

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta

Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky



Inženýrskogeologické aspekty těžních plošin založených v moři

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Ladislav Konečný

Vedoucí: Ing. Jan Boháč, CSc.

Praha, 2009

GEOLOGIE
ROPNÉ PLOŠINY (TĚŽNÍ P.)
MOŘSKÉ DNO
OCEÁNSKÉ DNO

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracoval samostatně na základě literatury uvedené v seznamu použité literatury.

Souhlasím, že má bakalářská práce může být použita k potřebám Univerzity Karlovy a ke studijním účelům.

V Praze dne 29. 9. 2009



Ladislav Konečný

Poděkování

Děkuji panu Ing. Janu Boháčovi, CSc. za metodické vedení, podnětné rady a připomínky při vypracování mé bakalářské práce.

Obsah

| | | |
|---|---|----|
| 1 | ÚVOD..... | 6 |
| | 1.1 Úvod do technologie mořských ropných plošin..... | 6 |
| | 1.1.1 Podepřené plošiny..... | 6 |
| | 1.1.2 Plovoucí plošiny..... | 7 |
| | 1.1.3 Rozdíly mezi podepřnými a plovoucími plošinami..... | 7 |
| 2 | GEOLOGIE MOŘSKÉHO A OCEÁNSKÉHO DNA..... | 8 |
| | 2.1 Prvky mořského dna..... | 8 |
| | 2.1.1 Středoocéánské hřbety..... | 8 |
| | 2.1.2 Hlubokooceánské dno..... | 8 |
| | 2.1.2.1 Hlubokomořské kopce..... | 8 |
| | 2.1.2.2 Hlubokomořské pánve..... | 8 |
| | 2.1.2.3 Podmořské hory..... | 9 |
| | 2.1.2.4 Aseismické hřbety..... | 9 |
| | 2.1.2.5 Hlubokomořské příkopy..... | 9 |
| | 2.1.3 Kontinentální okraje..... | 9 |
| | 2.1.3.1 Kontinentální šelf..... | 10 |
| | 2.1.3.2 Kontinentální svah..... | 10 |
| | 2.1.3.3 Kontinentální úpatí..... | 10 |
| | 2.2 Sedimenty..... | 10 |
| | 2.2.1 Hlubokooceánské dno..... | 10 |
| | 2.2.1.1 Sedimenty pevninského původu (terigenní)..... | 11 |
| | 2.2.1.2 Biogenní sedimenty..... | 11 |
| | 2.2.1.3 Distribuce mořských sedimentů..... | 11 |
| | 2.2.1.4 Autigenní sedimenty..... | 11 |
| | 2.2.1.5 Vulkanogenní sedimenty..... | 12 |
| | 2.2.1.6 Sedimenty vesmírného původu (kosmogenní)..... | 12 |
| | 2.2.1.7 Mocnost mořských sedimentů..... | 12 |
| | 2.2.2 Sedimenty kontinentálních okrajů..... | 12 |
| | 2.2.2.1 Sedimenty kontinentálních šelfů..... | 12 |
| | 2.2.2.2 Sedimenty kontinentálních svahů a úpatí..... | 13 |
| 3 | FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI PROSTŘEDÍ MOŘSKÝCH STAVEB..... | 14 |
| | 3.1 Vzdálenost a hloubka..... | 14 |
| | 3.2 Hydrostatický tlak a vztlak..... | 14 |
| | 3.3 Teplota..... | 15 |
| | 3.4 Chemismus mořské vody a rozhraní voda vzduch..... | 16 |
| | 3.5 Mořské proudy..... | 16 |
| | 3.6 Mořské vlny..... | 17 |
| | 3.7 Proudění větru a bouře..... | 18 |
| | 3.8 Příliv, odliv a příboj..... | 18 |
| | 3.9 Vlivy počasí..... | 18 |

| | | |
|-------|---|----|
| 3.10 | Mořský led a ledovce | 19 |
| 3.11 | Seismicita, podmořská zemětřesení a tsunami..... | 19 |
| 4 | INŽENÝRSKOGEOLOGICKÉ ASPEKTY: PŮDY MOŘSKÉHO DNA A MOŘSKÉ ZEMINY | 20 |
| 4.1 | Ulehlé písky | 20 |
| 4.2 | Ztekucení zemin | 20 |
| 4.3 | Vápnité písky | 21 |
| 4.4 | Ledovcový till a balvany na mořském dně | 21 |
| 4.5 | Překonsolidované silty | 21 |
| 4.6 | Podmořský permafrost a klatráty..... | 22 |
| 4.7 | Neúnosné arktické silty a jíly..... | 22 |
| 4.8 | Ledovcové obrušování a ledové kopce (pingo) | 22 |
| 4.9 | Metan | 23 |
| 4.10 | Bahna a jíly | 23 |
| 4.11 | Korály a podobné biogenní útvary | 23 |
| 4.12 | Kypřé písky | 23 |
| 4.13 | Výchozy skalního podloží | 24 |
| 4.14 | Závěrečná poznámka | 24 |
| 5 | INŽENÝRSKOGEOLOGICKÝ PRŮZKUM..... | 25 |
| 5.1 | Plavidla a vrtné soupravy | 25 |
| 5.2 | Metody vrtání a vzorkování | 25 |
| 5.2.1 | Nástroje pro vzorkování zemin..... | 26 |
| 5.2.3 | Vrtání na jádro hornin..... | 26 |
| 5.3 | Zkoušky prováděné in situ | 27 |
| 5.3.1 | Kuželová penetrační zkouška (CPT) | 27 |
| 5.3.2 | Zkoušky s minikužely (minicones)..... | 28 |
| 5.3.3 | Vrtulková zkouška | 28 |
| 5.3.4 | Tlakové sondování | 28 |
| 6 | ZÁVĚR | 29 |
| | SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY..... | 30 |

1 Úvod

Stavba ropné plošiny představuje komplexní inženýrskogeotechnický problém. Hlavní rozdíly oproti suchozemským stavbám spočívají v přítomnosti dynamické masy mořské vody a interakcích voda-vzduch, voda-stavba a voda-podloží (mořské dno).

Cílem této rešeršní práce je sumarizovat a prezentovat aktuální znalosti a informace, úzce související s problémem, z následujících oborových celků: technologie mořských ropných plošin, geologie mořského dna, fyzikálních vlastností prostředí, a inženýrskogeologických aspektů a zkoušek.

1.1 Úvod do technologie mořských ropných plošin

Mořské stavby (offshore structures) nemají trvalý nadvodní přístup na pevninu a měly by zůstat na své pozici v jakémkoliv počasí. Mohou být podepřené nebo plovoucí. Plošiny s gravitační základnou (gravity platform), plošiny se samozdvíhacími nohama (jack-ups), plošiny s rámovou konstrukcí (jacket structure), plošiny na věži s kotevními lany (guyed tower) a plošiny na poddajné věži (compliant tower) patří mezi podepřené plošiny, tedy pevně vázané ke dnu. Plovoucí plošiny, jelikož nemají podpěru, která by byla pevně spojená se dnem, mohou pružně reagovat na dynamické síly mořského prostředí. Mezi plovoucí plošiny „neutrally buoyant“ řadíme poloponorné plovoucí produkční zařízení (floating production systems - FPS) tvarem lodi podobné plovoucí, produkční, zásobní a vykládací zařízení (floating production, storage and offloading systems - FPOS) a plošiny s podvodním vertikálním ráhmem (monocolumn spars). A konečně k „positively buoyant“ náleží plošina na tažených nohách (tension leg platform - TLP). „Neutrally buoyant“, respektive „positively buoyant“, znamená, že hydrostatický vztlak a tíhová síla plovoucího tělesa se mohou přirozeně kompenzovat, respektive že vyrovnání mezi hydrostatickým vztlakem a tíhovou silou brání technické řešení (Chakrabarti, 2005).

Plošiny se samozdvíhacími nohama (jack-up), s gravitační betonovou základnou (gravity platform) a plošiny s rámovou konstrukcí (jacket structure) jsou navrženy pro hloubky zhruba do 500 m. Plošiny na poddajné věži (compliant tower), na tažených nohách (tension leg) a plovoucí plošiny mohou být umístěny v hloubkách až 2000 m (Wilson, 2003).

1.1.1 Podepřené plošiny

Podepřené plošiny založené na dně, kromě plošin s gravitační základnou, jsou obvykle sestaveny z konstrukčních prvků tvořených svařenými ocelovými trubními profily. Celou váhu plošiny tak nese věž z příhradových nosníků, která musí odolat dynamickým silám vln, větrů a proudů.

Podepřené plošiny nazýváme „pevné“, je-li jejich nejnižší vlastní frekvence v ohybu a krutu větší než nejvyšší frekvence mořských vln o maximální celkové energii. Reagují tak jako tuhé konstrukce. Patří mezi ně plošiny s gravitační základnou (gravity platform), plošiny se samozdvíhacími nohama (jack-up) a plošiny s rámovou konstrukcí (jacket structure) – (Chakrabarti, 2005).

„Pružné“ podepřené plošiny jsou obvykle navrženy tak, aby jejich nejnižší vlastní frekvence v ohybu a krutu nedosahovala frekvence výskytu vln o nejvyšší celkové energii. Řadíme k nim plošiny na věži s kotevními lany (guyed tower) a plošiny na pružné věži (compliant tower) – (Chakrabarti, 2005).

Vítr, vlny i proudy způsobují větší vychylování „pružných“ plošin, avšak tím se značně redukuje jejich dynamické zatížení. To umožňuje navrhovat ekonomicky rentabilní „pružné“ podepřené plošiny do hloubek, kam by se nevyplatilo umístit „pevné“ podepřené plošiny, kvůli značné spotřebě konstrukčního materiálu.

1.1.2 Plovoucí plošiny

Plovoucí plošiny mají různý stupeň pohybové volnosti. „Neutrally buoyant“ plošiny, například poloponorné nebo s podvodním vertikálním ráhmem, jsou „dynamicky volné“ a mají šest stupňů pohybové volnosti: rotaci kolem vertikální osy (yaw), rotaci kolem pravolevé osy (roll), rotaci kolem předozadní osy (pitch), vertikální pohyb nahoru a dolů (heave), pravolevý pohyb (pitch) a předozadní pohyb (surge). „Positively buoyant“ plošiny, například plošina na tažených nohách, jsou upoutány ke dnu, a proto ztrácejí možnost vertikálního pohybu nahoru a dolů. Sice je samotná stavební konstrukce všech těchto plošin tuhá, avšak ve výsledku se chovají jako pružné, pohyblivě volné, díky systému ukotvení (Wilson, 2003).

Velikost plovoucích plošin musí být vždy zvažována s ohledem na jejich vztlak a stabilitu. Hmotnost nadvodní části tak představuje mnohem kritičtější parametr než v případě podepřených plošin. Pro poloponorná a tvarem lodi podobná zařízení představuje stabilita na vodní hladině nejdůležitější konstrukční i provozní fenomén (Chakrabarti, 2005).

Gravitační těžiště se obvykle nalézá nad těžištěm vztlaku. Ale plošiny s podvodním vertikálním ráhmem jsou navrženy tak, aby jejich gravitační těžiště leželo pod těžištěm vztlaku, jelikož je to činí stabilnější. U „positively buoyant“ plošin závisí stabilita na rozloze styčné plochy s vodou a tuhosti s jakou jsou ukotveny (Chakrabarti, 2005).

Trupy plovoucích plošin jsou obvykle sestaveny z desek či stěn s výstužnými žebry, což zaručuje odolnost i při velkém výtlačku. Tento druh konstrukce samozřejmě vyžaduje zcela odlišný výrobní proces i stavební postup, než jaký je běžný u podepřených plošin.

1.1.3 Rozdíly mezi podepřenými a plovoucími plošinami

Podepřené plošiny a plovoucí plošiny se neliší pouze svým vzhledem, ale i konstrukčními prvky. Oboje jsou unikátní svým technickým konceptem i způsobem jakým jsou postaveny. Každá je vystavena jiným silám o různé velikosti a jinak na ně reaguje. Hlavními a obecnými charakteristikami každé plošiny jsou plocha horní paluby, velikost užitkového zatížení a proměnná užitková nosnost pro podpůrné vrtné a výrobní operace.

Podepřené plošiny přenášejí díky své konstrukci celkové zatížení do podloží pod jejich základem. Proto jsou většinou hlavní ocelové nosníky plošin s rámovou konstrukcí dlouhé a úzké a sahají ode dna až 20-25 m nad hladinu (Chakrabarti, 2005).

Nosná konstrukce „pevné“ podepřené rámové plošiny musí generovat větší vztlakové než tíhové síly, aby zůstala během transportu a montáže na hladině. Proto jsou buď průměry trubních profilů hlavních podpěr předdimenzované, nebo je nezbytné ke konstrukci připojit vztlakové nádrže. Trupy plovoucích plošin musí dosahovat dostatečného výtlačku, aby unesly plošinu a různá další zařízení. Velkopřůměrové válcové skořepiny s podpůrným žebrováním tak představují vhodný konstrukční prvek. Rámová konstrukce z malopřůměrových trubek může snadno podlehnout lokální nestabilitě a bočnímu prohnutí, zatímco prvky vyztužené žebrováním jsou navrženy tak, aby se vyšší než dovolené namáhání projevilo podle hierarchie nejprve lokálním defektem, poté poruchou oddílu a nakonec celkovým poškozením.

Zatímco „pevné“ podepřené plošiny v mělkých a klidných vodách mohly být navrženy za pomoci zákonů statické rovnováhy, většina „pevných“ podepřených plošin pro hluboké vody a všechny druhy plovoucích plošin vyžadují při svém projektování aplikaci zákonů dynamiky (Chakrabarti, 2005).

2 Geologie mořského a oceánského dna

Hlavní strukturní prvky geologie mořského dna jsou vysvětleny ve smyslu deskové tektoniky. Dynamická povaha oceánské kůry a dna souvisí s pohybem litosférických desek, který je odpovědný za řadu tektonických a topografických útvarů mořského dna. Oceánská kůra vzniká podél středooceánských hřbetů a riftového systému souhrou magmatické činnosti, hydrotermální konvekce a pohybu tektonických desek. Směrem od středooceánských hřbetů, dominují na mořském dnu následující struktury: hlubokomořské kopce a pánve, podmořské hory, aseismické hřbety a hlubokomořské propasti. Kontinentální okraje jsou typické kontinentálními úpatími svahy a šelfy. Mořské dno z velké části pokrývají sedimenty. Terigenní sedimenty převažují na kontinentálních okrajích. Hlubokooceánské dno překrývají rozmanité typy sedimentů s různou příměsí biogenních, terigenních, autigenních, vulkanogenních a kosmogenních uloženin. Relativní koncentrace těchto příměsí na jakémkoliv místě v oceánu závisí na hloubce, biologické produkci organismů nadložních vrstev vody, vzdálenosti od pevniny, vulkanické činnosti mořského dna a dalších okolnostech.

2.1 Prvky mořského dna

2.1.1 Středooceánské hřbety

Středooceánské hřbety, souvislá hornatá pásma vulkanického původu, táhnoucí se napříč oceány, jsou hlavní a nejnápadnější morfologickou strukturou mořského dna. Tyto obrovské struktury pokrývají asi jednu třetinu oceánského dna, respektive jednu čtvrtinu zemského povrchu (Seibold, 1993). Středooceánské hřbety mají široký konvexní profil, přičemž nejvyšší jsou v jeho vertikální ose a postupně klesají na obě strany ramen. Vrchol středooceánského hřbetu leží cca 2,5-3 km pod hladinou moře (celosvětově) a tyčí se do výšky zhruba 1-3 km nad přilehlé oceánské dno (Kennish, 2001).

2.1.2 Hlubokooceánské dno

Region mezi středooceánskými hřbety a kontinentálními okraji nazýváme hlubokooceánským dnem. Skládá se z několika jednotek: hlubokomořských kopců, hlubokomořských pánví, podmořských hor, aseismických hřbetů a hlubokomořských příkopů. Hlubokooceánské dno představuje téměř polovinu plochy celkového oceánského dna.

2.1.2.1 Hlubokomořské kopce

Členitost mořského dna klesá s rostoucí vzdáleností od středooceánských hřbetů, protože oceánská kůra chladne, zklidňuje se a je zasypána sedimenty. Skupiny dómovitých útvarů a vulkanických kopců se sklonem 1-15°, slabě pokryté jemnými sedimenty, nepřevyšující přilehlé dno o více než 1 km, jsou typickými tělesy zóny hlubokomořských kopců (Kennish, 2001). Tato tělesa, 100 m až 100 km široká a 5-50 km dlouhá (Kennett, 1982; Seibold, 1993), jsou zároveň nejhojnější geomorfologickou strukturou na Zemi, jelikož pokrývají více než 30% oceánského dna (Macdonald, 1996).

2.1.2.2 Hlubokomořské pánve

Ještě dále od středooceánských hřbetů pokračuje sedání a zklidnění oceánské kůry, zatímco mořské a turbiditní proudy produkují usazeniny, které pohřbívají hlubokomořské kopce a vytvářejí horizontálně uložené hlubokomořské pánve. Turbidity vyplňují topografické nerovnosti a formují tak extrémně rovné dno s gradientem menším než 0,05°. Mocnost sedimentů je v rozmezí 100-1000 m

(Kennett, 1982; Seibold, 1993). Směrem k pevnině dochází ke spojení usazenin hlubokomořských pánví se sedimenty kontinentálních úpatí.

2.1.2.3 Podmořské hory

Podmořské hory neboli sopky (vulkány) mořského dna dosahují výšek přes 1 km a některé dokonce vystupují nad mořskou hladinu (oceánské ostrovy). Nízké podmořské hory (<2-3 km) převyšují svým počtem vysoké podmořské hory (>3 km) z části kvůli poklesům oceánské kůry směrem od riftových zón a z části kvůli lokálním poklesům oceánské kůry, spojeným se zachováním izostatické rovnováhy. Podmořské hory jsou častým útvarem oceánských den, ať již ve formě izolovaných hor, guyot, různých shluků či řetězových sérií. Jen v Pacifickém oceánu se předpokládá existence milionu takových těles. Většina podmořských hor vzniká na středooceánských hřbetech nebo blízko nich, některé vyrůstají i uprostřed litosférické desky (hot spots).

2.1.2.4 Aseismické hřbety

Jedná se o výrazné topografické útvary bez návaznosti na seismickou aktivitu, jejichž původ není uspokojivě vysvětlen. Tyto antiklinální struktury, v některých případech lineárně se táhnoucí až tisíce km po mořském dně, dosahují výšek 2-3 km oproti blízkému dnu. Množství aseismických hřebenů vytváří izolované struktury, další pak lemují středooceánské hřbety a pevninu. Za aseismické hřbety můžeme považovat izolované kontinentální fragmenty nebo mikrokontinenty, vyzdviženou oceánskou kůru a lineární vulkanické struktury.

2.1.2.5 Hlubokomořské příkopy

Hlubokomořské příkopy se vyskytují podél seismicky aktivních zón, které se nacházejí v blízkosti obdukujících litosférických desek. Jedná se o úzké příkopy se strmými stěnami široké 30-100 km a hluboké 10-11 km, které přímo souvisí s aktivní vulkanickou a zemětřesnou činností. Oblasti hlubokomořských příkopů pokrývají zhruba 1,2% z celkového povrchu Země, nicméně příkopy lemující pacifickou desku představují místo nejčastějších zemětřesení na Zemi (>80%) - Kennett, (1982).

2.1.3 Kontinentální okraje

Kontinentální okraje, rozkládající se na zhruba 20% celkové plochy oceánského dna, nalezneme mezi hlubokooceánskými pánvemi a kontinenty. Existují dva základní typy kontinentálních okrajů: atlantický a pacifický (Kennish, 2001).

Atlantický typ kontinentálních okrajů je charakteristický rozsáhlými kontinentálními šelfy, svahy a úpatími. Tyto kontinentální jednotky se vyvíjejí na aseismických nebo pasivních okrajích, kde dochází k akumulacím velkých množství sedimentů podél pozvolna subdukující oceánské kůry.

Pro pacifický typ kontinentálních okrajů je typický úzký kontinentální šelf a strmý kontinentální svah přecházející do hlubokomořských příkopů (chilský podtyp), nebo kontinentální svah měnící se v mělké okrajové pánve, které směřují k ostrovním obloukům a k systémům hlubokomořských příkopů (podtyp ostrovních oblouků). Každopádně sedimenty vznikající v oblasti pacifického typu kontinentálních okrajů jsou silně ovlivněny vulkanickou a tektonickou činností, a tak se vzhledově značně odlišují od mocných, relativně uniformních stratigrafických sekvencí uloženin, které jsou typické pro pasivní, atlantický typ kontinentálních okrajů.

2.1.3.1 Kontinentální šelf

Kontinentální šelf je lehce se uklánějící (cca 0,5°) oblast kontinentální kůry rozprostírající se mezi pobřežní čarou a náhlým přechodem (kontinentální práh) v kontinentální svah, který se nalézá v hloubkách 100-150 m. Kontinentální šelf dosahuje průměrně šířky 75 km; od šířky několika km podél konvergujících deskových okrajů u Pacifických břehů Severní a Jižní Ameriky až po šířku větší než 1000 km v Arktickém oceánu (Press, 1986; Pinet, 1998; McGregor, 1984; Walsh, 1989). Kontinentální šelf dominantně tvoří uloženiny terigenního původu, které se nacházejí na korových horninách kontinentálního charakteru.

2.1.3.2 Kontinentální svah

Směrem do moře od kontinentálního prahu, který je horní hranicí kontinentálního svahu, se začíná mořské dno náhle strměji (cca 4°) uklánět. Kontinentální práh se nachází zhruba v hloubce 100-150 m, báze kontinentálního svahu pak mezi 1,5-3,5 km. Průměrnou šířku kontinentálního svahu charakterizuje interval 20-100 km (Brown, 1989). V případě pasivních okrajů přechází báze kontinentálních svahů v kontinentální úpatí. U aktivních okrajů je častější přechod v hlubokomořské příkopy nežli v kontinentální úpatí.

Kontinentální svah formují akumulace jílu, siltů a písků především kontinentálního původu. Tyto akumulace jsou často zbrzděny podmořskými erozními údolními a jinými negativními depresními útvary, které slouží jako síť kanálů, transportující sedimenty kontinentálního šelfu na hlubokooceánské dno. Pro tento proces jsou klíčová turbiditní proudění, která zároveň rozšiřují a prohlubují transportní údolí a kaňony, dále pak bahnotoky a náhlé podmořské sesuvy.

2.1.3.3 Kontinentální úpatí

Sedimenty, transportované až ke spodní hranici kontinentálního svahu, se akumulují v podobě vějířů a klínů do mocnosti až 2 km, přičemž sklon mořského dna se náhle snižuje až k 1°. Kontinentální úpatí jsou tvořena těmito pokryvy, které se mohou rozšiřovat i více než 500 km směrem do moře a pak splývat s hlubokomořskými pánvemi. Kontinentální úpatí zabírají asi 14% (5×10^7 km²) z celkové plochy oceánské dna (Emery, 1977). U konvergentních kontinentálních okrajů prakticky chybějí a v Atlantickém oceánu dosahují nejvyššího plošného rozsahu; rozprostírají se až na 25% dna. (Emery, 1980).

Kontinentální úpatí mají rozbrzděný povrch podobně jako kontinentální svahy. Různé negativní deprese slouží jako podmořské distribuční kanály, které pomocí turbiditních proudů umožňují tok materiálu. Jelikož jsou tyto podmořské toky dlouhé až stovky kilometrů, klesá jejich rychlost a vznikají tak turbidity, které ovlivňují geologickou stavbu nejen kontinentální okrajů, ale i hlubokomořských pánví.

2.2 Sedimenty

2.2.1 Hlubokooceánské dno

Sedimenty hlubokooceánské dna můžeme rozlišit podle jejich původu na pět různých druhů: pevninské (terigenní), biogenní, autigenní, vulkanogenní a vesmírného původu (kosmogenní). Uloženiny pevninského a biogenního původu jsou dominantní a jsou značně globálně rozšířené, kdežto sedimenty autigenní a vulkanogenní nabývají pouze lokálního významu.

2.2.1.1 Sedimenty pevninského původu (terigenní)

Materiály pevninského původu se dostávají do moře několika procesy: atmosférickými, říčním transportem, povrchovým gravitačním tokem (sesuvy, úlomkotoky) a transportem pomocí geostrofického proudění (proudění, v němž je vodorovný tlak vyvážen stejně velkými, ale opačně působícími Coriolisovými silami - McGraw-Hill, 2003) - Emiliani, 1960. Většina terigenního materiálu je do moře dopravena řekami. Majorita hrubozrnných sedimentů (šterky a písky) je uložena v oblastech ústí řek a podél vnitřních kontinentálních šelfů. Značné množství siltů se nachází na kontinentálních svazích a úpatích, ovšem silty se často vyskytují na kontinentálních šelfech i na hlubokooceánském dně.

Zatímco se jemné a velmi dobře vytríděné sedimenty na hlubokooceánském dně usazují ze suspenze, většina hrubozrnných uloženin, které se zde také nacházejí, je transportována gravitačními silami formou různých sesuvů a skluzů (Middleton, 1976). Turbiditní proudy, generované těmito gravitačními pohyby, jsou hlavní příčinou mocných sedimentárních uloženin na hlubokomořských pánvích, v oblastech hlubokomořských vějířů a v hlubokomořských kanálech.

2.2.1.2 Biogenní sedimenty

Hlubokomořské biogenní sedimenty jsou z naprosté většiny tvořeny zbytky koster planktonních živočichů (kokolítka, foraminifera, radiolárie). Avšak v oblastech kontinentálních šelfů převažují zbytky bentických organismů (členovci, korály, mušle). Biogenní hlubokomořské jíly obsahují 30% a více schránek mořských mikroorganismů. Zbytek tvoří jílové minerály. Vápnitý a křemičitý hlubokomořský kal pokrývají 50% oceánského dna (Kennish, 2001).

2.2.1.3 Distribuce mořských sedimentů

Největší oceánské pánve (Atlantického, Pacifického a Indického oceánu) se významně liší množstvím uložených mořských sedimentů. Zatímco hlubokomořské jílové uloženiny (rudé jíly) pokrývají zhruba 49% dna Pacifického oceánu, v Atlantickém oceánu se vyskytují na 25-26% dna. Vápnitý hlubokomořský kal je hojnější v Atlantickém (67%) a Indickém (54%) oceánu než v Pacifickém (36%). Křemičitý hlubokomořský kal je častější v Indickém oceánu (20,5%) nežli v Pacifickém (15%) a Atlantickém (7%) - (Kennett, 1982; Seibold, 1993; Brown, 1989). Celosvětově více než 85% hlubokomořských sedimentů obsahuje vápnitý hlubokomořský kal (ze 47,5%) a hlubokomořské jíly (z 38%) – (Kennett, 1982; Berger 1976). Vápnitý hlubokomořský kal je v oblastech nad CCD (karbonátová kompenzační hloubky, pod níž rozpouštění CaCO_3 převládá nad jeho ukládáním – Petránek, 1993) asi 3-9 krát hojnější než křemičitý hlubokomořský kal. Pod CCD dominují hlubokomořské jíly, které se usazují rychlostí <1 cm za 1000 let; pro srovnání jíly z terigenního materiálu se usazují na kontinentálních okrajích rychlostí >5 cm za 1000 let a biogenní kal vzniká v hlubokém moři rychlostí 1-3 cm za 1000 let (Seibold, 1993).

2.2.1.4 Autigenní sedimenty

Autigenní sedimenty jsou uloženiny vznikající in situ na mořském dně. Kromě nápadných útvarů nodulovitého tvaru, bohatých na mangan a vyskytujících se na hlubokomořských pláních, se jedná o rudonosné uloženiny vznikající v blízkosti hydrotermálních sopouchů (bílé a černé kuřáci) podél center rozšiřování oceánského dna. Zeolity a baryt jsou také běžnými autigenními minerály přítomnými v hlubokomořských sedimentech. Nejčastěji jsou biogenního nebo podmořského hydrotermálního původu.

2.2.1.5 Vulkanogenní sedimenty

Vulkanogenní sedimenty hlubokooceánského dna pocházejí ze dvou hlavních zdrojů. Primárně z pyroklastické suti, původem z pevninských vulkanických erupcí. Sekundárně z vulkanoklastického materiálu nebo úlomků sopečných hornin, přepracovaných různými chemickými a mechanickými procesy (recyklace).

Podmořský vulkanismus, jehož zdroji jsou především vulkanismus ostrovních oblouků, aktivních okrajů, středoocéánských hřbetů a vnitřně deskový vulkanismus, produkuje mnohem méně materiálu než pevninské erupce.

2.2.1.6 Sedimenty vesmírného původu (kosmogenní)

Mimozemský materiál se v mořských sedimentech vyskytuje v nepatrném množství. Mikrometeority měřící 0,030-1 mm v průměru se hromadí rychlostí zhruba 0,02 μm za 1000 let na mořském dně (Kennish, 2001).

2.2.1.7 Mocnost mořských sedimentů

Mocnost mořských sedimentů pozvolna roste od středoocéánských hřbetů ke kontinentálním úpatím. V neovulkanické zóně středoocéánských hřbetů se nevyskytují žádné sedimenty, kvůli častým výlevům bazaltových láv. Mocnost sedimentárních pánví v Atlantickém a Pacifickém oceánu je průměrně 300-500 m. Celkový objem sedimentů hlubokooceánského dna dosahuje asi $2,5 \times 10^7 \text{ km}^3$ (Kennett, 1982).

2.2.2 Sedimenty kontinentálních okrajů

Kontinentální okraje zahrnují kontinentální šelfy, svahy a úpatí a dohromady zaujímají asi 20% celkové plochy mořského dna. Kontinentální svahy a úpatí se rozkládají na zhruba 16% celkové plochy mořského dna, ale je zde uloženo cca 66% celkového objemu mořských sedimentů ($1,5-2 \times 10^8 \text{ km}^3$). Kontinentální svahy i úpatí jsou zásobeny množstvím terigenních sedimentů, jejichž zdrojem jsou kontinentální šelfy s celkovým objemem sedimentů zhruba $7,5 \times 10^7 \text{ km}^3$ (Kennett, 1982; Seibold 1993).

2.2.2.1 Sedimenty kontinentálních šelfů

Kontinentální šelfy dále dělíme na vnitřní, střední a vnější zónu. Vnitřní zóna je ohraničena pobřežní čarou a linií vyznačují hloubku cca 30 m. Je charakteristická svým dynamickým prostředím a hrubozrnnými uloženinami. Střední zóna je často zónou hlavní akumulace materiálu, jehož malá část je transportována do vnější zóny. Hrubozrnné až jemné vytríděné písky, tvořící pokryv vnější zóny, jsou mladé sedimenty uložené regionálními intenzivními sedimentačně-transportními procesy.

Sedimentace v kontinentálním šelfu závisí na zeměpisné poloze, typu, velikosti, distribuci a množství sedimentačního materiálu, energetické bilanci (dynamičnosti) a kolísání mořské hladiny (Pinet, 1998). Sedimentární akumulace mohou dosahovat několika cm za rok, obzvláště v oblastech blízko ústí řek. Pro srovnání, typické akumulace materiálu na kontinentálních svazích jsou 40-200 mm za 1000 let, respektive 1-20 mm za 1000 let na hlubokooceánském dnu (Seibold, 1982).

2.2.2.2 Sedimenty kontinentálních svahů a úpatí

Nejvyšších mocností dosahují sedimenty podél kontinentálních svahů a úpatí. Tyto sedimenty vznikají z *terestrického materiálu, který je přiváděn ve velkých objemech. Někdy obsahují i biogenní příměs.*

Reliéf mořského dna zapřičiňuje, že se jedná především o turbidity a podobné klastické sedimenty, které se hromadí v podmořských náplavových vějířích na bázích kontinentálních svahů. Kontinentální úpatí jsou pak tvořena těmito směrem do moře rostoucími vějíři. Kontinentální úpatí i svahy jsou tedy pokryty stejnými turbiditními sedimenty, které mohou přesáhnout i mocnost 2 km (Kennish, 2001).

3 Fyzikální vlastnosti prostředí mořských staveb

Oceány představují unikátní kombinaci přírodních podmínek, které ovlivňují výběr metod, materiálů a postupů vhodných pro stavby založené v moři, stejně jako návrh konstrukce samotné. Je zcela nezbytné porozumět a přizpůsobit se těmto přírodním aspektům.

Tyto individuální faktory oceánského prostředí můžeme přibližně podle jejich původu rozlišit na hydrosférické, atmosférické a jejich kombinace a ostatní. Stavební konstrukci ovšem ovlivňuje mnoho z nich souběžně, proto je nutné zvažovat jejich vzájemné působení mezi sebou i interakci se stavbou.

3.1 Vzdálenost a hloubka

Většina mořských staveb se nachází ve značné vzdálenosti od břehu, z čehož vyplývá, že jejich provoz musí být co nejvíce soběstačný a co nejméně závislý na pevninské infrastruktuře.

Mořské stavby se rozšiřují z příbřeží i do oblastí hlubokého oceánu. Stavební operace je v současné době možné provádět v hloubkách přesahujících 1500 m, průzkum potenciálních ropných a těžebních nalezišť i 6000 m pod hladinou. Prostředí takových hloubek je nehostinné, bez denního světla, a proto vyžaduje speciální vybavení, nástroje, i specifické pracovní a komunikační postupy (Gerwick, 2007).

3.2 Hydrostatický tlak a vztlak

Tlak mořské vody, působící na stavební konstrukci a všechny její části pod mořskou hladinou, lze spočítat podle jednoduché rovnice:

$$P = h\rho g \quad [\text{Pa}]$$

kde: h je výška vodního sloupce [m]
ρ je hustota vody [kg/m³]
g je tíhové zrychlení [m/s²]

Je tedy přímo úměrný výšce vodního sloupce, hustotě vody (pro mořskou vodu ρ=1026 kg/m³) a tíhovému zrychlení. Hydrostatický tlak se šíří všemi směry rovnoměrně, ovlivňuje ho však činnost vln: pod hřebenem vlny hydrostatický tlak narůstá v závislosti na výšce vlny, tudíž je větší než pod vpadlinou (korytem) vlny. Tento vliv oslabuje s hloubkou. U mírného vlnobití se stává zanedbatelným kolem 100 m pod mořskou hladinou, u bouřlivých vln až 200 m pod hladinou (Gerwick, 2007).

Hydrostatický tlak se také přenáší skrze porézní látky, třeba zeminy. Rozdílné hydrostatické tlaky jsou způsobeny prouděním kapaliny, které je ovlivněno třením. Distribuce tlaku póry zeminy za vlnění je ovlivněna výškou vodního sloupce, výškou a délkou vlny a hodnotou porézního tření. Tento vliv se projevuje jen u porézních materiálů do 3-4 m pod hladinou (Gerwick, 2007).

Hydrostatický tlak úzce souvisí se vztlakem. Archimédův zákon nám říká, že těleso se potápí do kapaliny, dokud se jeho tíha nevyrovná s protipůsobícím hydrostatickým tlakem. Na tíhu tělesa zcela ponořeného pod vodou můžeme nazírat jako na rozdíl jeho tíhy mimo kapalinu a tíhy vody jím vytlačené.

Síly od hydrostatického tlaku mohou způsobit nejen porušení pevnosti materiálu, ale jejich účinkem se může hmota i výrazně stlačovat. Komprese bývá obecně významná až ve velkých hloubkách, nicméně pokud by se použily materiály s malou houževnatostí, mohla by se projevit znatelně i v malých hloubkách. Houževnatost je odolnost materiálu vůči vzniku deformace nebo

porušení. Mírou houževnatosti je množství mechanické práce potřebné k vytvoření deformace nebo k porušení materiálu. Uzavřené kapaliny, plyny (i vzduch) vystavené hydrostatickému tlaku snižují svůj objem a zvyšují svou hustotu.

Hydrostatický tlak nutí vodu pronikat skrz propustné materiály, membrány, trhliny a díry. V případě trhlin a velmi malých děr je proudění omezeno třením. Avšak kapilární síly mohou současně zvýšit hydrostatickou sílu a vynést vodu i nad úroveň okolní hladiny. Hydrostatický tlak šíří se ve všech směrech vyvolává u dočasně uzavřených dutých těles s velkým průměrem (noha těžební mořské plošiny) síly v příčném obvodovém i podélném směru, které mohou zapříčinit prohnutí až zborcení.

Hustota mořské vody kolísá v závislosti na teplotě, salinitě, a přítomnosti pevných látek v suspenzi. Zároveň nepatrně stoupá s hloubkou, což může být důležité pro stanovení čisté váhy některých těles ve velkých hloubkách.

3.3 Teplota

Teplota hladin moří se pohybuje od -2°C až přes 32°C . Vyšší teploty klesají rychle s hloubkou, dokud nedosáhnou rovnovážné hodnoty kolem 2°C v hloubce zhruba 1000 m (Chakrabarti, 2005). Nicméně teplota vody i zeminy v oblasti australského severozápadního šelfu přesahuje 30°C v hloubce 250 m.

Teploty samostatných mas nebo vrstev vody mohou být v zásadě odlišné, s prudkými změnami napříč teplotní stupnicí, což umožňuje identifikovat jednotlivé světové mořské proudy. Zatímco je teplotní diferenciace v horizontálním směru již dlouho známá, vertikální členění a výstup hlubinných proudů jsou poměrně nově objevenými významnými jevy v cirkulaci mořské vody. Vertikální zóny mají jen nepatrně odlišnou teplotu, hustotu a jiný chemismus, zřetelně se však liší optickými a akustickými vlastnostmi. Vzájemné hranice tak můžeme identifikovat jako místa, kde dochází k optickým nebo akustickým lomům (Gerwick, 2007).

Teplota vzduchu v tropickém pásu může dosáhnout až 50°C a v oblasti Arktidy může klesnout až k -40°C či -50°C . V mírném pásu se pohybuje mezi těmito dvěma extrémy. Tepelná kapacita oceánů však minimalizuje a mírní teplotní extrémy, které jsou běžné na pevnině. Teplota vody, obklopující nějaký materiál, má velký vliv na jeho chování. Pokud je například nižší než přechodová teplota (udává teplotu, při které dochází k přechodu duktilního porušení materiálu na křehký charakter porušení) použité oceli, může dojít rázem ke křehkému porušení. U jiných materiálů, např. betonů, dochází za nižších teplot ke zlepšení jejich vlastností. Chemické reakce probíhají za nižší teploty pomaleji, což v kombinaci se snižujícím se obsahem kyslíku s hloubkou značně snižuje rychlost koroze u zcela ponořených konstrukcí.

Teplota také značně ovlivňuje hustotu uzavřených kapalin a plynů, jejíž změna může způsobit vztlak a přetlak během stavby. Ustálená teplota mořské vody způsobí, že uzavřená fluida budou mít stejnou teplotu. Pokud jsou uzavřená fluida, jako ropa, transportována prostředím s proměnnou teplotou, hustota a tepelný gradient musí být korelovány.

Atmosféru nad mořskou hladinou ovlivňuje značně teplota vody. Nicméně atmosféra může nabývat teplot hluboko pod bodem mrazu (v subarktickém pásmu) nebo být naopak daleko teplejší než mořská voda (např. oblast kolem Peru). To zapříčiňuje proměnný tepelný gradient a tepelné napětí u konstrukcí, které jsou částečně potopené. Nadvodní části konstrukce jsou také vystaveny slunečnímu záru, který může vyvolat jejich nemalou expanzi, oproti neměnné podvodní části, a tak může dojít k ohybu, ke smykovým trhlinám na bocích a podélných přepážkách.

3.4 Chemismus mořské vody a rozhraní voda vzduch

Obecnou charakteristikou mořské vody jsou rozpuštěné soli, které tvoří průměrně 3,5% z celkové váhy vody. Hlavními ionty jsou sodíkové, hořčíkové, chloridové a síranové, které ovlivňují mořské stavby několika způsoby. Třeba chloridový aniont (Cl^-) redukuje ochranný oxidovaný povrch vznikající na oceli, a tudíž urychluje korozi (Gerwick, 2007).

Hořečnatý kation (Mg^{2+}) např. postupně vytěsňuje různě vázaný vápník ze zatvrdlého betonu. Vykrytalizované látky na bázi hořečnatých solí jsou oproti betonu daleko měkčí, propustnější a snadno se rozpouštějí. Síranové anionty (SO_4^{2-}) projevují chemickou agresivitu vůči betonům, obzvláště ve sladkých vodách. Postihují cementový tmel i kamenivo a způsobují rozpraskání a rozpad betonu. Ostatní složky mořské vody naštěstí zpomalují a tlumí síranovou agresivitu.

Kyslík je přítomný ve vzduchu nad mořskou hladinu, ale i ve vodě ve formě zachycených kyslíkových bublin a rozpuštěného kyslíku. Hraje podstatnou roli při korozi ocele v mořském prostředí, ať již je odkrytá, krytá ochranným povrchem nebo zabetonovaná. Oxid uhličitý (CO_2) a sulfan (H_2S) jsou také rozpuštěny v mořské vodě, v množství závislém na teplotě a zeměpisné poloze. Mimo jiné snižují hodnotu pH mořské vody a sulfan může navíc způsobit vodíkové křehnutí ocele.

Kavitace neboli vznikání bublin vyplněných sytou parou kapaliny v místech poklesu tlaku v kapalině a jejich opětovné zanikání, při němž dochází k rázům, které působí destruktivně na obtékaná tělesa (Kraus, 2005), může způsobit erozi betonového povrchu. Dochází k tomu, když je betonový povrch vystaven rychlému lokálnímu proudu v podobě příboje nebo přepadu (Gerwick, 2007).

Pohyb siltů, písků a šterků, může odstranit nátěr, ochrannou vrstvu nebo rez z ocele a může tak dojít k odkrytí čerstvého povrchu a následné korozi.

3.5 Mořské proudy

Mořské proudy, i pokud jsou slabé, mají významný vliv na stavební operace, protože ovlivňují pohyb plovoucích objektů a jejich kotvení. Mění chování vln. Jejich působením dochází k nárůstu horizontálních tlaků na hladině, které vedou, v souladu s Bernoulliho zákonem, k vzestupným nebo sestupným tendencím mas vody. Mořské proudy vytváří vířivý pohyb kolem základů mořských staveb, který může vést k erozi a vymílání. Vertikální profil proudů se obvykle zužuje s hloubkou zhruba ve tvaru písmene V. Současné studie naznačují, že rychlost ustálených mořských proudů je u dna téměř stejně vysoká jako u hladiny (Gerwick, 2007).

Existuje několik druhů mořských proudů: oceánské cirkulační, geostrofické, slapové, hustotní a vyvolané větrem. Někdy se mohou síly různých proudů z odlišných směrů kombinovat. Cirkulační systém světových oceánů vyvolává proudy, třeba Golfský, který má relativně stálou dráhu a stabilní směr i rychlost. Ostatní hlavní proudy nejsou natolik konzistentní; jejich trajektorie, směr i rychlost se podřizují aktuálním podmínkám. Dalším důležitým zdrojem mořských proudů jsou slapové jevy (periodické zvyšování a snižování hladiny oceánů důsledkem působení gravitačního pole Slunce a měsíce na rotující Zemi – McGraw-Hill, 2003). Nejsilnější slapové proudy bývají obvykle v blízkosti břehu, ale mohou se vyskytovat i ve značné vzdálenosti od pevniny. Obecně se slapové proudy mění čtyřikrát denně, přičemž jejich rychlost a směr se proměňují neustále.

V hlubokém oceánu jsou mořské proudy generovány vnitřními vlnami, geostrofickými silami a víry vyvolanými v hloubkách hlavními světovými proudy. Zdá se, že proudy do rychlosti 0,2 m/s okupují kontinentální šelf a svah a proudy s rychlostí do 1,3 m/s dominují hlubokému oceánu.

Silné mořské proudy mohou způsobit vibraci pilot, nebo vibrace lanových vedení a potrubí, prostřednictvím vírů. Víry v moři vznikají většinou nad kritickou rychlostí 1-1,5 m/s, narušují typickou strukturu prostoru a vytvářejí měnící se zóny nízkého tlaku (Gerwick, 2007).

Předpovědět oblast vymílání je extrémně složité. Modelové studie naznačují polohy kritických a náchylných lokací, nejsou však kvantitativně přesné, kvůli obtížnosti modelovat viskozitu vody, velikost zrn, hustotu vody a efekt pórového tlaku. Nicméně modely mohou být efektivně využity pro předpověď změny chování proudů kolem konkrétní stavby.

Proudy mají významný vliv na profil vlny. Proud ve směru vlny prodlouží očividně její vlnovou délku a sníží její výšku. Proud směřující proti pohybu vlny zkrátí její vlnovou délku a zvýší výšku. Proudů značně ovlivňují rychlost pohybu plavidel; protisměrné proudy negativně, následně pozitivně. Například vlečná loď táhnoucí náklad do vzdálenosti 150 km rychlostí 10 km/h potřebuje v klidné vodě 15 hodin. S proudem o rychlosti 2 km/h ve směru plavby trvá cesta 12,5 hodiny; úspora 2,5 hodiny. Protiproud pohybující se 2 km/h prodlouží cestu na 18,75 hodiny.

3.6 Mořské vlny

Vlny jsou nejběžnějším jevem mořského prostředí. Existuje šest základních druhů pohybu, kterými reagují plovoucí objekty na vlnění: rotace kolem vertikální osy (yaw), rotace kolem pravolevé osy (roll), rotace kolem předozadní osy (pitch), vertikální pohyb nahoru a dolů (heave), pravolevý pohyb (pitch) a předozadní pohyb (surge). Vlny jsou primární příčinou poruch a snižují efektivitu provozních operací. Právě síly generované vlnami představují důležité kritérium při návrhu kotvených mořských staveb.

Vlny vznikají hlavně působením větrů, které přenášejí třením svou energii na hladinu moře. Vlny za stálého působení větru nazýváme vlnami, kdežto vlny vyskytující se mimo oblast vlivu větrných sil pojmenováváme vzdouvající vlny (swells). Kromě působení větru mohou být vyvolány silnými mořskými proudy, sesuvy, explozemi a zemětřesením. Vlny jsou vlastně vzruchy pohybující se po hladině. Pomocí znalostí oceánských větrných proudů lze předpokládat jejich aktuální stav. Výšku vlny určuje rychlost větru, doba jeho trvání a plocha otevřené hladiny, po které může vítr vát. Vlny generované větrem mají periodu v intervalu 1-30 s, respektive 5-15 s v případě bouřlivého počasí. Perioda vln vyvolaných seismickou činností (tsunami) je delší, 5 min až 1 h, zatímco způsobených plavidly je kratší, 1-3 s (Sorensen, 2006).

Celková energie vlny je úměrná druhé mocnině její výšky. Zatímco výška vlny obecně představuje důležitý parametr, její perioda, stejně důležitá, bývá opomíjena; vlny s dlouhou periodou mají velkou energii. Vlny všeobecně charakterizuje jejich převažující výška a perioda, tudíž mohou být velice odlišné i v rámci malé oblasti. Převažující výška vlny byla na základě zkušenosti stanovena jako průměrná výška jedné třetiny nejvyšších vln. Mnoho vln produkuje cyklónové bouře, které rotují pravotočivě na severní polokouli a levotočivě na jižní. Pokud srovnáváme rychlost pohybu bouře s rychlostí pohybu vln, potom bouře postupuje pomaleji.

Vzdouvající vlny mohou cestovat stovky i tisíce kilometrů než zaniknou kvůli vnitřnímu a vzdušnému tření. Nejdříve zanikají vzdouvající vlny s krátkou periodou (vysokou frekvencí), kdežto ty s nejdelší periodou urazí největší vzdálenost.

Hlubokooceánské vlny mají sklon se pohybovat ve skupinách, přičemž sérii vysokých vln následuje série vln nižších. Rychlost skupiny vln dosahuje zhruba poloviny rychlosti solitérní vlny. Tento jev poskytuje pozorným stavbyvedoucím predikci klidnějšího časového úseku (série nízkých vln), kdy mohou provádět krátkodobé kritické operace. Dosáhne-li vlna v hlubokých vodách strmosti větší než 1:13, láme se. Dopad takovéto příbojové vlny proti straně stavby vyvolá obrovské lokální napětí, v extrémních případech až o velikosti 0,3 MPa (Gerwick, 2007).

Vlny a vzdouvající vlny blížící se k pevnině nebo na mělčinu jsou zpomalovány třením o mořské dno a mění se tak i jejich charakteristické veličiny. Vlnová délka klesá, výška vln se zvyšuje a pouze perioda zůstává přibližně stejná. To ovšem vede k nárůstu strmosti vlny, dokud se nezlomí.

Vlny v hlubokém moři nemají na oceánské dno téměř žádný vliv, protože jejich silový účinek, sahá zhruba do hloubky rovné polovině vlnové délky těchto vln. Jelikož maximální vlnová délka vln nepřesahuje 400 m, mohou silné vlny ovlivňovat dno ležící maximálně 200 m pod hladinou. Většina přístavů a mořských staveb stojí v menších hloubkách než 200 m, tedy v oblastech, kde vlny mohou svým působením značně ovlivňovat reliéf mořského dna.

Vnitřní vlny jsou vlny šířící se pod hladinou moře podél hranic mezi vrstvami svrchní teplé vody a studené, slanější a hustější vody. Tato hranice se obvykle vyskytuje 100-200 m pod hladinou. Vnitřní vlnění bylo měřeno i v hloubce 1000 m s výškou vlny 60 m, kde generovalo „hustotní proudění“ o rychlosti až 1,3 m/s. Vnitřní vlnění tak představuje významný fenomén pro podmořské operace (Gerwick, 2007).

3.7 Proudění větru a bouře

Charakteristickým znakem oceánských větrů je jejich cirkulace kolem stálých oblastí vysokého tlaku nad oceánem. Na severní polokouli větry cirkulují po směru hodinových ručiček, na jižní proti směru. Extrémní teploty a interakce atmosféry a vodní hladiny v tropech a subtropích vytvářejí zóny nízkého tlaku, které jsou příčinou cyklónů (Indický oceán, Arabské moře, Austrálie), hurikánů (Atlantik a jižní Pacifik) a tajfunů (západní Pacifik). Vyskytují se často sezónně, od léta do pozdního podzimu, a nepravidelně. Zatímco detekce a pozorování pomocí satelitu nepředstavují žádný problém, předpovídání pohybu a chování je velice nepřesné.

Rychlost větru se zvyšuje se vzdáleností od mořské hladiny. Například rychlost ve 20 m nad hladinou může být o 10% větší než v 10 m. Blízko hladiny moře jsou větry významně zpomalovány třením o vlny. Větry nepředstavují konstantní proudění, ale poryvy; krátký poryv (3 s) může dosáhnout až dvojnásobku průměrné rychlosti dlouhých poryvů (1 h) - Gerwick, 2007.

3.8 Příliv, odliv a příboj

Příliv a odliv jsou výsledkem gravitačního působení Slunce a Měsíce. Slunce, vzhledem ke vzdálenosti od Země, se podílí na tomto jevu poloviční silou než Měsíc. Během novu a úplňku, když Slunce, Země a Měsíc leží přibližně na myšlené přímce, dosahují slapové jevy maximální intenzity a nastává skočný příliv. Pokud Měsíc a Slunce leží na myšlených ramenech pravého úhlu, jehož vrchol představuje Země, je příliv a odliv minimální, neboli probíhají kvadrurní slapy.

V hlubokém moři se slapové jevy projevují relativně zanedbatelným kolísáním hladiny, většinou v rozsahu 1 m. Nicméně s přibližováním pobřeží může být kolísání hladiny značné, i když je pevnina ještě vzdálená mnoho kilometrů. Hladina kolísá přibližně od 0,5 m až do 10 m, v závislosti na zeměpisné poloze. V některých případech extrémních přílivů se voda přibližuje tak rychle, že vytváří prakticky stěnu a převaluje se přes vedoucí vlnu. Tomuto jevu se říká náhlý příliv.

Příboje způsobují větry foukající dlouhodobě a pravidelně ve stejném směru. Mohou být způsobeny i změnou barometrického tlaku. Pokud je tlak nízký, mořská hladina stoupá, aby byla zachována rovnováha. Příboje mohou dosáhnout 1-4 m a mohou být i negativní, v případě kombinace vysokého tlaku a větrů vanoucích od pobřeží (Gerwick, 2007).

3.9 Vlivy počasí

Deště, sněžení a mlhy představují nebezpečí pro práce na moři, protože snižují viditelnost. S příchodem radaru, GPS a ostatních sofistikovaných nástrojů tato omezení nepředstavují takovou překážkou jako v minulosti.

Vodní tříšť je vytvářena kombinací vln a větru. Roztříštěné vlny jsou rozprášeny do vzduchu a jsou unášeny větrem. Takto může být staveniště nebo mořská stavba zavalena značným množstvím

vody. Obzvláště nebezpečná je vodní tříšť v subarktických oblastech. Pokud je moře bez ledových ker a teploty dosahují hodnot pod bodem mrazu, ledová tříšť vytváří nebezpečné akumulace ledu na všech částech mořské stavby.

3.10 Mořský led a ledovce

Mořský led se vyskytuje po celý rok v arktickém pásu a od zimy do poloviny léta v subarktickém pásu Arktického oceánu. Většinou dosahuje nejnižnějších poloh v únoru, naopak během srpna ustupuje za polární kruh.

Mořský led je unikátní substance, tvořená látkou ve stavu blízkém jejím bodu tání. Mořský led se tvoří až kolem -2°C , kvůli slané vodě, a vyskytuje se v mnoha formách. Tloušťku ledu ovlivňuje orientace krystalů, slanost vody a teplota prostředí (Gerwick, 2007).

V subarktické oblasti se led během roku vyskytuje daleko méně, než v oblasti arktické. Je také méně mocný, kvůli teplejší mořské vodě. Pro tuto oblast jsou typické různě velké kry (tuny až miliony tun těžké) odtrhlé od ledovců. Pohybují se působením síly větrů, mořských proudů, vlnění a Coriolisovy síly a urazí 20-40 km za den.

Jedním z hlavních problémů v oblastech možných výskytů ledových ker, je jejich včasná detekce. Vizualní pátrání omezuje mlha. Vyhledávání pomocí radaru není příliš spolehlivé; velké kry se mohou náhle ztratit z dosahu, menší útvary hluboce ponořené nebo zaplavené nemusí být lokalizovány vůbec.

3.11 Seismicita, podmořská zemětřesení a tsunami

Ačkoliv jsou mořské stavby navrženy tak, aby odolaly zemětřesení, neuvažuje se běžně jeho výskyt během výstavby. Nejsilnější zemětřesení se vykytují na aktivních okrajích tektonických desek; například pacifický ohnivý prsten. Zemětřesení s epicentrem uvnitř litosférické desky se většinou opakují za dlouhou dobu, proto jsou tyto oblasti považované obecně za nezemětřesené. Ojedinele přesahují 6. stupeň RichtEROVY škály. Lokální zemětřesení (4-5 stupeň RichtEROVY škály), tak jako vnitřně desková, souvisí s podmořským vulkanismem a vulkanismem na přilehlých ostrovech. Při odhadu vlivu zemětřesení na stavbu počítají projektanti se zvýšeným působením hmoty a nelineární interakcí mezi podložím a stavbou. Současné důležité mořské stavby jsou navrženy tak, aby odolaly zemětřesení s periodou opakování úměrnou zhruba délce výstavby zařízení.

Podmořské zemětřesení interakcí mořského dna a vodní masy nad ním vyvolá intenzivní tlakové vlny. Tyto vlny s krátkou periodou mohou být vnímány na lodích nebo mořských stavbách i stovky kilometrů od jejich epicentra; v případě plavidel lze otřes přirovnat k nárazu doprovázející najetí na mělčinu či kolizi. Vzniklý přetlak ve vodě odpovídá přibližně hydrostatickému tlaku v hloubce 100 m.

Zemětřesení často generuje vlny s dlouhou periodou neboli tsunami. Tsunami jsou dlouhé a nízké vlny (100-200 mm) vzácně pozorované na otevřeném moři. V mělkém pobřežním prostředí je však kinetická energie vln přeměněna na potenciální, což způsobí katastrofální snížování a zvyšování mořské hladiny.

Zemětřesení vyvolává obrovské podvodní sesuvy a turbiditní proudy, obvykle vedoucí k nárůstu pórových tlaků a ztekucení zemin. Tsunami způsobují blízko břehů také půdní sesuvy, většinou náhlým snížením mořské hladiny.

4 Inženýrskogeologické aspekty: půdy mořského dna a mořské zeminy

Stavba mořského dna je velice složitá, vlivem rozmanitých přírodních činitelů a procesů působících během jeho geologické historie, obzvláště v místech relativně mělkých, tedy kontinentálních šelfů.

I přes úroveň současných znalostí, výsledná data průzkumu jsou často ovlivňována obtížemi při odběru vhodných a průkazných vzorků a nepřesnostmi při měření geotechnických parametrů podmořských zemin. Pokrok sice přináší dokonalejší metody vzorkování, nové technologie, avšak získání mnohých dat je stále složité až nemožné. Třeba lokální napětí a zatížení zeminy může dosahovat odlišných hodnot, než jaké byly změřeny obvyklým postupem. Zastaralou technologií a nepřesnými vzorkovacími metodami nemusí být důležité vlivy vůbec odhaleny ani identifikovány. Stavební inženýři proto potřebují vědět o těchto nedostatcích, aby dokázali adekvátně interpretovat geotechnické zprávy a zvolili tak vhodný stavební postup, vybrali vhodné materiály a vybavení. Selhání v této oblasti vede ve značném množství případů k překročení rozpočtu nebo prodloužení doby výstavby.

Mnoho mořských staveb je plošně rozsáhlých. Podloží tak může být skladbou i vlastnostmi významně proměnné. Kvůli časovým a finančním omezením není vždy možné provést dostatečné množství vrtných prací, které by odhalily skutečnou skladbu podloží. Objevuje se tak tendence generalizovat stavbu profilu podle několika vrtných profilů, které jsou k dispozici. Geofyzikální metody a studium geologického podloží dané lokality mohou pomoci s odhalením řady důležitých okolností.

4.1 Ulehlé písky

Písečné uloženiny v Severním moři a poblíž Newfoundlandu byly a jsou vystaveny nestálému působení bouřkových vln. Pórový tlak nadložních vrstev písku se tak neustále zvyšuje a snižuje. Bylo naměřeno kolísání pórového tlaku o hodnotě 35 kPa. Po milionech takových cyklů se písek stal extrémně ulehlý, často natolik konsolidovaný, že původní konsolidace nelze dosáhnout ani v laboratoři. Byly měřeny i úhly vnitřního tření přesahující 40° (Gerwick, 2007). Z vlastních laboratorních zkoušek v rámci cvičení mechaniky zemin vím, že takové úhly vnitřního tření jsou zcela běžné.

Vzorky odebrané z takového extrémního prostředí konvenčním postupem jsou automaticky porušené a výsledky laboratorních testů zkreslené. Neporušený vzorek lze odebrat z uměle zmrazené půdy.

4.2 Ztekucení zemin

Hrubozrnné nasycené sedimenty, od šterku po hrubý silt, mohou ztekutit, vybudí-li je např. silné zemětřesení, opakované bouřkové vlnění, komprese po pádu ledovců, rychlé uložení naplavenin na předešlé uloženiny, vibrační zařízení nebo rány beranidla při pilotáži. Všechny tyto jevy zapříčiní, že tlak pórové vody roste rychleji, než se dokáže rozptýlovat, tj. dojde k neodvodněnému chování. Pokud pórový tlak dosáhne úrovně celkového napětí, které se rovná tlaku nadloží, hodnota efektivního napětí i velikost sil mezi částicemi bude nulová a sediment přejde to tekutého stavu (Craig, 2004). Neproběhne-li ztekucení zcela a zemina nedosáhne nové stability, může impakt menší energie, než jaká byla iniciační, přivodit opětovné ztekucení.

4.3 Vápnité písky

Vápnité písky se vyskytují v mnoha teplých mořích na celém světě (podél západních a jižních břehů Austrálie, na jihu Středozemního moře, u pobřeží Brazílie). Jedná se o pískům podobné uloženiny drobných ulit mikroorganismů. V laboratorních testech obvykle vykazují vysoký úhel vnitřního tření, avšak svými vlastnostmi v terénu se velice odlišují od chování písků. Vysoké únosnosti dosahují jen po značné objemové kompresi. Tření během pilotování může být i nulové, jelikož rozbité malé schránky nekladou téměř žádný odpor vůči povrchu piloty (Gerwick, 2007).

Kalkarenit, vápenatý pískovec, a kalkarubit, vápenatý konglomerát, projevují jistou tvrdost a pevnost. Ale i malé zatížení může vést ke křehké deformaci jejich stavebních vápnitých zrn a následné deformaci a strukturnímu kolapsu. Necementované vápnité písky jsou relativně málo propustné, tudíž existuje možnost ztekucení.

Během odebírání vzorků jsou nevyhnutelně rozdracena nějaká zrna. Jelikož velikost zrn představuje důležitý parametr, mohou být výsledky následných zkoušek a hodnocení zkresleny.

4.4 Ledovcový till a balvany na mořském dně

Balvany na mořském dně lze nalézt především v subarktické oblasti, kam byly většinou transportovány plovoucími ledovými krami. Eroze mořského dna v době, kdy se nacházelo v menší hloubce než dnes, představuje další možnost vzniku balvanitého dna. Lehké uloženiny byly odplaveny a vytvořila se tak vrstva s větší koncentrací balvanů. Odlišný proces se odehrál v granitických půdách, vyskytujících se např. na západním pobřeží Afriky nebo pobřeží Hong Kongu. Zvětráváním kamenných bloků vznikly reziduální půdy a zachovala se odolná pevná jádra neboli autigenní balvany. Vrty většinu takových balvanů minou, nicméně pokud na nějaký narazí, bývá často mylně považován za součást skalního podloží. Proto se v takových oblastech, na základě zkušeností z Hong Kongu, vrtá ještě 5 m pod zastižený domnělý skalní horizont. Balvany se mohou vyskytovat i v jílovitých uloženinách; některé procesem, kdy je část morénového tillu přemístěna a uložena v mělkovodním kalu (Gerwick, 2007).

Ledovcový till označuje nestratifikovanou konglomerátní uloženinu složenou z jílu, štěrků, valounů a balvanů vyskytující se v mnoha arktických a subarktických oblastech. Zastoupení jednotlivých frakcí v tillu je značně proměnné. Nejsložitější stavbu mají pravděpodobně dobře vytríděné tilly, jejichž mezizrnné prostory jsou zcela vyplněny silty a jíly. Takové tilly bývají silně překonsolidované, což se projevuje velkou hmotností na objemovou jednotku (hustota až 2400 kg/m³) a strukturou podobnou méně kvalitnímu betonu. Vrtatelnost je špatná, protože se jedná o abrazivní a tvrdý materiál, přestože není příliš soudržný. Vysokotlaké proudové vrtání představuje neefektivnější způsob penetrace (Gerwick, 2007).

Samostatné balvany a valouny přítomné v podmořských uloženinách nepředstavují takový stavební problém, jak by se dalo předpokládat. Masivní ocelové piloty je svou vahou většinou vytlačí do boku skrz sediment. Mnohem vážnější problém způsobují shluky balvanů. Řešení spočívá v jejich odstranění, nebo v nalezení vhodnějšího místa.

4.5 Překonsolidované silty

Silty jsou jedním z nejméně prozkoumaných typů zemin. Velikostí zrn náleží mezi písky a jíly, ale svými vlastnostmi se od nich odlišují. Vyskytují se především v arktických a subarktických regionech, okrajově v oblasti mírného pásu. Unikátní vlastností siltů je jejich překonsolidovanost. Například překonsolidované jíly vzniknou díky zatížení (např. ledovcem), které se později vytratí (tání). Avšak překonsolidované silty se často objevují v oblastech, kde není očekáváno ani dokázáno jejich pohřbení nebo nadměrné zatížení. Mnohé hypotézy vysvětlují vznik překonsolidovanosti

cyklem mrznutí a tání v mělkých vodách, vlněním či elektrostatickou přitažlivostí. Bez ohledu na příčiny, překonsolidované silty jsou extrémně tuhé, těžce penetrovatelné, rypatelné a beranitelné.

Velkým problémem u siltů je odebrat neporušený vzorek. Při konvenčním vrtání bývají silty běžně identifikovány jako bláto, kal. Překonsolidované silty bývají vysoce abrazivní, avšak s jejich špatnou vrtatelností si dobře poradí vodní vysokotlaké proudové vrtání (Gerwick, 2007).

4.6 Podmořský permafrost a klatráty

Pod hladinou arktických moří a mladými sedimenty se rozprostírá permafrost, vzniklý v dobách ledových. Jelikož se teplota mořské vody během roku pohybuje v rozmezí -2°C až 8°C , permafrost pomalu od vrchu taje. Mladé sedimenty s teplotou kolem -1°C hrají důležitou roli jako izolační vrstva. Svrchní vrstvu permafrostu, která leží 5-20 m pod mořským dnem, reprezentují písky, nebo siltové a jílové uloženiny, částečně promrzlé, případně s ledovými čočkami. Podmořský permafrost není souvislý.

Penetrace permafrostu je nesnadná. Pomalý postup konvenčního vrtání může zrychlit kombinace s vodním vysokotlakým proudovým nebo paroproudovým vrtáním.

Klatráty jsou metanové hydráty vzniklé vřazením molekul metanu do dutin krystalové mříže ledu, stabilní za specifické kombinace tlaku a teploty. Vyskytují se pod dnem hlubokého oceánu mírného pásu a v hloubce několika set metrů v Arktidě. Pokud dojde k penetraci, přejdou do plynného skupenství za 500 násobné expanze. Představují tak potenciaální riziko při hlubokém vrtání (Gerwick, 2007).

4.7 Neúnosné arktické silty a jíly

Jeden z velkých problémů konstrukce mořských staveb v oblasti Arktidy představuje slabá vrstva siltů a siltových jílů ležící blízko pod mořským dnem. Mělce pod mořským dnem proto, že je mladá a kvůli neustálému brázdění dna ledovými krami. Ale mnohem složitější je vysvětlit velice nízké hodnoty neodvodněné pevnosti změřené pod 5-20 m hrubšího nánosů. Bylo zjištěno, že arktické silty jsou anizotropní a dosahují daleko větší nosnosti, než jaká by odpovídala jejich neodvodněné pevnosti. Pro extrémně nízké pevnosti existuje potenciální vysvětlení. Pod dostatečnou vrstvou nepropustného siltu se nashromáždilo množství vody a metanového plynu, původem z tajícího permafrostu, které vytvořilo vysoký pórový tlak narušující strukturu siltu.

4.8 Ledovcové obrušování a ledové kopce (pingo)

Oceánská dna arktických a subarktických oblastí často mechanicky narušují a obrušují kýly ker a ledovců. Na Arktidě se jedná o pravidelný roční jev charakteristický pro vody hluboké 10-50 m. Kýly nevypočitatelně vytváří různé brázdy až 1 km dlouhé a běžně 2 m hluboké, v extrémních případech až 7 m hluboké. Směr pohybu ledovců, tedy i směr brázd, ovlivňují mořské proudy a vítr. Rýhové deprese se rychle zanášají nekonsolidovanými sedimenty, z velké části zvržené brázděním (Gerwick, 2007).

Dalším útvarem příležitostně se vyskytujícím v pobřežních vodách Arktidy jsou podmořské ledové kopce (pingo) neboli pahorky vzniklé zdviháním silto-jílových zemin mrazem. Běžně okupují pevninské pobřeží. Má se za to, že podmořské ledové kopce v mělkých vodách představují pozůstatek z dob ledových, kdy byla mořská hladina níže. Roztáté a zhroucené ledové kopce zanechávají na dně malé krátery.

4.9 Metan

Metan vzniká mimo jiné v mělkovodních deltových sedimentech obsahujících organickou hmotu. Může být uvolněn během vrtání, pilotování a následně explodovat. Metan se také nachází v arktických siltech, které neobsahují organickou složku. Předpokládá se, že byl původně vázán v podmořském permafrostu třeba jako klatrát a následně uvolněn poté, co došlo k oteplení. Metan migroval vzhůru, avšak byl zachycen pod nepropustnou vrstvou siltů blízko povrchu dna. Množství plynu ale zvýšilo pórový tlak, a tak se značně snížila mobilizovatelná pevnost siltů.

Přítomnost plynu může být přibližně zjištěna seismickou refrakcí nebo maloprůměrovým vrtáním a poté přesně detekována speciálními přístroji (Gerwick, 2007).

4.10 Bahna a jíly

Jíl lze definovat jako nezpevněnou sedimentární uloženinu skládající se minimálně z 50% hmotnosti z jílových minerálů, která se navlhčením stává plastická (Potter, 2005). Výsledným produktem zvětrávání většiny hornin jsou jíly, často koncentrované ve velkém množství v deltách řek. Pod následnou tíhou nadloží konsolidují, stávají se nepropustnými a soudržnými. Jíly jsou často anizotropní s různou permeabilitou v horizontálním a vertikálním směru. Mořské jíly obvykle obsahují organický materiál. Jejich chování předurčuje především minerální složení, tvar částic a obsah vody.

Neodborný termín, původem z terénní praxe – bahna – reprezentuje jemnozrné uloženiny jakéhokoliv složení. Může se majoritně skládat z jílových minerálů, karbonátů, vulkanického prachu, vytríděných siltů nebo i diatomitů (rozsivky), avšak jedna z těchto složek musí tvořit minimálně 50% z celkové hmotnosti sedimentu a vlhnutím se stávat plastická (Potter, 2005). Typické mořské jíly vykazují neodvodněnou smykovou pevnost v rozmezí 35-14 kPa, kdežto povrchová bahna mohou dosahovat 1-2 MPa. Vlastnosti a chování jílu i bahen představují pro stavitele mnoho problémů (Gerwick, 2007).

4.11 Korály a podobné biogenní útvary

Tak jako kalcitové kostry mořských živočichů i korály a další vápnité uloženiny mají složitou vnitřní strukturu, která se časem stává pevnější. Různé podvodní dynamické síly vyvolané bouří nebo vlněním často odlamují slabé části korálů a odhalují ty starší a pevnější, na kterých může nový korál růst, někdy s vločkami vápnitých a křemitých písků. Výsledná korálová hornina dosahuje velmi často vysoké stratifikace. Celkově jsou korály velmi pevné, ale kvůli velikým dutinám, které často způsobí zarostlé mušle, i křehké (Gerwick, 2007).

Korály a vápence lze bagrovat těžkou technikou, obzvláště pokud dokáže prolomit svrchní velmi tvrdé vrstvy. V jiných oblastech (pobřeží Saudské Arábie, Hawaie) jsou korály natolik pevné, že je nutné použít penetrační dláta a povrchové odstřely. Vrtání může představovat závažný problém, protože póry a dutiny pohlcují výplach.

4.12 Kypré písky

V mnoha příbřežních oblastech se vyskytují významné akumulace písku, který pochází z říčního transportu nebo z dávných písečných dun. Odebrat neporušený vzorek pro geotechnickou analýzu je velmi složité. Může být nezbytné použít nějakou speciální techniku, třeba zpevnování zmražením. Písky jsou nesoudržný a mobilní materiál, citlivý na rozruch vyvolaný stavební aktivitou. Působením sil zemětřesení, nárazů bouřkových vln nebo vlivem dynamické stavební činnosti mohou písky místně ztekutit, přeměnit se v těžká fluida (Gerwick, 2007).

Přítomnost siltů a slíd v písku může značně ovlivnit stabilitu podmořských uměle navršených svahů a kopců. Významný podíl slíd v písku může také ovlivnit beranění pilot, jelikož redukuje povrchové tření na hodnotu značně nižší, než kladou křemenné písky stejné hustoty. Při plánování i realizování vzorkování hraje důležitou roli fakt, že slídy jsou často z povrchových vrstev vyplaveny.

V hlubokých vodách v oblasti Severního moře se v tuhém jílovém dně vyskytují relativně tenké (1 m) čocky písku. Tyto vložky písku, přestože není ulehly, utvářejí zóny vysokého odporu, tudíž i vysoké nosnosti. Někdy se nazývají „tuhé body“ a mohou odolat lokálnímu tlaku přes 3 MPa.

Stavba postavená na píscích pozmění jejich chování. Energie z vlnění působící na stavbu a je přenášena do jejího podloží, kde zvyšuje pórový tlak. Cykličnost vlnění může způsobit nárůst pórového tlaku natolik, že písek lokálně ztekutí, většinou na hraně základu. Stavba je tak podmílena.

4.13 Výchozy skalního podloží

Výchozy na dně představují specifický problém, protože je obtížné je nalézt a zmapovat. Mohou být nepravidelně porušené a zvětralé, a tak se zdravá hornina může nalézat v různých hloubkách i v rámci jednoho výchozu. Na druhou stranu zvětralý skalní poklad usnadňuje pažení vrtu a může také poskytnout významný pasivní zemní tlak.

Pokud jsou výchozy strmě ukloněné, vysoce nepravidelné nebo pokryté tvrdými zvětralými horninami, je začátek vrtání obzvláště obtížný. Nezbytnou nutnost představuje dostatečně vysoké a těsnící pažení, které zabrání okolnímu písku a jiným sedimentům zanášet vrt. Nejlepší metodou je začít vrtat uvnitř pažení položeného na dně. Po dosažení hloubky 300 mm přerušit vrtání a zaražením pažení zabezpečit obnažené stěny. Dále pak na stejném principu pokračovat ve střídání vrtání a pažení (Gerwick, 2007).

4.14 Závěrečná poznámka

Měření hloubky dna okolo stavby je extrémně důležité od momentu prvního zatížení i během následného sedání. Musí být použity adekvátní průzkumné a lokalizační metody, které zaručí, že výška dna, průzkumné vrtý a stavba samotná jsou kontrolovány vůči stejné referenční pozici. Vzhledem k odchýlkám a systematickým chybám měření mnoha elektronických přístrojů, se jako vhodná metoda jeví GPS nebo akustický radiolokátor.

Již během stavby, případně po jejím dokončení, se mohou objevit nežádoucí jevy jako vymílání a eroze, proto je nezbytný monitoring a co nejrychlejší umístění potřebné ochrany. Některé zeminy mohou degradovat a změnit své vlastnosti, když jsou vystaveny novým podmínkám vznikajícím během stavby, zvláště byly-li původně pokryty nepropustnou vrstvou nebo slabě cementovány.

Souhrnně lze říci, že mořské stavby představují největší výzvu i překážku pro geotechnika a inženýra. Nestabilita, nemožnost penetrace, řícení svahů patří mezi typické problémy. Arktické oblasti s překonsolidovanými silty nebo subtropické zóny bohaté na vápnité písky reprezentují snad nejobtížnější prostředí pro stavební činnost.

5 Inženýrskogeologický průzkum

V počátcích odvětví mořských staveb byl geotechnický průzkum realizován současně se stavební činností. V současné době se geotechnický průzkum provádí měsíce, spíše i roky, před samotnou výstavbou. Vyhodnocením získaných informací se vybere nejvhodnější typ stavby pro danou oblast a získají se podklady pro její sofistikovaný návrh.

Průzkum mořského prostředí vyžaduje přímé i nepřímé metody. Přímé metody (např. sondování, jádrování, in situ zkoušky) jsou takové, které fyzickým stykem s materiálem měří jeho skutečný parametr či vlastnost. Nepřímé metody stanovují vlastnosti látky na dálku. Řadí se mezi ně elektromechanické a geofyzikální profilování (analýzy).

Rozsah průzkumných prací by měl být pečlivě zvažován s ohledem na vodní hloubku, druh stavby, zatížení životního prostředí, stav zemin a geologická rizika. Je to právě hloubka, která nejvíce ovlivňuje průzkumnou činnost a v podstatě diktuje jaké nástroje a techniky musí být použity s hledem na jejich provozní efektivitu. Souhrnně inženýrskogeologický průzkum slouží k určení výšky vodního sloupce, k popsání stratigrafie zemin a ke stanovení vlastností zemin.

5.1 Plavidla a vrtné soupravy

Vrtné soupravy používané na moři jsou v podstatě stejné jako ty na souši, jen jsou přizpůsobené mořským podmínkám. Vhodná vrtná souprava má zdvihací stroj, pumpu a pohonnou jednotku na ližinách. Vrtá-li se z paluby plavidla, je prakticky nezbytný adekvátní hloubkový dosah soupravy, který se vypořádá s výškou vodního sloupce i hloubkou vrtu. Výkonnost vrtné soupravy může být snížena s ohledem na někdy se vyskytující rázové zatížení. Existují i podvodní dálkově ovládané a potápěčem řízené vrtné soupravy. Jejich obsluha je náročná a v případě vzorkování neposkytují kvalitní vzorky. Žádné podvodní zařízení se všestranností ani schopnostmi nevyrovná tomu nadvodnímu na plavidle (Chakrabarti, 2005).

Nejpoužívanější je rotační vrtání s výplachem z plošiny nebo plavidla. Vrtná souprava může být přenosná a působit na lodi třídy podpůrných těžebních plavidel, nebo představovat zařízení na otočném ramenu jeřábu na speciální geotechnické vrtné lodi.

Při většině inženýrskogeologických průzkumů je nutné penetrovat mořské dno do hloubek větších než 10 m, proto jsou vyžadovány různé metody vrtání. Ve speciálních případech lze využít 20-30 m dlouhý pístový jádrovák (piston corer), který může být použit v měkkých hlubokomořských jílových uloženinách, a velké zařízení pro kuželovou penetrační zkoušku (CPT).

5.2 Metody vrtání a vzorkování

V mělkých vodách se dodnes využívá metoda běžná pro pevninu. Plné pažení vede z plavidla a je vetknuto několik metrů do dna. Vrtá se uvnitř tohoto "ochraného" pažení, které minimalizuje vstup mořské vody do systému, za použití přímého výplachu s uzavřeným oběhem. Vzorky jsou získávány tenkostěnnou trubicí nebo dělenou válcovou vzorkovnicí vháněnou do materiálu hydraulicky.

V hloubkách přesahujících 150 m není možné metodu s pažením využít, bylo tak nezbytné vyvinout nový postup. Takovou dodnes používanou technikou se stalo nezapažené vrtání (open-hole drilling) a lanové vzorkování (wireline sampling). V této metodě je vrtná kolona jediná, která má kontakt s mořským dnem. Dutá vrtná kolona s konstantním vnitřním průměrem po celé délce, jelikož napojení segmentů je vnější, umožňuje přímý výplach s otevřeným oběhem a skrze ni se provádí i vzorkování. Po dosažení požadované hloubky se odpojí pohonné zařízení od vrtné kolony a vloží se dovnitř lanový nárazový vzorkovač. Ten se skládá z horní masivní části napojené na lano a funguje

jako zarážecí kladivo. Spodní díl tvoří dutá válcová vzorkovnice spojená tyčí s horní částí tak, aby byl umožněn teleskopický pohyb vzorkovnice. Vzorkování probíhá tak, že svrchní část je cyklicky zdvihána nahoru a pouštěna volným pádem dolů, přičemž dochází k zarážení vzorkovnice.

Protože se z hlediska výplachu jedná o otevřený systém, je nezbytné neustále dodávat výplach nový. Mořskou vodu lze využít jako základní výplach, jehož vlastnosti můžeme upravit přidáním solného gelu nebo chemických polymerů a získat tak výplach vhodných vlastností a vyšší viskozity. Jakmile vrtná kolona narazí na kypřý materiál, je nezbytné použít upravený výplach, aby se zvýšila stabilita stěn vrtu a předešlo se uvěznění kolony. Nezapaženým vrtáním spotřebujeme enormní množství výplachu, avšak i tak se jedná o rychlou, snáze proveditelnou a ekonomickou metodu vrtání v hlubokých vodách (Chakrabarti, 2005).

5.2.1 Nástroje pro vzorkování zemin

V mořském prostředí jsou používány pro vzorkování nástroje, které mají na pevnině dlouhou historii. Pro zeminy se používají tenkostěnné (thin-walled tubes), pouzdrové (liner samplers) a dělené válcové (split-barrels) odbírací přístroje. Pro vzorkování hornin využíváme především jádrováky.

Pouzdrové odběráky se využívají pro vzorkování extrémně měkkých zemin, které nedokáží zachovat svůj tvar. Vzorkovnice je vtlačena do zeminy a zemina následně nahnána do plastových pouzder uvnitř vzorkovnice. Vzorky jsou tak uzavřeny uvnitř pouzder a připraveny k budoucím zkouškám.

Tenkostěnné trubkové odběráky reprezentují nejběžněji používaný nástroj pro vzorkování vytržiděných zemin. Cílem vzorkování je získat co nejméně porušený vzorek, který v maximální možné míře zachovává smykovou pevnost zeminy a napětí v ní in situ.

Prakticky nemožné je získat neporušený vzorek písčitých zemin, kvůli jejich přirozené nesoudržnosti. Nejběžnější pevninskou metodu pro průzkum písků představuje standardní penetrační zkouška (SPT), která poskytne informaci o ulehlosti písku a zároveň odebere porušený vzorek pro další zkoušky. Výsledné číslo udávající počet úderů potřebných k zaražení odběráku (split-barrel) nazýváme penetrační odpor (N) a jeho výše nám umožňuje stanovit relativní ulehlost písku. V mořském prostředí jsou průzkumné penetrační sondy, podobné těm, které se používají na SPT, využívána zejména pro průzkum tvrdých materiálů např. štěrků, korálů a dalších, které poškodí tenkostěnné trubkové vzorkovnice.

SPT není v současné době uskutečnitelná v mořském prostředí, protože neexistuje způsob, jak vyhovět normě (Chakrabarti, 2005) popisující provedení zkoušky. Pod vodou nelze kontrolovat penetrační postup, zachovat konstantní výšku pádu beranidla, ani eliminovat tření kladkostrojových lan, proto by velikost penetračního odporu nebyla ekvivalentní normované SPT. Údaj získaný provedením penetrace za použitím lanového hlubinného beranidla (downhole hammer), tak může sloužit pouze jako velmi hrubý odhad.

Moderní technologie umožňují i tlakové zatlačování odběráku (push sampling) s využitím lanová v mořském prostředí. Odběrák se spustí dutou vrtnou kolonou, vzdálenou od báze vrtu, tak, aby dole vyčníval, přičemž je na své pozici blokován západkou. Sílu nezbytnou pro zatlačení vzorkovnice může poskytnout zdvihací jednotka na dně, kterou vrtná kolona prochází, nebo váha samotné vrtné kolony. Vzorek je získán jedním zatlačením, uvolněn z vrtné kolony a následně pomocí lana vytažen na palubu (Chakrabarti, 2005).

5.2.3 Vrtání na jádro hornin

Hlavním smyslem vrtání na jádro je získat neporušený a celistvý vzorek, reprezentující poměry in situ. Vrtání na jádro představuje primární metodu pro vzorkování měkkých hornin a

cementovaných zemin. Dělený jádrovák (wireline) je nepoužívanější typ jádrováku při inženýrskogeologickém průzkumu. Hlavními částmi jádrováku jsou korunka, vnější vrtný plášť a vnitřní jádrovnice. Vnější vrtný plášť a korunka se otáčí s vrtným soutyčím a vyřezávají jádro. Jak vrtná kolona postupuje, jádro je nuceno stoupat do nehybného jádrováku. Po ukončení vrtných vrací se vyříznuté jádro spolu s jádrovákem vytáhne na laně z vnějšího vrtného pláště.

Výběr vhodné korunky je rozhodující pro úspěšné vrtání na jádro. Typ horniny, její tvrdost a stav předurčují výběr korunky. Karbidová a diamantová korunka reprezentují dva hlavní typy korunek, z hlediska použitého materiálu, které existují v početných variacích. Výběr nejvhodnější korunky pro danou horninu se většinou uskuteční na základě pokusu a omylu (Chakrabarti, 2005).

5.3 Zkoušky prováděné in situ

Největší přínos zkoušek prováděných in situ spočívá v možnosti získání důležitých geotechnických parametrů zemin, a někdy i hornin, v jejich přirozeném uložení. V případě kyprých zemin představují zkoušky in situ v podstatě jediný prostředek, jak určit některé veličiny, například relativní ulehlost.

Druhotným, avšak velmi významným, přínosem těchto zkoušek je ve většině případů okamžitá dostupnost výsledků, které umožňují učinit rozhodnutí přímo v terénu, bez nutnosti čekat na závěry z laboratoře.

Zkoušky in situ umožňují vyhnout se porušení zeminy při odbírání vzorků, a tak zkoumat její geotechnické vlastnosti v přirozeném uložení. Zkoušky in situ poskytují důležitá doplňková a dodatečná data, avšak nikdy nemohou zcela nahradit vrtný průzkum (Chakrabarti, 2005).

5.3.1 Kuželová penetrační zkouška (CPT)

Kuželová penetrační zkouška (podle ČSN statická penetrace) je nejčastěji aplikovanou in situ zkouškou geotechnických průzkumných prací, protože dokáže poskytnout informace o druhu zeminy a její stratigrafii a odhadnout neodvodněnou smykovou pevnost jílu a ulehlost a odvodněnou pevnost písků.

Kuželová penetrační zkouška má široké užití, které zahrnuje vyšetření stability podmořských útvarů, stanovení nejvhodnější trasy podmořských liniových staveb (např. potrubí a kabeláže), geotechnický průzkum stavby mořského dna, průzkum pro pobřežní výstavbu, zjištění těžitelnosti zemin a ověření stavu podloží pro geofyzikální průzkum a morfologické mapování.

Kuželový penetrometer poskytuje plynulé informace o průběhu stratigrafie, ulehlosti či kyprostí zemin. V ulehlých zeminách je výsledkem CPT kontinuální vývoj smykové pevnosti napříč profilem bez napětových anomálií, které vzniknou vzorkováním. Ještě většího významu nabývá CPT hrubozrnných zemin, jelikož jako jediná dokáže spolehlivě stanovit jejich ulehlost.

Původně měřil penetrační kužel pouze bodový odpor, jak byl zatlačován do zeminy. Do novější verze byla integrována objímka schopná změřit plášťové tření, avšak souběžné měření obou parametrů nebylo možné. Moderní elektronické kužele dokáží simultánně monitorovat bodový odpor i plášťové tření během plynulého postupu zeminou.

CPT je vlastně empirická zkouška založená na odporu, který zemina klade vůči kuželu zatlačovanému konstantní rychlostí (2 cm/s). Standardní kužele mají vrcholový úhel rovný 60° a plošný průřez mezi 5 a 20 cm², přičemž kužely s průřezovou plochou 10 a 15 cm² patří mezi nepoužívanější. Průřez mini kuželů bývá 1 nebo 2 cm².

Od 70. let 20. století jsou pro mořský geotechnický průzkum využívány piezo kužely (piezocones). Měří dynamický pórový tlak, bodový odpor i plášťové tření. Změna pórového tlaku je vyvolaná zarážení kužele do zeminy. Hrubozrnné zeminy rychle drénují, reagují tak na vnikající kužel

malou změnou pórového tlaku. S klesající frakcí zeminy se snižuje rychlost odvodu vody a změna pórového tlaku je výraznější. Zkouška s piezo kuželem ukazuje svůj přínos hlavně při stanovování stratigrafického profilu senzitivních jíílů, které kladou minimální bodový odpor i plášťové tření.

Aby byla kuželová zkouška v mořském prostředí proveditelná, byly vyvinuty na dálku ovládané CPT se soukolovým systémem (wheel-drive CPT). Každé takové zařízení se skládá z rámové konstrukce (tvarově blízka kostře komolého kuželu) nesoucí pohonný soukolový systém, jednotku pro elektronické řízení a pro získávání dat. Pohonný soukolový systém obsahuje hydraulický motor nebo elektromotor napájený proudovým kabelem z plavidla a ocelová kola, která vhnějí penetrační soutyčí. CPT se soukolovým systémem představuje pravděpodobně nejvíce všestranné a osvědčené zařízení pro provádění zkoušek in situ na mořském dně, které je k dispozici. Jeho spolehlivost a vysokou produktivitu doplňuje nízkonákladový provoz. Navíc schopnost vyhodnocovat měřená data v reálném čase umožňuje vysokou pracovní flexibilitu a minimalizuje pravděpodobnost získání nedostatečných nebo chybných dat (Chakrabarti, 2005).

5.3.2 Zkoušky s minikužely (minicones)

Zkoušky s minikužely nelze ze striktního pohledu řadit k CPT, jelikož svým plošným průřezem (1-2 cm²) neodpovídají mezinárodnímu standardu průřezu penetračních kuželů (5-20 cm²). Byly vyvinuty, aby napomohly zdokonalit stratigrafické profilování a zpřesnit měření parametrů zemin, obzvláště z plavidel, které kvůli omezené provozní kapacitě mohly nést jen vrtací a vzorkovací zařízení. Primárně jsou upotřebeny na při hledání nejvhodnější trasy podmořských liniových staveb (např. potrubí, kabeláže).

Rychlost penetrace je u zkoušky s minikužely zpravidla vyšší než u CPT, obvykle kolem 4 cm/s. Běžně se měří bodová penetrace i plášťové tření, pórový tlak ojediněle.

5.3.3 Vrtulková zkouška

Vrtulková zkouška představuje rychlý a spolehlivý prostředek, který dokáže změřit neodvodněnou smykovou pevnost ulehlých zemin. Prakticky zkouška spočívá v zavedení křížové vrtulky do zeminy a měření odporu, který zemina klade vůči torzi vrtulky.

Ocelová vrtulka má obvykle průměr mezi 38 a 65 mm a výšku v intervalu 75-130 mm. Je umístěna na konci hřídele, která se otáčí konstantní rychlostí 6°-12° za minutu. Poté, co se zemina poruší, lze zvýšit rychlost až na 60° za minutu a měřit tak smykovou pevnost po prohnětení. Data z měření mohou být přenášena kabelem na plavidlo, nebo ukládána na pevný disk umístěný přímo na zařízení (Chakrabarti, 2005).

5.3.4 Tlakové sondování

Tlakové sondování (piezoprobe test) je prováděno za pomoci maloprůměrové sondy na laně. Pórové tlaky v zeminách jsou měřeny tlakovým čidlem, které se zeminou komunikuje prostřednictvím porézních disků. Sonda také obsahuje teplotní čidlo a data o teplotě slouží pro korekci změřených pórových tlaků.

Po vyvrtání vrtu požadované hloubky se dutá vrtná kolona nadzvedne o několik desítek cm nad dno vrtu a jejím vnitřkem se spustí sonda, která se na konci vrtné kolony zaklesne. Vrtná kolona je následně zdvižena ještě zhruba o další 3 m a poté puštěna volným pádem, což vede k zaražení sondy do zeminy na dně vrtu. Po odjištění sondy je vrtná kolona opět povytažena, aby vzájemným dotykem nedocházelo ke zkreslování dat během měření. Sonda přeměřuje pórový tlak přibližně každou vteřinu (Chakrabarti, 2005).

6 Závěr

Oceánské dno představuje nehostinný terén, který nelze ani vzdáleně srovnávat s kontinentálním. Rozsáhlé podmořské hory, které křížují oceánské dno, zaujmají mnohem větší plochu než ty pevninské. Přesto hluboce potopené středoocéánské hřbety reprezentují nejhojnější geomorfologickou strukturu na planetě. Oceánské dno neustále vzniká v rozlehlých riftových zónách, a zaniká v hlubokomořských příkopech blízko subdukčních zón. Pod mořskou hladinou se ukrývá mnohonásobně více sopek než na pevnině, přičemž ty aktivní neustále přetváří povrch Země. Podmořské příkopy, které svými rozměry zcela zastírají největší suchozemské kaňony, sahají do značných hloubek. Masivní podmořské skluzy zemin vytváří mocné rýhové deprese, většinou na kontinentálních okrajích, a transportují značné množství materiálu na hluboké oceánské dno. Často také generují vysoké vlny, které svou ničivou silou zasáhnou pobřeží oblasti. Silné mořské proudy se v podstatě zařezávají do dna, zviřují ohromná mračna sedimentů a dramaticky tak mění reliéf dna. Neustálé vymílání, časté eroze a nepřetržitý přísun nového materiálu zapříčiňují dynamickou povahu i vysoce komplexní geologickou stavbu oceánské dna.

Fyzikální vlastnosti mořské vody a její cirkulace jsou úzce spjaty s atmosférickými podmínkami. Například jevy probíhající v oblasti interakce atmosféry a mořské hladiny jako solární ohřev, vypařování, precipitace, ovlivňují teplotu a salinitu povrchových vod. Atmosférický a tlak a výsledné napětí, způsobené větrným zatížením, generují vlny a proudy vybuzené vlnami, které ovlivňují mechanické chování vody až do hloubek několika set metrů. Globální cirkulace atmosféry je odpovědná za cirkulaci hlavních mořských proudů světových oceánů.

Inženýrskogeologické průzkumné práce v mořském prostředí jsou prováděny za pomoci stejných strojů a nástrojů, které jsou k danému účelu používány na pevnině, nicméně bývají často modifikovány, aby odolaly fyzikálně-chemickým i dynamickým mechanickým vlivům mořského prostředí. Nejčastěji jsou využívána vrtání na jádro v různých obměnách, přičemž vrtná souprava spočívá na plavidle. Existují i různé samostatné podvodní vrtné jednotky, které je možno dálkově ovládat, jelikož však nedosahují operativnosti a všestrannosti zařízení umístěných na plavidle, příliš často se nevyužívají. Zkoušky in situ reprezentují průzkumné metody poskytující data, která doplňují, případně lze s nimi i korelovat, data získaná vrtným průzkumem. Jsou prováděny speciálně dálkově ovládanými upravenými zařízeními, která jsou spuštěna na mořské dno.

Seznam použité literatury

- BERGER, W. H.: Biogenous deep sea sediments: production, preservation and interpretation. In RILEY, S. P.; SKIRROW, G. (eds.). *Chemical oceanography*, Volume 5. 2nd ed. London : Academic Press, 1975, p. 265-372. ISBN 0-12-588604-7.
- BROWN, J. *The Ocean basins: Their structure and evolution*. 1st ed. Oxford : Pergamon Press, 1989. 171 p. ISBN 0080363652.
- CRAIG, R. F. *Craig's Soil Mechanics*. 7th ed. USA: Taylor & Francis, 2004. 464 p. ISBN 0-415-32703-2.
- EMERY, K. O.: Structure and stratigraphy of divergent continental margins. In YARBOROUGH, H. (ed.). *Geology of continental margins*. 1st ed. Washington: American Association of Petroleum Geologists, 1977, p. B1-B20.
- EMERY, K. O. Continental margins; classification and petroleum prospects. *American Association of Petroleum Geologists*, 1980, 3 (64), 297-315. ISSN 0149-1423.
- EMILIANI, C.; MILLIMAN, J. D. Deep-sea sediments and their geological record. *Earth Science Reviews*, 1966, 2-3 (1), 105-132. ISSN 0012-8252.
- GERWICK, B. C. *Construction of marine and offshore structures*. 3rd ed. USA: Taylor & Francis Group, LLC, 2007. 840 p. ISBN 0-8493-3052-1.
- CHAKRABARTI, S. *Handbook of offshore engineering (2 volume set)*. 1st ed. Great Britain : Elsevier Science, 2005. 1269 p. ISBN 0-08-044381-8.
- KENNETT, J. P. *Marine geology*. 1st ed. New York: Prentice-Hall, 1982. 752 p. ISBN 0-13-556936-2.
- KENNISH, M. J. (ed.). *Practical handbook of marine science*. 3rd ed. USA: CRC Press LLC, 2000. 876 p. ISBN 0-8493-2391-6.
- KRAUS, J., et al. *Nový akademický slovník cizích slov*. 1st ed. Praha: Academia, 2005. 879 p. ISBN 80-2001351-2.
- MACDONALD, K. C., et al. Volcanic growth faults and the origin of Pacific abyssal hills. *Nature*, 1996, 6570 (380), 125-129. ISSN 0028-0836.
- MATHER, A. *Offshore Engineering: An introduction*. 1st ed. London: Witherby, 1995. 229 p. ISBN 1-85690-078-7.
- McGRAW-HILL. *Dictionary of Earth Science*. 2th ed. USA: McGraw-Hill Professional, 2003. 468 p. ISBN 0-07-141798-2.
- McGREOR, B. A. The submerged continental margin. *American Scientist*, 1984, 3 (72), 275-281. ISSN 0003-0996.
- MIDDLETON, G. V.; HAMPTON, M. A.: Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In STANLEY, D. J.; SWIFT, D. J. P. *Marine sediment transport and environmental management*. 1st ed. New York: John Wiley & Sons, 1976, p. 197-218.
- PETRÁNEK, J. *Malá encyklopedie geologie*. 1st ed. České Budějovice: Nakladatelství JIH, 1993. 246 p. ISBN 80-900351-2-4.

PINET, P. R. *Invitation to oceanography*. 2nd ed. Boston: Jones and Bartlett Publishers, 1998. 508 p. ISBN 0-7637-0614-0.

POTTER, P. E.; MAYNARD, J. B.; DEPETRIS, P.J. *Mud and mudstones: Introduction and Overview*. 1st ed. Germany: Springer, 2005. 297 p. ISBN 3-540-22157-3.

PRESS, F.; SIEVER, R. *Earth*. 4th ed. New York: W. H. Freeman, 1986. 656 p. ISBN 0-7167-1776-X.

SEIBOLD, E.; BERGER, W. H. *The Sea floor. An introduction to marine geology*. 2nd ed. Berlin: Springer-Verlag, 1993. 356 p. ISBN 3-540-56884-0.

SORENSEN, R. M. *Basic Coastal engineering*. 3rd ed. USA: Springer Science, 2005. 324 p. ISBN 0-387-23332-6.

WALSH, J. J. *On the Nature of continental shelves*. 1st ed. New York: Academic Press, 1989. 515 p. ISBN 0-12-733775-X.

WILSON, J. F. (ed.). *Dynamics of offshore structures*. 2nd ed. New Jersey: John Wiley & Sons, 2003. 325 p. ISBN 0-471-26467-9.