo-li k ní kontinuálně, musela být její rychlost nižší než rychlost sedimentace, tak aby došlo k vytvoření výnosového vějíře, ale zároveň musela být dostatečně vysoká, aby se v období nesedimentace vytvořil akomodační prostor pro nový vějíř. V případě, kdyby rychlosti subsidence i sedimentace byly stejné, docházelo by k již zmiňované agradaci topsetů. Byla-li by rychlost subsidence v době sedimentace vyšší, vytvořily by ukládané sedimenty u plochy zlomu těleso přibližně kuželovitého tvaru a ne výnosový vějíř v nám známé podobě.

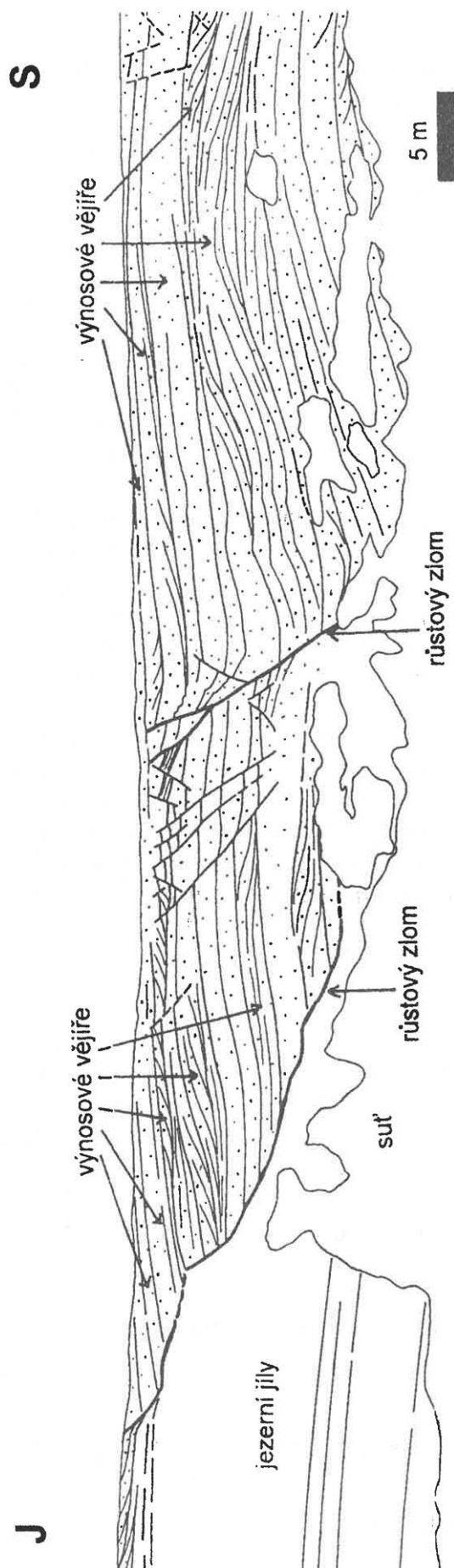
Možnost lokální subsidence vlivem zatížení závisela vždy na složení podloží v daném místě. V sedimentárním záznamu bílinské delty je možné sledovat, že v podloží deltových těles s existencí více výnosových vějířů nad sebou se vyskytují polohy jílu o velké mocnosti nebo se tato tělesa vyskytují v těsném nadloží uhelné sloje. V případech, kdy se v podloží vyskytovalo jiné deltové těleso, k agradaci výnosových vějířů téměř nedocházelo, a vějíře tak byly nuceny progradovat dále do pánve, nebo došlo k přeložení říčního ramene a vytvoření jiného výnosového vějíře. Dalšími příčinami relativního vzestupu hladiny mohlo být zvýšení vodnosti fluvialního přínosového systému v důsledku klimatických změn, nebo subsidence dna pánve, vyvolaná extenzní tektonikou.

Závěr

Sedimentární tělesa bílinské delty jsou v úplném vývoji tvořena čtyřmi hlavními architekturními prvky, odpovídajícími jednotlivým částem fluvio-deltového sedimentárního systému. Heterolitické vrstevní komplexy deltové plošiny reprezentují nadvodní deltovou plošinu a část plošiny podvodní, koryta přínosový fluvialní systém, písčité klínovitá tělesa odpovídají výnosovým vějířům, reprezentujícím převážnou část podvodní deltové plošiny a čelo delty, a tělesa heterolitických laminitů jsou produkty



Obr. 14: Skupina výnosových vějířů s gilbertovským profilem doškovitě se překládajících v důsledku prohýbání podložního plastického materiálu. 5. řez, červen 1998.
(A group of shingled Gilbert-type mouth bars. Note the divergence of flooding surfaces separating the individual mouth bars, resulting from syndepositional compaction. The tilt the whole stack of mouth bars is due to post-sedimentary compaction. Small arrows denote the direction of progradation of mouth bars.)



Obr. 15: Příklad dvou růstových zlomů s mocnými akumulacemi deltových sedimentů na stranách nadložních ker těchto zlomů - směr progradace výnosových vějířů je od pozorovatele do stěny. 5. řez, červen 1998
(Example of two growth faults with thick packages of mouth bars overlying the hangingwall blocks - direction of progradation is away from the viewer.)

sedimentace v prodeltě. Podle charakteru rekonstruovaných sedimentárních prostředí a podle geometrie a vzájemných vztahů jednotlivých těles deltových sedimentů byla bílinská delta definována jako členitá delta s rozvětveným přínosovým fluviálním systémem, tvořená většinou několika subdeltami, na jejíž morfologii se významnou měrou podílely fluviální procesy. Jednotlivé subdelty byly tvořeny nejméně jedním výnosovým vějířem, buď s tzv. gilbertovským nebo mělkovodním vertikálním profilem, v závislosti na poměru hloubky jezera v místě vytváření daného výnosového vějíře a hloubky přínosového koryta.

Zrnitostní kontrast mezi písčitými vějíři na jedné straně a heterolitickými až jílovitými sedimenty prodelt a jezera na straně druhé je interpretován jako následek výrazné segregace zrnitostních frakcí způsobené kombinací efektů tření setrvačného proudu v mělké vodní nádrži a intenzivní turbulence vyplývající z homopyknického charakteru přítoku. Některé výnosové vějíře dokládají střídání homopyknických a hyperpyknických podmínek u ústí říčních ramen, podle míry nasycení přitékající vody klastickým materiálem.

Na základě změn architektury jednotlivých výnosových vějířů, nebo i celých deltových těles, byly odvozeny modely jejich reakcí na relativní změny jezerní hladiny. Foresety výnosových vějířů s horizontální svrchní vrstevní plochou odpovídají relativně stabilní hladině, snížení mocnosti foresetů během progradace odpovídá relativnímu poklesu hladiny. Agradace topsetů, spojená se zvětšením mocnosti foresetů, odpovídá relativnímu vzestupu hladiny, jehož rychlost byla menší než rychlost sedimentace, nebo byly-li tyto rychlosti přibližně v rovnováze. Dva výnosové vějíře nad sebou reprezentují relativní vzestup hladiny, který byl rychlejší než přínos sedimentu v daném okamžiku před vytvořením svrchního vějíře. Jako možné příčiny těchto relativních změn hladiny jsou zde uvažovány klimatické změny, řídící kolísání vodnosti přínosového fluviálního systému, lokální subsidence, vyvolaná diferenciální kompakcí plastického a mobilního podloží, a tektonická subsidence, jejíž vliv na sedimentaci bílinské delty není dosud dokonale znám.

Poděkování

Tento článek vychází z diplomové práce M. Rajchla (Rajchl 1998). Za finanční podporu výzkumu v rámci diplomového projektu autoři děkují firmě Severočeské doly, a.s., Chomutov. Část nákladů výzkumu byla kryta z prostředků grantu GA AVČR (projekt č. A3012705). Zvláštní poděkování patří ing. Karlu Machovi za všestrannou pomoc a cenné konzultace geologické problematiky mostecké pánve.

Literatura

1. Allen, P.A. (1997): Earth Surface Processes, Blackwell, Oxford, str. 241 - 267.
2. Bergerat, F. (1987): Stress fields in the European platform at the time of Africa - Eurasia collision. Tectonics, 6, 2, str. 99 - 132.
3. Bhattacharya, J.P. & Walker, R.G. (1994): Deltas. in: Walker, R.G. & James, N.P. (eds), Facies models, 2nd edition, Geological Association of Canada, str. 157 - 177.