

Lekce 9 FLUVIÁLNÍ SEDIMENTY

Řeky ve většině případů netečou na dně údolí přímo po skalním podkladu, ale jejich koryto je zahlobeno do různých uloženin. Sedimenty které se nacházejí na dně údolí se označují jako *výplň údolního dna*. Výplň údolního dna je tvořena rozmanitými typy sedimentů, jejichž charakter je závislý na jejich poloze v rámci údolního dna, zejména na vzdálenosti od říčního koryta.

V poříční krajině se můžeme setkat se třemi tvary reliéfu, které jsou tvořeny říčními sedimenty. Jedná se o aluviální kužel (náplavový kužel), údolní nivu (aluviální rovina) a deltu. U těchto tvarů byla věnována pozornost řadě charakteristik: - vlastnostem povodí, - hydrologickým datům, - morfologii makrotvaru, - mezotvarům (štěrkové lavice, agradační valy, ...). Dalším hlediskem studia těchto tvarů je výzkum sedimentárních facií ze kterých se skládají. Každou *facii* je možné popsat jejím tvarem (geometrií), litologickým složením, charakteristickou kombinací depozičních jednotek a výskytem fosilií. Každou *depoziční jednotku* lze popsat zrnitostním složením, uspořádáním částic a sedimentárními strukturami.

Sedimentární sled na odkryvu lze stratigraficky interpretovat. Stratigrafická interpretace je založena na základním předpokladu, že nejstarší sedimenty se nacházejí vespod a směrem nahoru se jejich stáří zmenšuje. Tímto způsobem lze vytvořit *relativní chronologii* sedimentů, které vidíme před sebou ve stěně odkryvu. Je ovšem zapotřebí mít na paměti, že mocnost jednotlivých vrstev rozhodně neodpovídá době, po kterou trvalo jejich ukládání.

Charakteristickým rysem fluviálních sedimentů je, že se ukládají ve velmi dynamickém prostředí, takže zřídka zůstávají dlouho na svém místě. Většina fluviálních sedimentů je po uložení znovu erodována a je poměrně malá pravděpodobnost, že se zachovají na netknuté po delší dobu. Největší šance pro uchování fluviálních sedimentů je tam, kde: → dochází k rychlému tektonickému poklesu území, → dochází ke zvyšování polohy erozní báze nebo → povodí se nachází v delším období s vysokou produkcí sedimentů. Zvláště nízký potenciál pro uchování mají jemnozrnné, vněkorytové sedimenty údolních niv – v údolní nivě, kterou protéká meandrující řeka, dochází neustále k přemisťování koryta při posunu meandrů a povodňové hlíny jsou neustále erodovány na výsepních březích. Výsledkem je, že v sedimentárním profilu agradující řeky dominují štěrkopískové korytové sedimenty nad vněkorytovými jemnozrnnými. Tento jev značně ztěžuje rekonstrukci prostředí ve kterém se sedimenty ukládaly. Je tedy nezbytné velmi pečlivě zhodnotit všechna dostupná fakta a doplnit je pokud možno datovacími technikami, abychom bylo možné stanovit *absolutní chronologii*.

Hledisek podle kterých je možné studovat fluviální sedimenty je celá řada. Studium klastických sedimentů (štěrků) se označuje jako **valounová analýza**. Cílem valounové analýzy je zjistit petrografické složení valounů a jejich texturu.

Petrografické složení má pouze omezenou vypovídací schopnost o sedimentačním prostředí, protože odráží spíše litologické složení povodí. Využít se dá ale pro studium říčního pirátství nebo změn směrů odvodňování. Pojem *textura* sedimentu zahrnuje několik morfometrických vlastností valounů: velikost (zrnitostní složení), tvar, orientaci a způsob uložení. Z těchto parametrů se jako nejužitečnější jeví zrnitost a orientace. Nejednoznačný termín je tvar valounu, který se dá vyjádřit mnoha způsoby. Studovat je možné zejména drsnost povrchu valounů (např.

vyleštěné, popraskané, ...) která se stanovuje elektronovou mikroskopií, zaoblení (obroušení rohů a hran úlomků), sféricitu, nebo lze stanovit tvarový index (např. třídy podle Zingga). Uložení vyjadřuje rozložení hustoty úlomků v rámci horniny a může odrážet primární nebo sekundární depoziční procesy nebo kompakci po ukončení sedimentace.

Zrnitostní složení sedimentů

Velikost valounů se určuje měřením délky tří os (a, b, c), ačkoliv nejčastěji se jako reprezentativní stanovuje pouze velikost osy b (střední osa). Průměrná velikost zrn nám dává hrubou představu o tom, jak energetické bylo prostředí, ve kterém se sediment ukládal – v podstatě lze ze zrnitosti odvodit energii toku. Interpretaci je však třeba provádět s ohledem na zrnitost zvětralin, které vznikají v povodí a dostávají se do vodních toků. Ať je energie toku jakkoliv velká, nemůžeme v sedimentu najít zrna větší než jaká jsou do toku dodávána ze svahů. Při neopatrné interpretaci by tedy mohlo dojít k podhodnocení energie toku.

Zrnitost sedimentu se vyjadřuje graficky v podobě histogramů nebo zrnitostních křivek (součtové čáry), které vyjadřují procentuální zastoupení částic, které svou velikostí překračují určitou hodnotu. Zrnitost se také velmi často graficky znázorňuje na „pravděpodobnostním“ papíře, který má tu vlastnost, že součtová čára má podobu přímky v případě, že zrnitostní data mají normální rozdělení. Zrnitostní křivka má tu výhodu, že je nezávislá na šířce zrnitostních intervalů a lze z ní přímo odečítat hodnoty percentilů (např. 90tý percentil je definován jako velikost zrna, která dělí datový soubor tak, že 90% zrn má rozměr menší než tato hodnota a 10% rozměr větší než tato hodnota). Pomocí percentilů lze dobře popsat charakter rozdělení souboru zrnitostních dat.

Zrnitost sedimentu (podoba zrnitostní křivky) je výsledkem několika faktorů:

1. zrnitost zvětralin které se dostávají do říčního koryta,
2. abraze a koroze během transportu,
3. vytříděním během transportu a ukládání.

Velikost částic v sedimentech obecně klesá směrem po toku, tzn. ve směru transportu. Dříve se předpokládalo, že zjemňování sedimentů směrem po toku je výsledkem abraze při transportu (vzájemné omílání úlomků a tříštění při nárazech). Laboratorní experimenty ale ukázaly, že tento proces není schopen zmenšit unášená zrna o tolik, jak to pozorujeme ve vodních tocích. Vysvětlení tohoto jevu spočívá v tom, že dnové splaveniny jsou podél toku vytříděny selektivním transportem jednotlivých zrnitostních frakcí. Na horním toku má řeka větší energii, takže je schopna unášet i velké úlomky. Po proudu unášecí schopnost klesá, takže nejdále jsou odneseny nejjemnější částice. Zjemňování sedimentů dolů po proudu bývá často narušeno přínosem hrubších sedimentů při ústí přítoků nebo erozí hrubšího materiálu ze břehů.

Dobře vytříděné sedimenty mají úzký rozsah velikosti zrn a jejich zrnitostní křivka bývá velmi strmá. Většina hrubších sedimentů se ale vyznačuje dvouvrcholovým rozdělením. To znamená, že jsou tvořeny dvěma odlišnými zrnitostními frakcemi a to štěrkem, který tvoří základ a jemnějším sedimentem, který vyplňuje volné prostory mezi štěrkovými zrny.

Mnoho fluvialních sedimentů vykazuje zjemňování materiálu odspodu nahoru, které má spojitost s energií toku. Při odeznívání povodně se hrubé částice usadí na dně koryta a jemnější na březích nebo mimo koryto v nivě. Další možností je, že se mění přírodní podmínky – klimatické, tektonické nebo dochází ke změně povodí.

Naopak hrubnutí sedimentu směrem nahoru indikuje postupné přibližování zdroje sedimentárního materiálu.

Orientace částic

Velké množství fluviálních sedimentů vykazuje orientaci zrn, která je výsledkem mechanismů, které působily při jejich ukládání. Čepelovité nebo ploché částice jsou často naskládány na sebe tak, že upadají směrem proti proudu. Tento jev se označuje jako *imbrikace* a lze podle ní určit směr proudění v době uložení sedimentu. Imbrikace se nejčastěji vyskytuje v sedimentech při dně koryta, které jsou dostatečně vytríděné, aby mohly ležet jednotlivé valouny na sobě a nebyly odděleny jemnějším materiálem. Protáhlé úlomky které se můžou kutálet po dně se ukládají delší osou kolmo na směr proudění; pokud se ovšem jeden konec nezachytí za překážku, podle které se úlomek otočí po směru proudění.

Sedimentární struktury

Sedimentární struktury odráží vlastnosti depozičního prostředí v místě uložení sedimentu. Zahrnují zejména ploché a křížové zvrstvení nejrůznějšího měřítká, které jsou organizovány do deskovitých nebo brázdovitých souborů. Soubor je skupina vrstev, které jsou omezeny dalšími vrstevními plochami. V písčonosných tocích vytváří každá dnová mikroforma charakteristická pro určité rychlosti proudění svoje sedimentární struktury: **duny** vytváří křížové zvrstvení velkého měřítká; **čeřiny** vytváří křížové zvrstvení malého měřítká (tzv. křížová laminace); **ploché dno** vytváří ploché zvrstvení.

Sedimenty vznikají třemi mechanismy:

- pravá sedimentace = vypadávání částic ze suspenze,
- akrece = hromadění sedimentu v důsledku poklesu unášecí schopnosti toku a zastavení jeho pohybu,
- vyvolaná sedimentace = ukládání v chráněné poloze za překážkou.

Sedimentární struktury mají význam pro určení charakteru proudění v okamžiku depozice. Potenciál pro budoucí uchování má zejména imbrikace, křížové zvrstvení, křížová laminace a písčové lineace. Nejspolehlivější jsou však pro určení směru proudění struktury vytvořené extrémními událostmi: zejména imbrikace štěrků a křížové zvrstvení většího měřítká (duny). Směry proudění určené podle čeřin vykazují velkou variabilitu kolem celkového směru, což indikuje vliv topografie říčního dna na proudění při nižších průtocích.

Náplavový kužel

Náplavový kužel je těleso říčních sedimentů, jehož povrch má tvar kuželové výseče, která má vrchol v bodě, kde řeka opouští vyšší území (pohoří). Ukládání je vyvoláno změnou hydraulických podmínek, když náhle poklesne spád, nebo když se řeka náhle dostane z úzkého údolí do roviny. Náplavové kužely vznikají ve všech klimatických zónách, nicméně najdeme je vždy v podobných geomorfologických podmínkách; vznik kužele vyžaduje oblast s větším převýšením a silnou erozí a přilehlou níže položenou oblast s akumulací.

Typickou oblastí tvorby kuželů jsou vnitrohorské kotliny se zlomovými svahy. Optimální podmínky pro ukládání mocných uloženin náplavových kuželů jsou tam, kde zdvih na zlomech je rychlejší než rychlost prořezávání zlomového svahu vodním tokem, nebo tam kde poklesy umožňují zachování sedimentů kuželu. Ačkoliv v dnešní době najdeme nejvíce aktivních kuželů v suchých oblastech, vznikají i

v humidních oblastech nebo na výplavových rovinách (sandrech) v předledovcových oblastech vyšších zeměpisných šířek. Náplavové kužely vznikají hojně i v zaledněných pohořích mírného pásma, kde jsou vázány na dočasný nadbytek ledovcových sedimentů při odledňování.

Podélný profil kuželem má vždy konkávní tvar, v horizontálním směru je jeho profil konvexní; rádius kuželu může přesáhnout 10 km a průměrný sklon povrchu se pohybuje od méně než 1° po více než 5°. Tvar kuželu bývá často ovlivněn splýváním s kužely, které vznikají při ústí sousedních údolí, takže při úpatí pohoří aridních oblastí vznikají rozsáhlé náplavové oblasti tzv. *bahady*.

Podoba kuželu se liší podle klimatické oblasti; v semiaridních oblastech bývá vodní tok spíše zahloubený pod povrch kuželu, naopak v humidních oblastech řeka obvykle divočí a přesouvá se po jeho povrchu z místa na místo. Kužely ve vlhkých oblastech bývají většinou rozsáhlejší než v semiaridních, např. některé předledovcové výplavové roviny na Islandu mají kužely s plochou několik stovek km². Další odlišností je, že semiaridní kužely mají daleko příkřejší a kratší podélný profil než humidní kužely. Velikost náplavových kuželů (plocha) je závislá na ploše povodí; při ústí větších povodí vznikají i větší kužely. Dalším faktorem jsou horniny budující povodí; v rámci jednoho klimatického pásma ovlivňuje druh horniny množství a velikost splavenin. Pokud srovnáme kužely pod povodími budovanými křemenci, zjistíme, že jsou 5, 10 a 20 menší než kužely pod povodími se žulou, pískovcem a jílovcem.

Příklad: náplavové kužely v údolí San Joaquin v Kalifornii se liší velikostí podle druhu horniny. Kužely na prachovcích a jílovcích jsou dvakrát větší než na pískovcích a jejich podélný profil je o 35 až 75% příkřejší.

Morfologie a charakter uloženin v kuželích se přizpůsobují průtoku a zátěži splaveninami v rámci podmínek daných tvarem okrajového svahu pohoří, tvarem sedimentární pánve a vlivem sousedních kuželů.

Se vzdáleností od vrcholu kuželu se obvykle zmenšuje velikost částic, zmenšuje se mocnost sedimentárních vrstev a hloubka koryta a zvětšuje se vytřídění sedimentu. Největších mocností dosahují sedimenty kuželů při okrajích aktivních zlomových svahů, kde mohou přesáhnout až 1000 m. Sedimentace se vyznačuje rychlými laterálními faciálními změnami. V materiálu převažuje štěrk a písek, rozšíření prachu a jílu je spíše omezené. Kužel je tvořen převážně ve vodě uloženými sedimenty divočicích řek, které v humidních oblastech významně převažují nad svahovými pohyby přemístěným materiálem, v sušších oblastech však mohou svahoviny představovat až 40% všech sedimentů. Svahoviny v sedimentech kuželů mají dvojí charakter:

1. hrubozrnné úlomkovité svahoviny v horních částech kuželu,
2. bahnotoky ve spodních částech kuželu.

Typicky se na kuželech vyskytují vysoce viskózní blokovo-bahenní proudy se špatně vytříděným materiálem, ve kterých větší úlomky „plavou“ v jemnozrnnější matici nebo sedimenty vzniklé plošným splachem. V suchých oblastech se může stát, že většina povrchového odtoku se vsákne do podloží a jílovité částice se ztrácí z povrchu a vyplňují póry ve štěrkopískové matici.

Kužely tak představují svým charakterem spíše okrajové fluviální prostředí. Navíc jejich sedimenty často plynule přecházejí do různých jiných sedimentárních prostředí, jako jsou např. do mocné polohy jezerních sedimentů, deltové uloženiny, údolní nivy a na mořském pobřeží do přílivových/odlivových rovin či pláží. V semi-aridních

oblastech kužely často přecházejí do tzv. *playas* (periodických jezer), které se vyskytují v bezodtokých pánvích.

Kužely se mnohdy ukládaly po velmi dlouhá období (až 10^5 roků) a jsou často využívány pro paleoklimatické rekonstrukce, které se provádějí z jejich stratigrafie.

Údolní niva

Současné nivní řeky lze rozdělit do čtyř kategorií:

1. Nivy s výraznými okraji; niva představuje relativně úzký pás v okolí řeky, často zatopený povodní, který je ohraničený údolními svahy nebo říčními terasami. Takové nivy mohou být i značně široké, např. niva Gangy má šířku mezi 16 a 80 km v úseku dlouhém 600 km.
2. Nivy vnitrozemských pánví; jedná se o rozsáhlé aluviální roviny často vázané na poklesávající oblasti (např. pánev řeky Magdalena, Kolumbie – 20 000 km²), zaniklá jezera vyplněná aluviem, nebo o oblasti ovlivněné polohou místní erozní báze.
3. Pobřežní nivy; jsou to rozsáhlé nivy v pobřežních nížinách s řekami o velmi malém spádu, které splývají s deltovými sedimenty ovlivněnými infiltrací slané mořské vody (např. deltová aluviální rovina Mekongu má plochu 53 000 km²).
4. Předledovcové výplavové nivy (sandry); jedná se o nestabilní nivy divočících řek, které dnes zaujímají jen malé plochy, ale byly významné zejména během posledního glaciálu před 15 000 lety.

Boční eroze řeky neustále eroduje a ukládá existující uloženiny, takže uloženiny jsou neustále přemísťovány z místa na místo. Výsledkem je, že různé části nivy mají zcela odlišné stáří, které odráží historickou i současnou migraci a avulzi koryta. Nivní uloženiny jsou dvou typů: - vnitrokorytové, - vněkorytové. Protože rychlost proudění se při povodni zmenšuje se vzdáleností od koryta, bývají vněkorytové sedimenty uloženy dále od řeky jemnozrnější.

Odlišnost mezi nivami v humidních a semiaridních oblastech vyplývá zejména z přítomnosti vegetace. Řídce porostlé semiaridní nivy obsahují mnohem méně organického materiálu a jejich sedimenty nejsou po uložení narušovány růstem kořenů. Na druhou stranu jsou méně chráněny proti větrné erozi a přemísťování sedimentů. Např. podél Indu se na povrchu nivy ukládá větrem vátý prach, který tvoří významný podíl v nivních sedimentech.

Rozlišují se tři základní typy aluviálních rovin, které odráží charakter sedimentace a migraci koryta:

- Typ 1 – dominují jesešní uloženiny (= vnitrokorytové sedimenty), vznikající při migraci říčního koryta.
- Typ 2 – dominuje vněkorytová sedimentace v okolí poměrně stabilních říčních koryt.
- Typ 3 – rozvětvená koryta s častým překládáním v rámci údolního dna; tento typ zahrnuje (a) meandrující a divočící řeky s ostrovy porostlými vegetací a štěrkovými lavicemi, (b) řeky které mají divočící charakter jen při nižších průtocích.

Meandrující řeky

V nivách meandrujících řek najdeme několik odlišných sedimentačních prostředí: sedimenty laterální akrece (jesepty), sedimenty vertikální akrece (povodňové hlíny), crevasse splays, jemnozrné výplně zazeměných mrtvých ramen.

Sedimenty klasické meandrující řeky se vyznačují zjemňováním směrem od spodu nahoru. Tento sedimentární sled je výsledkem bočního přirůstání jesebních uloženin, vespod začíná *korytovými štěrky* (lag deposits) a nahoře končí prachy a jíly uloženými při povodních mimo koryto. Velikost smykového napětí klesá podél jesebního břehu ode dna nahoru, což způsobuje zjemňování sedimentů jesepeu odspodu nahoru. Korytové štěrky bývají překryty vrstvou s brázdovým křížovým zvrstvením, která je výsledkem migrace dun ve spodní části jesební lavice. Pak následují brázdové křížově laminované písky, které vznikají při pohybu čeřin v pomale tekoucí vodě ve vyšších částech jesepeu. Nad brázdovým křížovým zvrstvením se můžou někdy objevit ploše laminované sedimenty vzniklé při vyšších vodních stavech, které zaplavují jesební lavice během povodní.

Jemnozrné sedimenty se ukládají v okolí meandrujících řek v důsledku vněkorytové sedimentace při povodních, jedná se o silty a jíly, které mohou být proloženy laminami hrubších povodňových písků. Lapače jemnozrných sedimentů představují rovněž odškrčené meandry (slepá, mrtvá ramena), která jsou vyplňována jemnými písky, prachy a jíly.

Anastomózní řeky

Anastomózní řeky jsou rychle agradující nízko-energetické korytové a mokřadní komplexy, které vyžadují pro svůj vznik neobvyklou kombinaci geomorfologických, tektonických a klimatických podmínek. Vyskytují se v poklesávajících sedimentárních pánvích, nebo tam kde se zvedá místní erozní báze, obvykle v poměrně humidních oblastech kde vzniká velké množství jemnozrných splavenin.

Anastomózní systémy často představují pouze přechodný stav v době, kdy se řeka snaží dosáhnout nového stavu rovnováhy pomocí intenzivní agradace. Rychlost agradace může dosahovat v anastomózních nivách 0,15 až 1,0 m za 100 let. Koryta anastomózních řek se vyznačují velkou laterální stabilitou, což je dáno jednak velmi malým spádem, jednak kohezivními sedimenty budujícími břehy. Jejich laterální aktivita má podobu avulze a rychlého zazemňování opuštěných ramen. Ramena bývají lemována výraznými agradačními valy, které se skládají z laminovaného jemného písku a prachu, ve kterých bývají čochky organického materiálu. Agradační valy bývají často protrženy při povodních, které přes trhliny vnáší do nivy hrubší písčité sedimenty (crevasse splays).

V okolí říčních ramen se zpravidla rozkládají mělká jezera, mokřady a slatiniště. V hlubších jezerech se akumulují laminované jíly a písčité jíly, v mělčích jezerech se vyskytují jílovito-prachovité sedimenty bez laminace, která bývá rozrušena bioturbací. V mokřadech se ukládá směs klastického materiálu a hníkalů nebo mocné polohy rašeliny. Avulze často začíná protžením agradačního valu a zahloubením nového koryta do mokřadních sedimentů, šířka původního ramene se v důsledku ztráty vody zmenší akumulací vznikem příbřežních lavic.

V anastomózních nivách převažují mokřadní sedimenty nad korytovými, mokřadní uloženiny tvoří 60 až 90% celé nivy. Jejich vrstevní sledy jsou tvořeny převážně jemnými sedimenty (prachy a jíly) doplněnými o písčité uloženiny agradačních valů a crevasse-splay uloženiny obklopující říční ramena.

Divočící řeky

Nivní uloženiny divočících řek nemají vnitřní organizaci a jsou dominovány sedimenty korytových lavic tvořených špatně vytríděnými štěrky nebo štěrkovitými písky. Jemnozrné sedimenty jsou poměrně vzácné.

Byly popsány dva typy divočících řek:

- proglaciální výplavové roviny (sandry),
- písčité divočící řeky semiaridních oblastí.

Tavné vody které vytékají z ledovce obsahují velké množství sedimentárního materiálu. Ukládání nastává v předpolí ledovce, kde jsou rychlosti proudění malé ve srovnání s rychlostmi v ledovci a pod ledovcem. V úzkých údolích vytváří divočící řeka dlouhý, úzký náplav, zatímco v širokých údolích se řeky syčené tavnou vodou rozprostou do šířky a vytvoří sandr.

Předledovcové divočící řeky vytvářejí dva typy na základě odlišností hydrologického režimu: - arktické proglaciální, - arktické nivální. První typ je charakteristický velkými průtoky od začátku arktického léta, během kterého jsou velké průtoky udržovány po dlouhou dobu táním ledu. Arktické nivální režimy jsou charakteristické pouze jarní povodní z tání sněhu a mají poměrně malé letní průtoky udržované sněžníky, které se udrží dlouho do léta. Oba hydrologické režimy vytváří sedimentární sledy tvořené zvrstvenými písky a štěrky (korytová sedimentární výplň, štěrkové lavice, písky kryjící temena lavic, nivní silty), které bývají často prořezané v důsledku laterální migrace koryta a občas kryté vátými písky.

Písčité divočící řeky jsou značně nestabilní, protože už při malém nárůstu průtoku se do pohybu dává velké množství dnových splavenin a během vzestupné a sestupné větve povodně vznikají sekvence dnových mikroforem. Index divočení se výrazně zvětšuje při nižších vodních stavech, kdy nad hladinu vystupují velké dnové mikroformy jako jsou písčité vlny a duny. V semiaridních oblastech je častým jevem, že pouze občasně protékající divočící koryta jsou modelována eolickou činností a ve vrstevních sledech se střídají fluviální a větrem váté sedimenty.

Delta

Mnoho řek je zaústěno do jezer nebo moří přes rozvětvený systém koryt neboli deltu, která vzniká tam, kde řeka unáší tolik materiálu, že ho vlny, mořské proudy a odliv nestačí odnést.

Velké delty zpravidla nenajdeme při aktivních okrajích kontinentů, kde dochází ke kolizi litosférických desek, protože navzdory velké produkci sedimentů v erodovaných pásemných pohořích, jsou zde povodí malá a chybí zde široký, mělký šelf, na kterém se může delta ukládat. Tak např. chybí velké delty podél tektonicky aktivního západního okraje Severní i Jižní Ameriky.

Sedimentace začíná když rychlost proudění náhle poklesne při vstupu řeky do velkého vodního tělesa. Sedimenty které takto vznikají jsou velice dobře vyříděné a mají vždy stejně vyvinutou gradaci s nejhrubšími částicemi u pobřeží a nejjemnějšími dále v moři.

Vnitřní stavba delty:

- svrchní vrstvy – souvrství korytových a nivních uloženin, které přirůstají směrem do moře,
- čelní vrstvy – příkře ukloněné souvrství spočívající v podloží svrchních vrstev,
- spodní vrstvy – jemnozrnný materiál unášený v suspenzi nejdále od pobřeží.

Pokud řeka unáší velké množství splavenin a přijímající vodní těleso má malou energii, roste delta velice rychle. Tvar delty závisí na souhře několika faktorů, kterými jsou velikost průtoku v řece, energie mořských vln a velikost přílivu a odlivu. Na základě toho který z těchto vlivů dominuje se rozlišují řekou, vlnami a přílivem

dominované delty. Pokud se vyskytuje jen malé kolísání hladiny při přílivu a odlivu a energie vln je malá, vznikají protažené nebo jazykovité delty. Takovouto deltu má např. řeka Mississippi, která ústí do moře několika širokými, přímými rameny, na jejichž koncích vznikají samostatné, půlměsícovité akumulární lavice (tzv. ptačí pařát). Ptačí pařát je variantou řekou dominovaných delt, které mají souvislý okraj budovaný splývajícími akumulacemi blízko vedle sebe zaústujících ramen.

Pokud převažuje na pobřeží účinek vlnění nad říčním průtokem, vlny přemodelují okraj delty tak, že vznikne relativně hladké přímé nebo obloukovité pobřeží s pláží a písčítými pobřežními valy. Vlny přemísťují fluviální materiál rychle podél okraje delty, kde se tvoří pobřežní valy a delta tak roste simultánně podél celého okraje a nikoliv z jednotlivých center a její přirůstání je obvykle pomalé.

Tam kde se na pobřeží významně uplatňují proudy vznikající při přílivu a odlivu (např. delta Nigeru) vznikají velké pobřežní ostrovy, které jsou odděleny přílivovými kanály. Při ústí jednotlivých deltových ramen chybí půlměsícovité akumulace, které jsou nahrazeny protáhlými písčítými ostrovy a fluviální činností, podobně jako u vlnami dominovaných delt, převládá v horní části deltové roviny. Takovouto deltu má např. Ganga-Brahmaputra v Bengálském zálivu; její delta roste pomalu v důsledku silných proudů za odlivu, ale sedimenty se ukládají při pobřeží, kde vzniká hustá síť odlivových kanálů, výsep a ostrovů, které sahají až 95 km od pobřeží.

Některé delty mají pouze jedno říční koryto, mnohem častěji však vzniká rozvětvený distribuční systém říčních ramen. Velmi častým jevem v řekou dominovaných deltách je avulze, při které vznikají nová, kratší ramena s větším spádem s tím jak delta roste. Sedimentace v deltových ramenech se podobá sedimentaci v údolních nivách, kdy na dně koryta jsou nejhrubší korytové sedimenty, které se směrem vzhůru zjemňují až po jílovité a prachovité „nivní“ sedimenty. Aktivní delty jsou často mokřadními oblastmi s vysokou produkcí biomasy; nad mokřady vystupují často pouze agradační valy lemující aktivních i zaniklá deltová ramena.

Charakter povrchu delty je silně ovlivňován klimatem: pro delty ve vysokých zeměpisných šířkách (polární oblasti) jsou charakteristické tvary jako pinga, polygonální půdy a jiné kryogenní jevy a tundrová vegetace. Semiaridní a aridní delty bývají pokryty durikrustami (často kalkrety), solnými kůrami se sádrovcem a halitem (delta Nilu) nebo písčnými dunami za pobřežními valy. Naopak tropické delty jsou pokryté bohatou vegetací, zvláště mangrovemi.

Většina současných deltových uloženin pochází z období post-glaciálního eustatického zdvihu hladiny světového oceánu. Zvyšování hladiny moře však nebylo souvislé. Během holocénu hladina světového oceánu opět nejméně pětkrát poklesla a došlo k erozi vytvořených deltových uloženin. Pokud dojde k poklesu hladiny moře a tím poklesu erozní báze, ke zmenšení objemu transportovaných sedimentů nebo ke zvětšení průtoků, v deltě bude fungovat jen jedno rameno a dojde k jejímu protažení. Naopak pokud se erozní báze zvýší, zvětší se objem unášených splavenin nebo se zmenší průtok, vytvoří se rozvětvený distribuční systém ramen (podobná strategie jako u nížinných anastomózních řek) a delta poroste více do šířky.