

Drobné synsedimentární deformační struktury v klastických sedimentech bílinské delty (miocén, mostecká pánev)

Kleine synsedimentäre Deformationsstrukturen in klastischen Sedimenten der Bilina-Delta (Miozän, Becken von Most)

Die Akkumulationen der klastischen Sedimente, als Bilina-Delta bezeichnet, stellen eine Registrierung des komplizierten Delta-Systems dar, das während des Untermiozäns am südöstlichen Rand des Beckens von Most – ein Teilbecken des Eger-Riftes entstand. Ein charakteristisches Merkmal dieses Deltasystems war die Lagerung des sandigen Materials in der Form der sog. „Austragsfächer“, die sich am Ende der einzelnen Betten des zugeführten Fluvialsystems gebildet haben. Diese Fächer werden durch ein meistens steiles, das sog. Gilbert-Vertikalprofil gekennzeichnet. Es sind zu unterscheiden die Topsetten (Akkumulation eines Teiles von Sedimenten der Delta-Ebene), die Foresetten (schräg gelagerte Sedimente des Delta-Kopfs) und die Bottomsetten (Lagen der Sedimente von Prodelta) oder durch seichtwässriges Vertikalprofil – die Foresetten sind nicht entwickelt. Große synsedimentäre Neigungen (bis 30 °) der Gilbert-Austragsfächer, gebildeten durch nicht verfestigtes Sandgut, sowie eine schnelle Sedimentation der kornmässigen kontrasten Lithofazien an vielen Stellen des Delta-Systems, halfen die Situation geeignet für das Entstehen synsedimentären Deformationen zu bilden. Ein weiterer Faktor, der fürs Entstehen dieser Deformationen günstig war, war die Lage des gesamten Delta-Systems in Nachbarschaft eines, synsedimentär aktiven Bruch von Bilina.

In der Delta von Bilina kommen sich, neben der großen Deformationsstrukturen, die die ganzen Akkumulationen der „Austragsfächer“ getroffen, eine Reihe der relativ kleinen Deformationsstrukturen vor, die an Einzelschichten oder nur an deren Teile gebunden werden. Die bedeutsamste

von ihnen, konvolunte Schichtung der diagonal stratifizierten Sedimente gemeinsam mit zerrissenen und durchgebogenen Horizontalschichten, fluidisierten Strecken und einigen Fällen der konvolunten Lamination in heterolitischen Fazien werden die Äußerungen der Herabsetzung der Stabilität von primären Strukturen der Sandlagen durch ihre Verflüssigung, herausgerufene meistens durch seismische Erschütterungen, manchmal durch ungleichmäßige Belastung vom Hangende herausgerufen. Die brotlaib- und flammchenförmigen Strukturen werden im Unterschied zu den vorhergehenden durch die Stabilitätssenkung der tonigen Lage verursacht, die durch das Sediment mit wesentlich höherem Volumengewicht belastet ist.

Мелкие синседиментарные деформационные структуры в кластических седиментах Билинской дельты (миоцен, Мостецкий бассейн)

Аккумуляции кластических седиментов, известные под обозначением Билинская дельта, представляют собой запись седиментации сложной дельтообразной системы, которая в течение нижнего миоцена образовалась при южно-восточной окраине Мостецкого бассейна как части Огарецкого рифта. Характерной чертой этой дельтообразной системы была укладка песчаного материала в форме так наз. выносительных вееров, формирующихся на конце отдельных русел приносительной флувиальной системы. Данные вееры отличаются в своем большинстве крупным, так наз. гильбертовским вертикальным профилем - можно различать топсеты (аккумуляции части седиментов

дельтообразной площади) и боттомсеты (положение седиментов про-дельты), или мелководным вертикальным профилем без развития форесетов. Большие седиментированные откосы (до 30 градусов) гильбертовских выносительных вееро, образованных неупрочненным песчаным материалом, как и быстрая седиментация гранулометрически контрастирующих литофаций на многих местах дельтовой системы, помогли создать ситуацию, пригодную для возникновения синседиментарных деформаций. Дальнейшим фактором, благоприятно действующим на возникновение этих деформаций, была позиция всей дельтообразной системы в соседстве синседиментарного активного Билинского сброса.

В Билинской дельте, помимо крупных деформационных структур, постигающих целые аккумуляции выносительных вееро, встречается ряд относительно небольших деформационных структур, связанных с отдельными слоями или только их частями. Самые значительные из них конволутные наложения диагонально стратифицированных седиментов вместе с изорванными и изогнутыми горизонтальными слоями, флуидизационными дорогами и некоторыми случаями конволутной ламинации в гетеролитических фациях - являются проявлениями понижения устойчивости первичных структур песчаных положений под влиянием их текучести, вызванной в большинстве сейсмами, сопровождаемыми иногда неравномерной загрузкой от висячего бока. В отличие от них, буханчатые и пламенчатые структуры вызваны понижением устойчивости илыстой позиции, загруженной седиментом резко высшего объемного веса.

Дробné synsedimentární деформационные структуры в кластических седиментах билінської дельты (миоцэн, мошечка́ пана́в)

Аккумуляция кластических седименто, обозначенная как билінська дельта, представляют

седиментарні за́знам сло́житого дельтового систему, который се б́егем споднього миоцэну vytvořil při jihovýchodním okraji mošecké pávne – dílčí pávne oháreckého riftu. Charakteristickým znakem tohoto дельтового систему было укладáні písčitého materiálu v podobě tzv. výnosových vějířů, formujících se na konci jednotlivých koryt přínosového fluvialního systému. Tyto vějíře se vyznačují většinou strmým, tzv. gilbertovským vertikálním profilem – je možné rozlišit topsety (akumulace části sedimentů дельтовой пlosiny), foreset (šikmo uložené sedimenty čela дельты) a bottomsety (polohy sedimentů prodelty), nebo mělkovodním vertikálním profilem – nejsou vyvinuty foreset. Velké synsedimentární sklony (až 30 stupňů) gilbertovských výnosových vějířů, tvořených nezpevněným písčitým materiálem, stejně jako rychlá sedimentace zrnitostně kontrastních litofacií v mnoha místech дельтового систему, pomohly vytvořit situaci vhodnou pro vznik synsedimentárních деформациí. Dalším faktorem, příznivým pro vznik těchto деформациí, byla pozice celého дельтового систему v sousedství synsedimentárně aktivního билінського zlomu.

В билінській дельт́е се vedle velkých деформационных структур, postihujících celé akumulace výnosových vějířů, vyskytuje řada relativně malých деформационных структур vázaných na jednotlivé vrstvy nebo jen na jejich části. Nejvýznamnější z nich konvolutní zvrstvení diagonálně stratifikovaných sedimentů spolu se zpřetrhanými a zprohýbanými horizontálními vrstvami, fluidizačními dráhami a některými případy konvolutní laminace v heterolitických faciích jsou projevy snížení stability primárních структур písčitých poloh vlivem jejich ztekucení, vyvolaného většinou seismickými otřesy, někdy doprovázenými nestejným zatížením z nadloží. Bochníkové a plaménkové структуры jsou na rozdíl od předešlých způsobeny poklesem stability jílové polohy, zatížené sedimentem o výrazně vyšší objemové hmotnosti.

Small-scale soft-sediment deformation structures in the clastic deposits of the Bílina Delta (Miocene, Most Basin)

Deltaic depositional systems are typically prone to syndepositional deformation, because of high deposition rates and a range of topographic slopes associated with the deposition at river mouths. In tectonically active regions, seismicity is another significant cause of syndepositional deformation of deltaic strata. In many studies, a diverse range of soft-sediment deformation has been described from both modern and ancient deltaic settings.

The Miocene Bílina delta formed at the margin of the North Bohemian (Most) Basin, a part of the system of extensional basins of the Eger Graben (Bohemian Massif). The depositional setting of this lacustrine delta was particularly prone to syndepositional deformation due to a combination of the following factors: the delta formed sandy, Gilbert-type mouth bars, characterized by steep slopes and a marked lithological contrast between the sandy foreset facies and the underlying lacustrine clays (or thin prodelta heteroliths); progradation rates were probably very high; and the location in a tectonically active, rift-margin setting, with presumably common seismic activity, also promoted abundant soft-sediment deformation in the sandy mouth bars and associated facies.

In this highly dynamic setting, a range of types of syndepositional, ductile and brittle deformation structures ranging in scale from centimeters to meters to tens of meters formed in the sediments of the Bílina Delta ((např. Váně, 1961, 1989, 1992; Hurník, 1972, 1990; Hurník & Prokš, 1977; Rajchl, 1999; Rajchl & Uličný, 1999; Uličný et al., 2000). Based on their scale, we distinguish between small-scale deformation structures, which affect only parts of the mouth bars, and large-scale deformation structures affecting whole mouth bars or their packages. The syndepositional deformation structures could have been caused either by allogenic processes (e.g. seismicity), or by autogenic processes resulting from the evolution of sedimentation within the prograding delta system. This paper deals specifically with the small-scale examples of soft-sediment deformations; the main purpose of the paper is to describe the range of types of soft-sediment deformation and attempt to interpret both the mechanisms of deformation and the triggering processes or their combinations.

The most important small-scale structure is convolute bedding which occurs in sets of diagonal stratification - in the Gilbert-type foresets of mouth bars as well as in cross-bedded channel fills. This structure is represented by sets of recumbent folds occupying the whole thickness of the foreset package, and/or by folding of original foresets to complex arrays of broad synclines and sharp anticlines. Fold planes are commonly overturned in the direction of the original dip of stratification. The formation of the spatially pervasive recumbent folding was induced by rapid loss of stability of original sedimentary structure by liquefaction (vibration liquification) of the whole foreset package and subsequent repacking of grains into a more stable configuration. The sharp anticlines in foresets were formed by upward water escape induced by fluidization. Breaching of the anticlines in their tips and fluid-escape structures are also common. Main processes capable of inducing the liquefaction in these cases, are (i) earthquakes causing liquefaction (vibration liquification), (ii) pore-pressure gradients resulting from unequal surface loading by an overlying sedimentary body, or (iii) action of both processes combined.

Together with the above structure, folded and fractured clay layers in topsets occur. The clay layers folded moderately in response to liquefaction of surrounding sand. In case of

more intense deformation, the folded clay layers were breached in the anticlinal tips where fluid escape structures formed. Thicker clay layers were fractured without folding and their fragments sank into the liquefied sand. The main triggering processes were probably either seismic activity or overpressuring by overlying sedimentary bodies, or both.

Another commonly observed type of soft-sediment deformation is a typical ball-and-pillow structure occurring at the base of the foresets and resulting purely from gravitationally unstable vertical load applied to unconsolidated mud by deposition of overlying, denser sand.

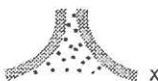
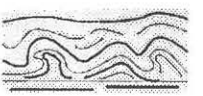
Úvod

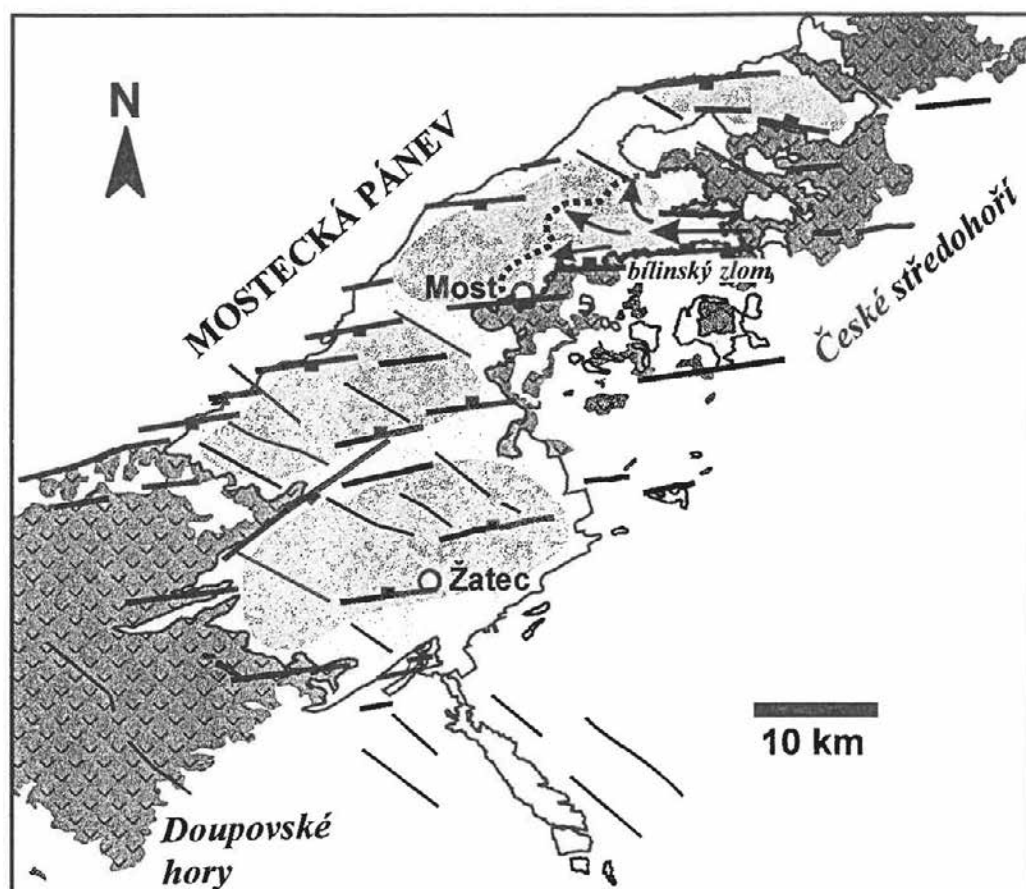
Oblast bílinské delty je známa výskytem řady deformačních struktur vázaných na uhelnou sloj a její těsné okolí, výtečně odkrytých díky rozsáhlé povrchové těžbě a popisovaných v mnoha pracích (např. Váně, 1961, 1989, 1992; Hurník, 1972, 1990; Hurník & Prokš, 1977). V samotných klastických sedimentech bílinské delty je rovněž možné pozorovat řadu deformačních struktur plastického a křehkého charakteru, jejichž rozměry se pohybují od prvních centimetrů do metrů, v některých případech až prvních desítek metrů. Deformační procesy vedoucí ke vzniku těchto struktur mohly být vyvolány jak alogenními vlivy (např. seismicitou), tak vlivy autogenními (procesy spojené se sedimentací). Podle velikosti studovaných deformačních struktur rozlišujeme *deformace malého rozsahu (drobné)*, které postihly jen jednu vrstvu nebo její část, a *deformace velkého rozsahu*, které postihly celé soubory vrstev. V této práci bude pozornost věnována pouze drobným strukturám spjatým s deformacemi malého rozsahu (tab. 1), neboť jim doposud ve studované oblasti nebyla věnována zvláštní pozornost. Deformacím velkého rozsahu (např. růstové zlomy – Rajchl, 1999; Rajchl a Uličný 1999; Uličný et al., 2000) bude věnován samostatný článek. Cílem této práce je, vedle popisu jednotlivých struktur, určit mechanismus jejich vzniku (deformační proces) a stanovení pravděpodobných příčin, které dané deformace vyvolaly (aktivační procesy). U drobných synsedimentárních deformací je sice většinou možné identifikovat jejich bezprostřední fyzikální příčinu (deformační proces), ale identifikace vnějších geologických faktorů, které vedou k deformacím, jsou obvykle nejednoznačné. Dobrá odkrytost sedimentárních těles, především výnosových vějířů, a jejich geologického kontextu v dole Bílina umožnila přiblížit se ke stanovení kritérií pro odlišení deformací působených seismicky od fyzikálně analogických struktur, způsobených jinými faktory, např. zatížením.

Regionálně geologické začlenění

Termínem bílinská delta jsou označovány akumulace písků, prachů a jílu fluvio-deltového původu, vyskytující se při jihovýchodním okraji mostecké pánve (obr. 1). Stářím odpovídají tyto sedimenty spodnímu miocénu a ze stratigrafického hlediska náleží střední části mosteckého souvrství – nejmladšího souvrství výplně mostecké pánve. Tato pánev představuje dílčí sedimentární prostor oháreckého riftu, jehož hlavní sedimentární fáze probíhala v období svrchního oligocénu a spodního miocénu v důsledku SSV-JZZ extenze (Rajchl & Uličný, 2000; Uličný et al. 2000).

Tab. 1: Přehled drobných deformačních struktur vyskytujících se v sedimentárním záznamu bílinské delty.

název	popis a výskyt	deformační mechanismus aktivační procesy
konvolutní zvrstvení diagonálně stratifikovaných poloh 	převrácení původně diagonální stratifikace většinou do úzkých antiklinál a širokých synklinál - foresety čel výnosových vějířů, šikmo planárně zvrstvené polohy výplně koryt	ztekucení písčitého materiálu a následné přeskupení zrn do stabilnější konfigurace (vibrací, prouděním fluid) seismické otřesy +/- nestejněměrné zatížení; nestejněměrné zatížení
zpretřhané a zprohýbané horizontální vrstvy  X0 cm	pretřhání a mírné zvrásnění jílovitých poloh topsetů výnosových vějířů nebo jílovitých poloh uvnitř výplně koryt	reakce na změnu tvaru podložních poloh foresetů nebo na deformaci okolní písčité výplně koryt; deformace unikajícím porovým fluidem
fluidizační dráhy  X0 cm	porušení vrcholových partií antiklinál zvrásněných jílových poloh nebo lamin písku, vytvoření stratifikace paralelní s rameny antiklinály	porušení stávající struktury unikajícím porovým fluidem nestejněměrné zatížení; seismická +/- zatížení
bočníkové a plaménkové struktury  X-X0 cm	oblé eliptické útvary na spodních vrstevních plochách písčité vrstev, majících v podloží polohu jílů z níž vybíhají směrem vzhůru struktury podobné plaménkům - podvodní deltová plošina, prodelta	pokles stability polohy o nízké objemové hmotnosti v důsledku jejího zatížení polohou o vysoké objemové hmotnosti a následné zabořování nadložního materiálu do podložního rychlé zatížení jílové polohy akumulací písku
konvolutní laminace v heterolitech 	převrácení původně horizontální laminace písčité poloh podvodní deltové plošiny nebo prodelta	ztekucení písčité polohy a vytvoření stabilnějšího uspořádání částic; deformace spojená s hustotním rozdílem písku a jílu seismická rychlá sedimentace



-  neogenní sedimenty (Neogene deposits)
-  terciární vulkanity (tertiary volcanites)
-  hlavní oligo-miocenní depocentra (main Late Oligocene-Middle Miocene depocentres)
-  oblast bílinské delty (area of the Bílina Delta)
-  směr přínosu klastického materiálu bílinské delty (direction of clastic input of the Bílina Delta)
-  zlomy řídící sedimentaci v mostecké pávni během svrchního oligocénu až středního miocénu (faults controlling infilling of the Most Basin during Late Oligocene to Middle Miocene)

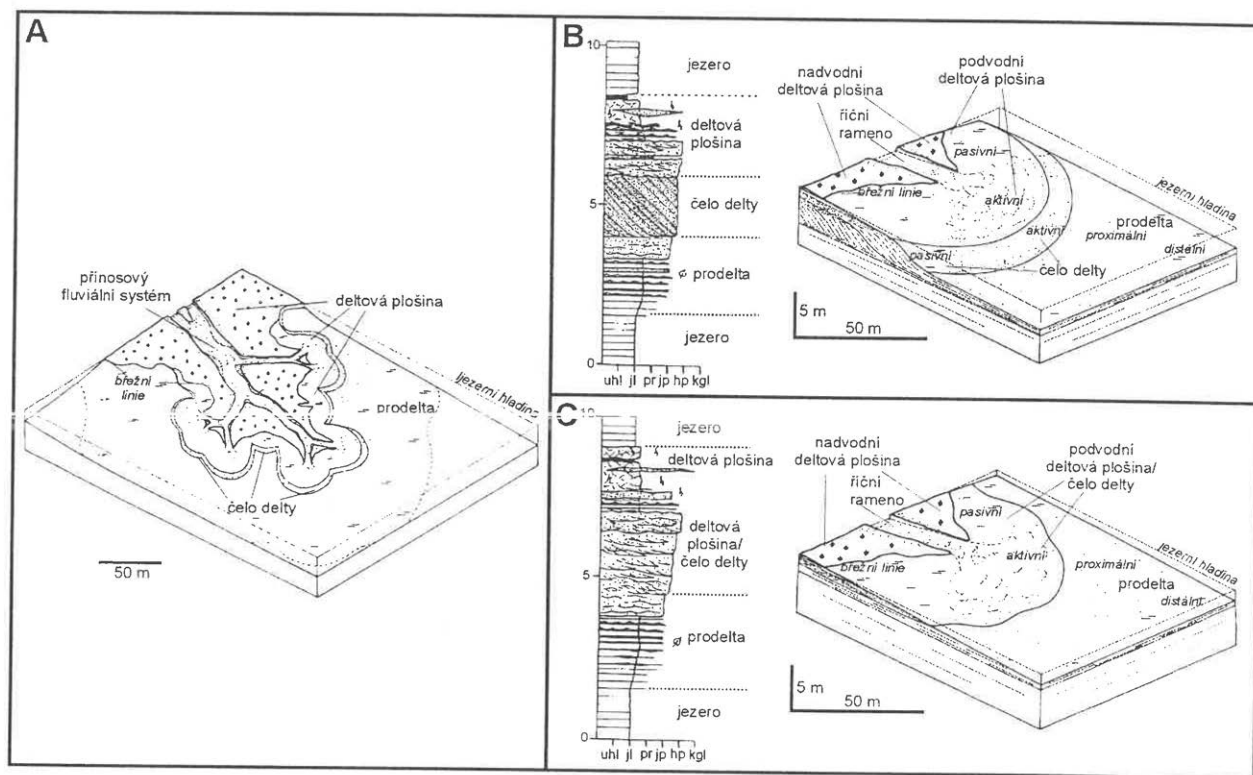
Obr. 1: Schematická mapa mostecké pávne s vyznačením hlavních depocenter a zlomů aktivních během hlavní fáze vyplňování. Lokalizace depocenter a průběh synsedimentárních zlomů podle Rajchl & Uličný, 2000 a Uličný et al. 2000.
(Schematic map of the Most Basin and its main depocenters and syndepositional faults driving basin filling. Location of depocenters and main faults from Rajchl and Uličný, 2000; Uličný et al., 2000)

Charakteristika sedimentárního systému bílinské delty

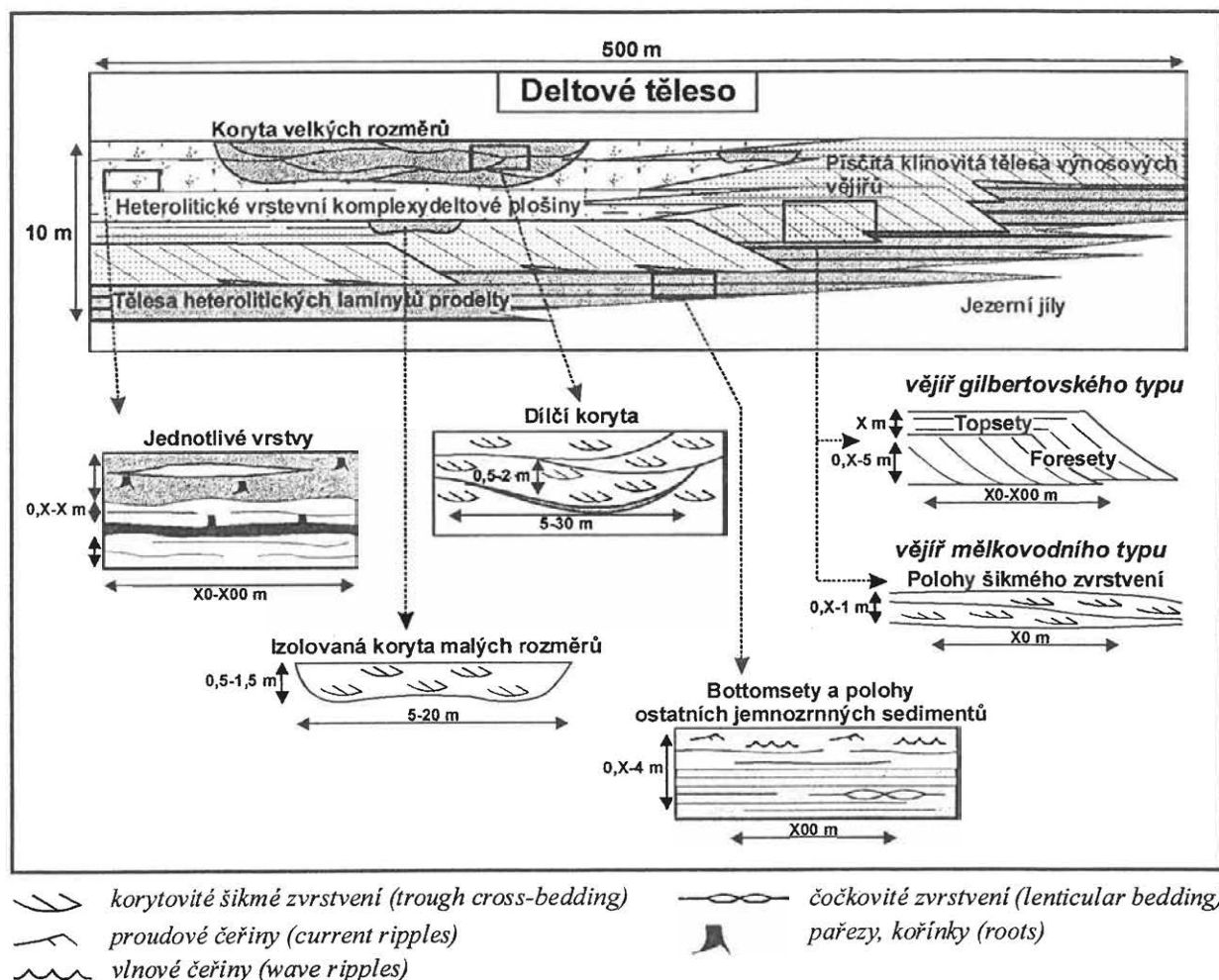
Bílinská delta měla charakter členité delty s rozvětveným přínosovým fluviálním systémem, byla většinou tvořena několika subdeltami (obr. 2A) a na její morfologii se výraznou měrou podílely fluviální procesy. Jednotlivé subdelty byly tvořeny nejméně jedním výnosovým vějířem, buď s tzv. Gilbertovským profilem (obr. 2B) nebo mělkovodním profilem (obr. 2C), v závislosti na poměru hloubky jezera v místě formování daného vějíře a hloubky přínosového koryta. Jednotlivá sedimentární tělesa bílinské delty jsou v úplném vývoji tvořena čtyřmi hlavními architekturními prvky, odpovídajícími jednotlivým částem fluvio-deltového sedimentárního systému:

- 1) heterolitické vrstevní komplexy deltové plošiny,
- 2) koryta,
- 3) písčité klínovitá tělesa výnosových vějířů,
- 4) tělesa heterolitických laminitů prodelta (Rajchl & Uličný, 1999) (obr. 3).

Na základě litofaciálního studia těchto hlavních architekturních prvků byla rekonstruována dílčí sedimentární prostředí (viz Rajchl & Uličný, 1999) (obr. 2).



Obr. 2: A - hypotetický model bílinské delty; B - model výnosového vějíře gilbertovského typu; C - model výnosového vějíře s mělkovodním profilem.
(A - hypothetical model of the Bílina Delta; B - model of a Gilbert-type mouth bar; C - model of a mouth bar with a shoal-water profile.)



Obr. 3: Hierarchické schéma vyjadřující vzájemné vztahy mezi jednotlivými architekturními prvky sedimentárního systému bílinské delty.
(Hierarchical scheme showing the relationships between individual architectural elements in the Bílina Delta depositional system.)

Hlavní fyzikální procesy synsedimentárních deformací

Obecně řečeno představují deformace fyzikální, chemické nebo biologické procesy, vedoucí ke změně uspořádání stavebních částic, objemu nebo tvaru horninového tělesa. V článku jsou popsány struktury vzniklé fyzikálními deformačními procesy, které v sedimentu probíhaly během sedimentace nebo relativně v krátké době po jejím ukončení. Všechny uvedené deformační struktury jsou vázány na polohy písku nebo svým vznikem souvisí s přítomností písčitých poloh. Aby bylo možné deformovat vnitřní strukturu písčitých těles, je zapotřebí, aby tato tělesa byla v tzv. pseudo-likvidním stavu, tzn., že granulární sediment je schopen "téci" (Nichols, 1995). Proces způsobující tento stav se označuje jako likvidizace (Allen, 1982) nebo likvifikace (Nichols, 1995) a jeho předpokladem je nepevněný sediment. Tento proces ztekucení zahrnuje podle Nicholse (1995) tři různé mechanismy, kterými je možné písčité nebo prachovité materiálu přivést do likvidního stavu.

1) **ztekucení sedimentu účinkem porových fluid (*fluidizace*)** představuje proces, během kterého proudění porových fluid, obvykle směrem vzhůru, způsobuje ztrátu vzájemných kontaktů zrn a jejich dočasnou suspenzi (de facto podpůrnou strukturu fluida v sedimentu). Toto proudění bývá nejčastěji vyvoláno tlakovým gradientem, který je způsoben diferenciálním zatížením z nadloží nebo zmenšením objemu pórů v důsledku změny vnitřního uspořádání stavebních částic. Fluidizace tedy velmi často doprovází proces likvifikace (viz dále)

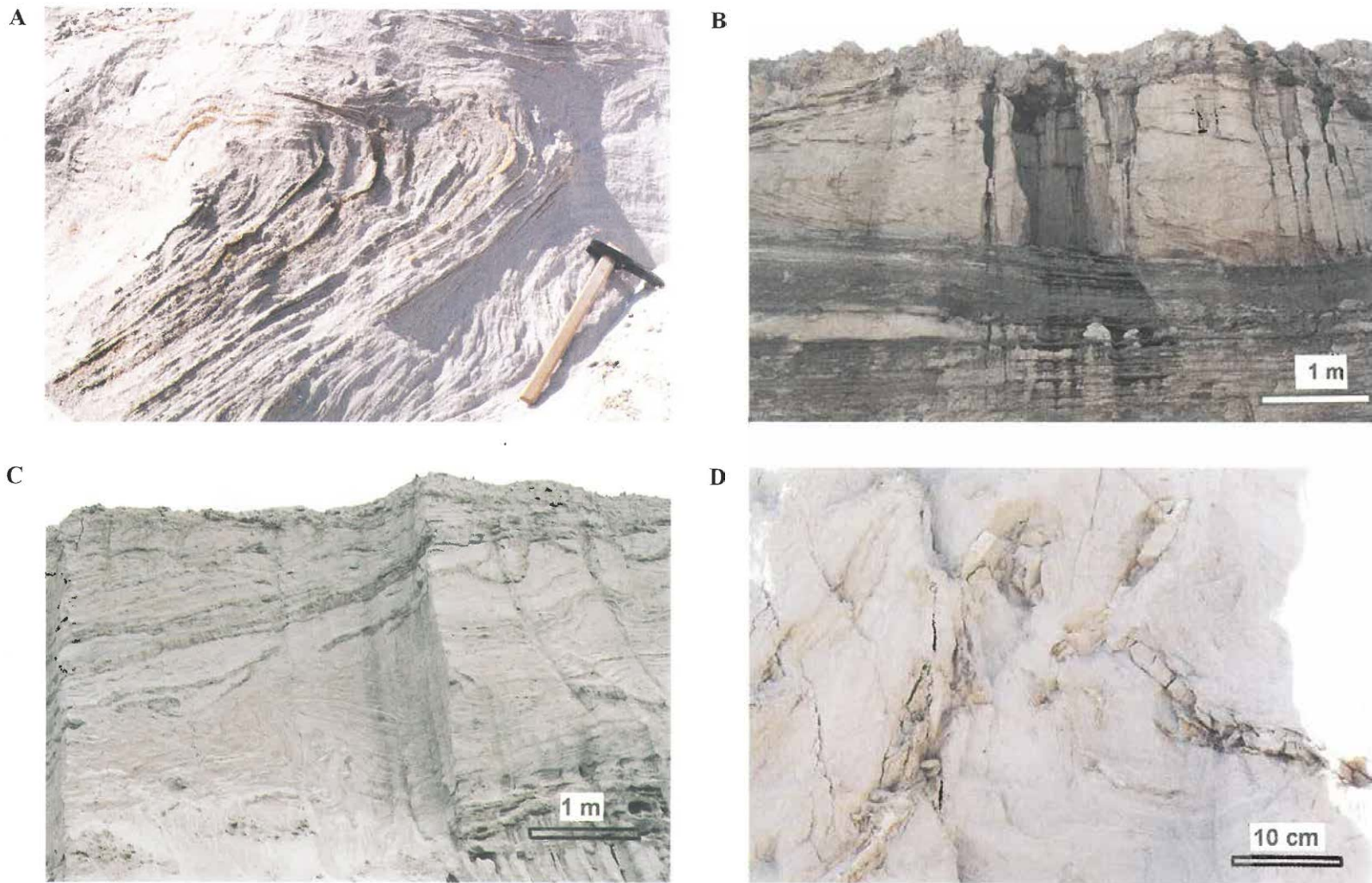
2) **vibrační ztekucení (*likvifikace, vibrační likvifikace*)** spočívá ve vibraci vyvolané vzájemné interakci zrn, kdy do sebe jednotlivá zrna navzájem narážejí a jsou tak dočasně suspendována v pórovém fluidu. Nejčastějšími aktivačními procesy jsou v tomto případě seismická aktivita a vlnění (Dalrymple 1979). Tento mechanismus bývá velmi často doprovázen fluidizací, která je v tomto případě vyvolána zmenšením objemu pórů v důsledku reorganizace zrn.

3) **ztekucení stříhem (*střížná likvifikace*)** je způsobeno silou orientovanou šikmo vůči povrchu písčitého tělesa (střížná síla) vyvolanou např. vodním proudem nebo materiálem transportovaným po povrchu daného tělesa a následným předáváním kinetické energie ze zrna na zrno. Tato energie způsobí snížení vnitřního tření mezi jednotlivými zrny, tedy snížení střížné pevnosti a částečné ztekucení sedimentu.

Deformační struktury v jilem bohatých polohách, které zde budou popisovány, vznikaly vesměs reakcí na deformace sousedních písčitých poloh a mají charakter plastických deformací.

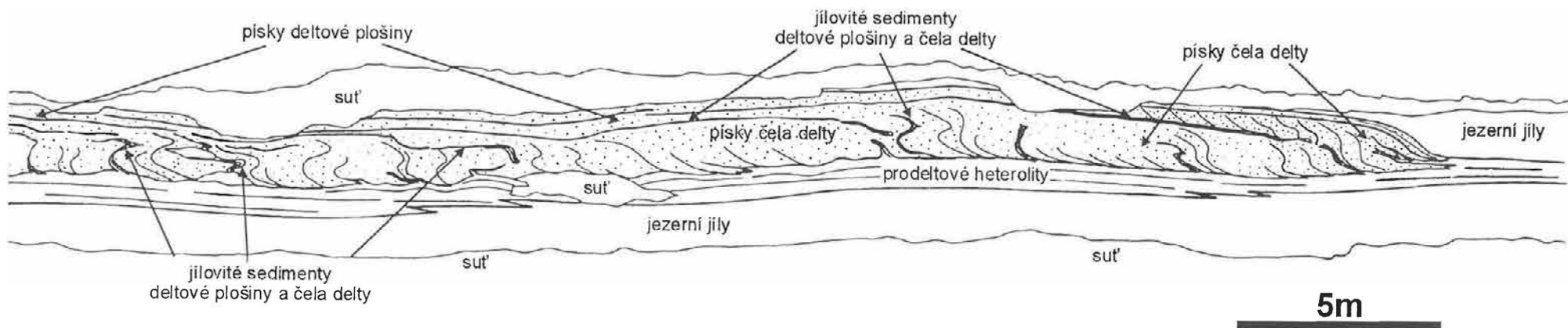
Studované deformační struktury

Nejvýznamnější deformační strukturou malého rozsahu, vyskytující se v tělesech sedimentů bílinské delty, je *konvolutní zvrstvení diagonálně stratifikovaných poloh* (obr. 4A, B, C; 5; 7). Její výskyt je vázán především na foresety jednotlivých výnosových vějířů, ve výjimečných případech se vyskytuje v rámci mocnějších poloh šikmo zvrstvených písků uvnitř koryt přínosového systému. Tato struktura se projevuje provrásněním původně šikmo uložených lamin písku, příp. jílovitých proplátek v diagonálně stratifikovaných polohách, do soustavy vrás nebo vrásám podobných struktur, často s ostrými antiklinálami a širokými synklinálami (obr. 4C, 7). Principem těchto deformací je náhlé snížení stability původní granulární stavby následkem částečného ztekucení sedimentu v celé jeho mocnosti a přechod sedimentárních částic do stabilnějšího uspořádání (Collinson & Thompson, 1992). Jako nejpravděpodobnější mechanismy ztekucení sedimentu v prostředí bílinské delty předpokládáme vliv vibrace a proudění porových fluid. Jako možný zdroj vibrací zde uvažujeme seismickou aktivitu, neboť oblast bílinské delty se nachází v těsném sousedství bílinského zlomu (obr. 1), který byl během deltové sedimentace aktivní (Uličný et al., 2000), a dále se studovaná oblast nachází při okraji vulkanického komplexu Českého středohoří, který v té době prodělával první neovulkanickou fázi (Kopecký, 1978). Tento deformační mechanismus se projevuje vytvořením soustavy vrás, jejichž osní roviny mají téměř horizontální průběh (obr. 4A, B; 5), přičemž intenzita deformace je v postiženém úseku rovnoměrná (obr. 5). Podíl vlnění na ztekucení sedimentu (srov. Dalrymple, 1979) je velmi nepravděpodobný, neboť malá hloubka jezera (několik metrů, Rajchl & Uličný, 1999) panující během převážné části sedimentace bílinské delty, neumožňovala vytvoření vln s dostatečnou kinetickou energií. Změna objemu pórů spojená s



Obr. 4

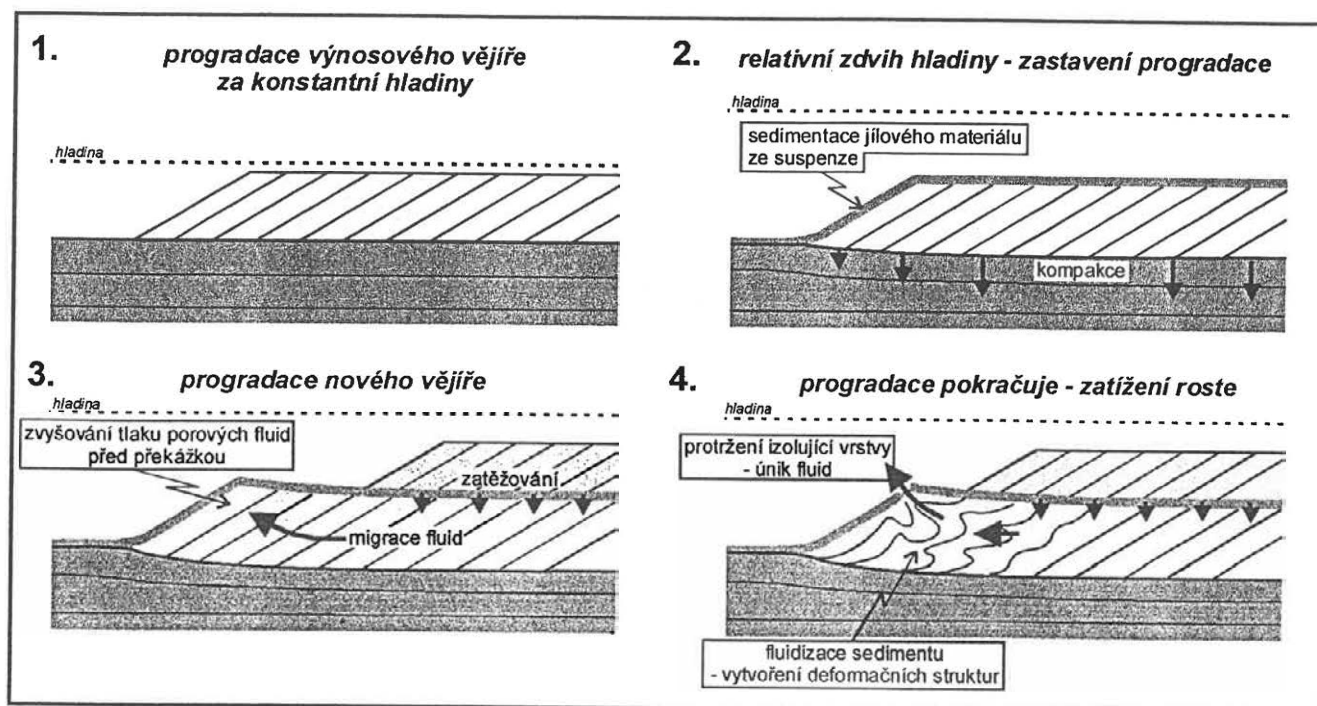
- Obr. 4: A - Konvolutní zvrstvení původně šikmo stratifikovaných písků ve fluvialním korytě. (Convolute bedding of cross-bedded sands of a fluvial channel.)
 B - Konvolutní zvrstvení ve foresetech výnosového vějíře způsobené pravděpodobně vibrační likvifikací. V topsetech jsou patrné zprerhané jílové polohy. (Convolute bedding of foresets formed probably by vibration liquefaction. Note the fractured clay layers in the topsets.)
 C - Konvolutní zvrstvení foresetů výnosového vějíře způsobené únikem pórové vody. (Convolution of foresets forming by escaping pore water.)
 D - Jílová vrstva uvnitř písčité výplně koryta protřesaná v důsledku úniku pórové vody. (Water escape structure - thin layer of clay in fluvial channel infill pierced by escape of pore water.)



Obr. 5: Rekonstrukce fotomozaiky zobrazující výnosový vějíř s foresety provrásněnými v důsledku vibrační likvifikace.
(Reconstruction of a photomosaic showing a Gilbert-type mouth bar with folded foresets due to vibration liquification.)

vytvořením stabilnější konfigurace zrn v důsledku vibračního ztekucení mohla vyvolat únik pórových fluid, a to znamená, že sediment pravděpodobně byl v těsné návaznosti na vibrační likvifikaci postižen také fluidizací. Dobrým indikátorem fluidizace je výskyt již zmiňovaných úzkých antiklinál, jejichž tvar je dán právě unikem pórových fluid (v tomto případě vody) a jejichž geometrie je zvláště dobře patrná na deformovaných jílovitých polohách uvnitř foresetů. V případě pokročilejších deformací jsou tyto jílovité polohy ve vrcholových partiích antiklinál zprerušeny a v místě přerušení jsou často patrné struktury, vytvořené unikem zmíněných pórových fluid – *fluidizační dráhy, struktury úniku fluid* (obr. 4D). Pro případ ztekucení vyvolaného pouze prouděním pórových fluid se jako možný iniciační mechanismus nabízí diferenciální zatížení jednoho výnosového vějíře druhým (obr. 6). Tato situace nastala v případě, došlo-li k relativnímu zdvihu hladiny a k vytvoření sedimentačního prostoru pro nový vějíř, který během své progradace způsoboval nestejně zatěžování původního vějíře v podloží. Toto zatěžování mělo za následek nárůst tlaku pórových fluid v zatěžované části podložního vějíře a jejich migraci do částí s nižším tlakem (do nezatížených oblastí). Pokud by podložní vějíř byl tvořen sedimentem s konstantní zrnitostí a propustností, fluida by plynule unikala s rozšiřujícím se zatížením bez výraznějšího porušení primární sedimentární struktury. Došlo-li však k přibrzdění či dokonce dočasnému zastavení migrace fluid před překážkou v podobě jílovité polohy o výrazně nižší propustnosti, zvýšil se tlak unikajících fluid a po překročení pevnosti dané překážky (jílové vrstvy) došlo k jejímu porušení a k rychlému úniku fluid, který se projevil vytvořením vrásám podobných struktur, charakteristických úzkými antiklinálami orientovanými ve směru proudění, doprovázených fluidizačními dráhami (obr. 4C). Intenzita deformace foresetů způsobené fluidizací je značně proměnlivá oproti vibrační likvifikaci. V sedimentárním záznamu bílinské delty se však vyskytuje řada výnosových vějířů, které byly v nadloží nestejně zatíženy dalším vějířem nebo mocnou akumulací topsetů, a přesto deformované foresety nemají. Domníváme se proto, že k vytvoření fluidizačních deformačních struktur čistě gravitačním působením nadložního vějíře na podložní, je zapotřebí určitý poměr mezi mocností nadložního a podložního vějíře, dostatečná rychlost progradace nadložního vějíře, výhodná mocnost těsnící jílovité vrstvy ve foresetech a její dostatečné prostorové rozšíření.

Na druhé straně se ale vyskytují případy, kdy je podložní vějíř postižen intenzivnější deformací, než jakou předpokládáme pro fluidizaci vyvolanou výše popisovaným mechanismem, a kdy nedošlo pouze ke změně vnitřní struktury, ale částečně i tvaru podložního vějíře. Na obr. 7 je možné pozorovat zaboření nadložního vějíře do podložního a s tím spojené vytlačení části materiálu podložního vějíře směrem k jeho okraji. V tomto případě hrálo rovněž podstatnou roli nerovnoměrné zatížení z nadloží, ale jeho účinek byl umocněn vibrací, která vedla ke ztekucení sedimentu podložního vějíře, čímž poklesla jeho soudržnost a byly tak pravděpodobně vytvořeny podmínky pro zaboření nadložního vějíře, podobně jako v případě laboratorních pokusů Owena (1996). Takto vzniklé deformační struktury mají podobný charakter jako struktury vzniklé vibrací, ale maximální intenzita deformace je zde soustředěna do okrajových partií, kde došlo k vymačkání části sedimentu a kde je velký výskyt fluidizačních drah (obr. 7).



Obr. 6: Zjednodušený model vzniku fluidizace a odpovídajících deformačních struktur v důsledku nestejnoměrného zatížení - podrobnější vysvětlení v textu.
(Schematical model of fluidization of mouth bar sands and origin of deformation structures due to unequal loading.)

Další významnou deformační strukturou deltových těles jsou **zpřetrhané a zprohýbané horizontální vrstvy** (obr. 4B,8A), které se vyskytují téměř vždy v doprovodu konvolutně zvrstvených diagonálně stratifikovaných poloh. Jedná se o deformace, postihující především jílovité polohy topsetů - sedimentů pasivních oblastí podvodní deltové plošiny. Výjimečně jsou postiženy jílovité polohy uvnitř koryt, které reprezentují období opuštění koryta a sedimentaci ze suspenze. Jednotlivé polohy bývají často zprohýbány do nepravidelných vrásových struktur s malou amplitudou, ve vzácných případech jsou vytvořeny úzké ostré antiklinály a široké synklinály. V případě mocnějších vrstviček došlo pouze k jejich roztrhání bez výrazné plastické deformace. Vznik těchto struktur je úzce spjat s deformacemi okolního písčitého materiálu. V případě deformovaných topsetů se jedná o reakci na změnu tvaru podložního tělesa foresetů vlivem jeho ztekucení (viz výše). V případě deformovaných jílovitých poloh uvnitř koryt jde o reakci na změnu architektury výplně vlivem její deformace. Úzký tvar antiklinál zvýrazněných tenkými jílovitými polohami je rovněž způsoben únikem pórových fluid z podložního deformovaného písčitého materiálu, stejně jako u antiklinál v rámci konvolutně zvrstvených diagonálně stratifikovaných poloh; i zde je možný výskyt fluidizačních drah.

Další dva příklady deformačních struktur, bočníkové struktury a konvolutní laminace, reprezentují převážně deformace lokálnějšího významu ve srovnání s předešlými. **Bočníkové struktury** představují ve vertikálním řezu oblé, zhruba eliptické útvary dosahující rozměru centimetrů až desítek centimetrů (obr. 8B), vyskytující se v sedimentech podvodní deltové plošiny a prodelty, kde se střídají polohy písku s polohami jílu. Tyto struktury jsou vždy vázány na spodní vrstevní plochy

písčitých poloh a vybíhají do podložního jílovitého materiálu, který tvoří **plaménkové struktury** (diapirické výběžky oddělující jednotlivé bočníkové struktury) (obr. 8B). Principem vzniku této struktury je pokles stability podložní jílovité vrstvy o nízké objemové hmotnosti (velké porozitě) vlivem jejího rychlého zatížení písčitou polohou o výrazně větší objemové hmotnosti (nižší porozitě). Tento kolaps, podmíněný výrazným hustotním rozdílem a nerovnováhou mezi kompakcí a koherencí (rychlá kompakce a nízká soudržnost), je doprovázen plastickou deformací a diapirismem podložního materiálu, mobilního v důsledku přetlakování pórového fluida, a zabořováním materiálu nadložního. Rychlé zatížení jílovitých poloh písčitým materiálem je charakteristické pro sedimentaci z turbiditních proudů, která je uvažována jako hlavní sedimentační mechanismus v oblasti prodelty. Možnost rychlého uložení písčitého materiálu na jílovitý podklad v oblasti podvodní deltové plošiny je předpokládán během období zvýšené vodnosti, kdy docházelo k sedimentaci písku v místech, kde jindy sedimentuje pouze jílová frakce nebo rychlým přeložením ústí přínosového kanálu.

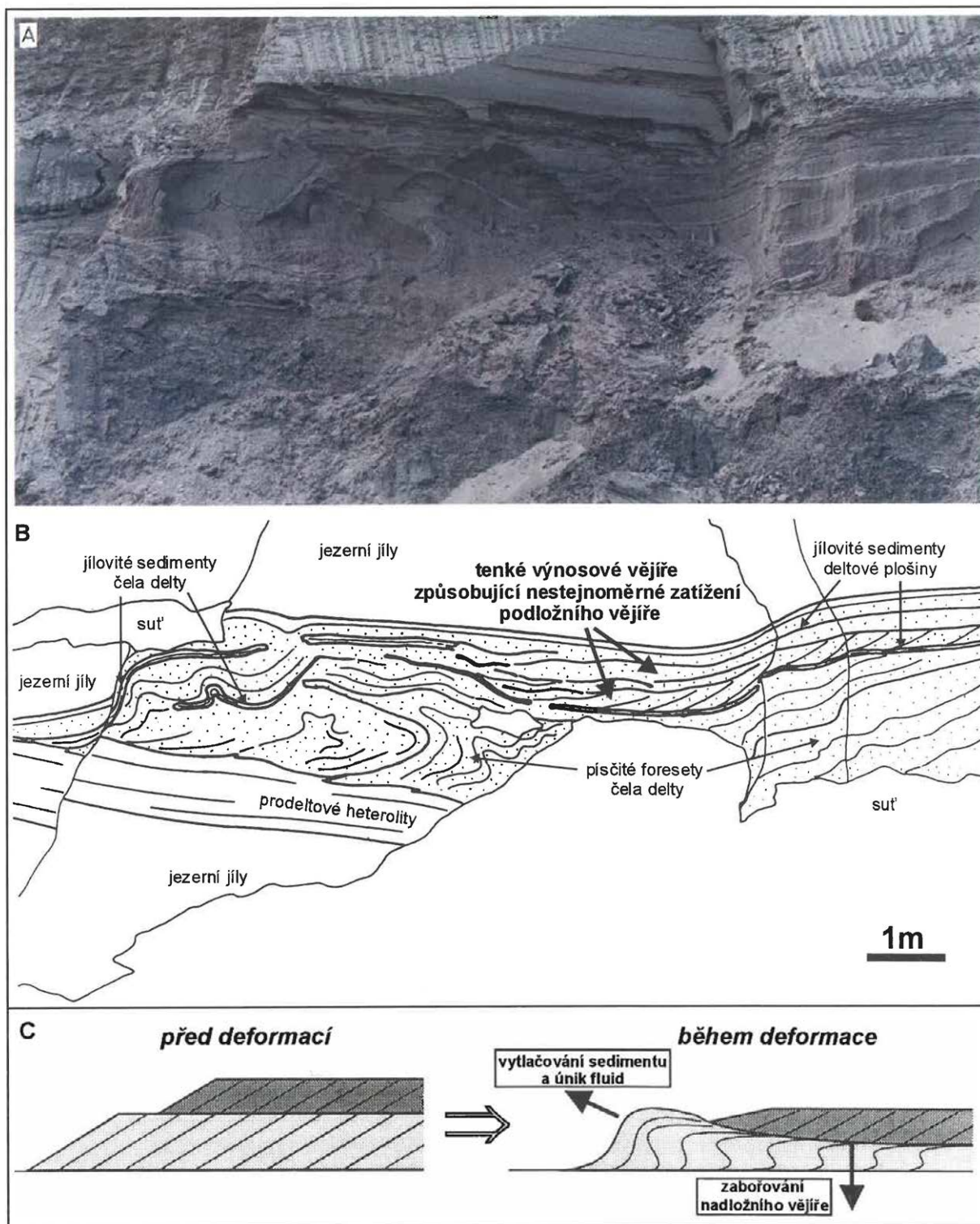
Konvolutní laminace v heterolitech (obr. 8C) je vázána na písčité polohy často tence laminované jílem, které jsou typické pro sedimenty prodelty a inaktivní oblasti podvodní deltové plošiny. Konvolutní laminace se projevuje převrácením původní horizontální stratifikace, přičemž nejvíce jsou postiženy střední partie dané polohy. Jako mechanismus vzniku pro podobné struktury je obecně uvažováno vibrační ztekucení písčitého materiálu (např. Collinson & Thompson, 1992; Marco & Agnon, 1995; Nichols, 1995), které je, jak již bylo zmíněno, velmi pravděpodobné i v naší studované oblasti.

Závěr

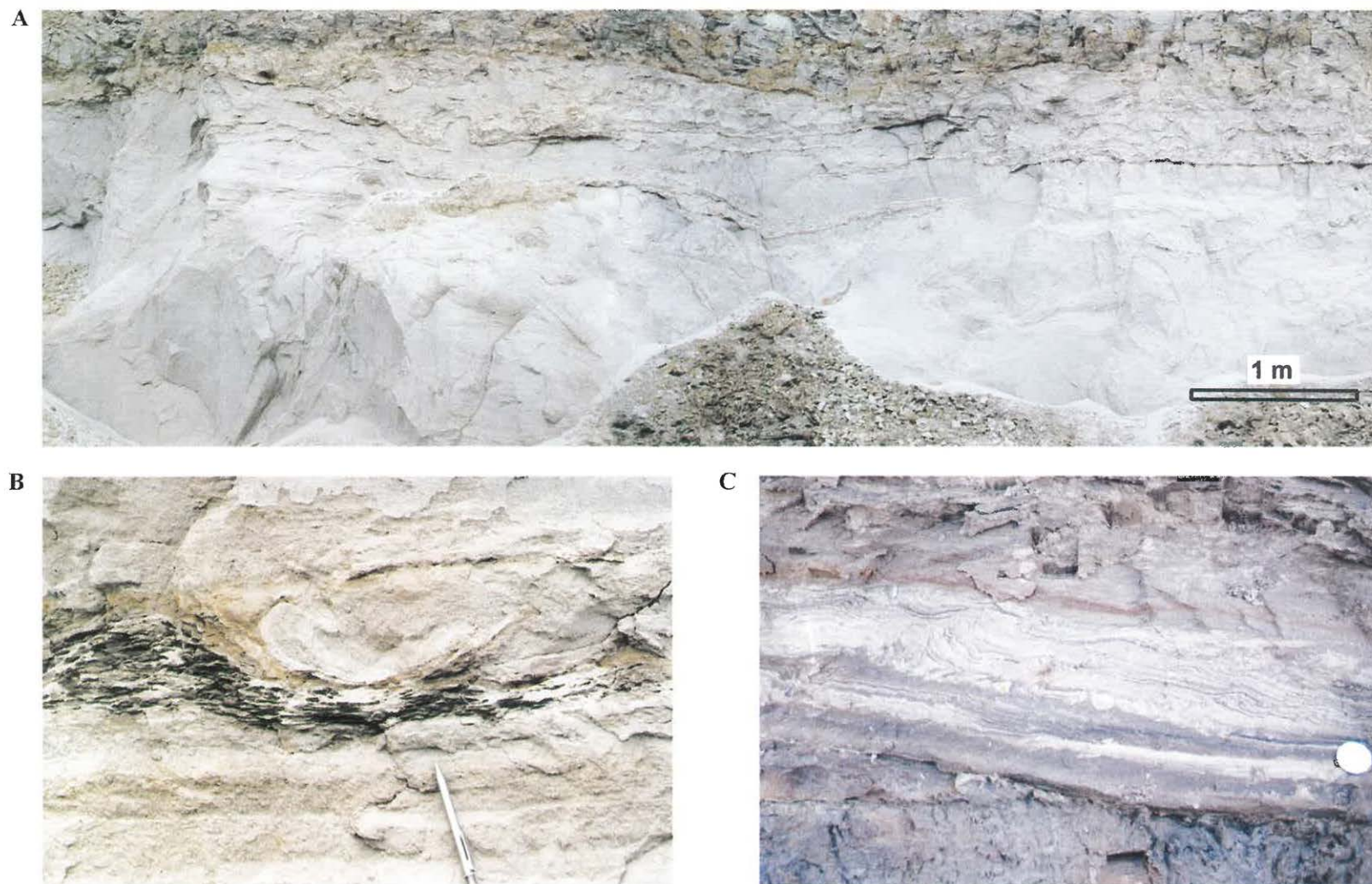
Drobné synsedimentární deformační struktury v sedimentárním záznamu bílinské delty představují projevy deformačních procesů, které se uplatňovaly v částech sedimentárního systému predisponovaných k likvifikaci – tedy především ve výnosových vějířích gilbertovského typu se strmými čely, případně v místech s rychlou sedimentací a vznikem negativních hustotních gradientů. Stratigrafický kontext studovaných odkryvů umožnil interpretovat situace, kdy příčinou ztekucení sedimentu byla nejpravděpodobněji pouze seismická vibrace bez asistence dalších faktorů, oproti situacím, kdy se výrazně uplatňovalo zatížení nadložním sedimentárním tělesem i bez nutného vlivu vibrace. Bočníkové a plaménkové deformační struktury interpretujeme jako odraz sedimentace materiálu o vyšší objemové hmotnosti na podloží o nižší objemové hmotnosti a k jejich vzniku není třeba uvažovat účast seismických vibrací nebo jiných vnějších faktorů.

Literatura

1. Allen, J. R. L. (1982): Sedimentary structures: Their Character and Physical Basis, Vol II., Elsevier, Amsterdam.
2. Collinson, J. D. & Thompson, D. B. (1992): Sedimentary structures, 2nd edition (reprint), Chapman & Hall, str. 145 - 159.



Obr. 7: A, B - příklad konvolutního zvrstvení foresetů způsobeného možnou kombinací seismického otřesu a diferenciálního zatížení,
 C - zjednodušený model vzniku.
 (A, B - example of folded foresets, deformed by possible combination contemporaneous affecting of seismic shock and differential loading, C - hypothetical model of situation before and after deformation.)



Obr. 8

Obr. 8: A - Jílové polohy uvnitř fluviální výplně koryta deformované v důsledku likvifikace okolních písků. (Clayey beds in a fluvial channel fill deformed in response to liquefaction of surrounding sand.)

B - Příklad bochníkové struktury na bázi tenkého výnosového vějíře. (Ball-and-pillow structure at the base of a mouth bar.)

C - Konvolutní laminace písčité polohy v heterolitických laminitech prodelt. (Convolute lamination in a sandy layer of prodelta heteroliths.)

