

GEOLOGICKÉ PROCESY ZAPSANÉ V HORNINÁCH



GEPARK SPOŘILOV

A. ŠPIČÁK A KOL.

STRATIGRAFICKÁ TABULKA

Aby bylo možné se v dlouhé historii Země orientovat a porovnávat stáří hornin na různých místech na světě, byla geologická minulost rozčleněna podle významných událostí, které se v daném čase

staly, na několik období. Toto členění shrnuje tzv. stratigrafická tabulka, jejíž zjednodušenou verzi, doplněnou o události významné pro vývoj Českého masívu, zde uvádíme.

	ÉRA	ÚTVAR	EPOCHA	STÁŘÍ V MIL. LET	UDÁLOSTI VÝZNAMNÉ PRO VÝVOJ ČESKÉHO MASÍVU	
FANEROZOIKUM	KENOZOIKUM	KVARTÉR (ČTVRTOHORY)	HOLOCÉN	0 – 0,1		
			PLEISTOCÉN	0,1 – 1,8		
		TERCIÉR (TŘETIHOŘY)	NEOGÉN	PLIOCÉN	1,8 – 5,3	vznik a aktivita oherského riftu a dalších evropských riftů
				MIOCÉN	5,3 – 23	
			PALEOGÉN	OLIGOCÉN	23 – 34	35 – 100 alpská orogeneze vznikají Alpy, Pyreneje, Himaláj
				EOCÉN	34 – 56	
				PALEOCÉN	56 – 65	
				KŘÍDA	65 – 145	
		MESOZOIKUM (DRUHOHORY)	JURA	145 – 200		
			TRIAS	200 – 251		
	PERM		251 – 299			
	PALEOZOIKUM (PRVOHORY)	KARBON	299 – 359	320 – 360 kolize kontinentů 360 – 400 subdukce saxothuringického oceánu		
		DEVON	359 – 416			
		SILUR	416 – 444			
ORDOVIK		444 – 488				
KAMBRIUM		488 – 542				
PREKAMBRIUM	PROTEROZOIKUM		542 – 2500	540 – 580 kadomská orogeneze		
	ARCHAIKUM		2500 – 4500			

GEOLOGICKÉ PROCESY ZAPSANÉ V HORNINÁCH



GEPARK SPOŘILOV
A. ŠPIČÁK A KOL.

Autoři textu:

Editor A. Špičák

Kapitola 1 S. Ulrich, A. Špičák, L. Špičáková

Kapitola 2 M. Machek, A. Špičák, L. Špičáková, D. Uličný

Kapitola 3 S. Ulrich, D. Uličný, L. Špičáková

Kámen mudrců M. Ťupová, L. Špičáková, M. Machek

design Carton Clan www.cartonclan.cz

tisk Janova Dílna, Třebestovice

3. vydání

vydal Geofyzikální ústav AV ČR, v. v. i. v květnu 2015

ISBN 978-80-904072-1-3

ÚVOD	04
ZEMĚ – DYNAMICKÁ PLANETA	
SLOŽENÍ ZEMĚ	05
DESKOVÁ TEKTONIKA	07
Z historie	07
Co je teorie deskové tektoniky	08
Litosférické desky a jejich rozhraní	08
HORKÉ SKVRNY	13
HORNINY	
Co je hornina a co minerál	15
Typy hornin a horninový cyklus	15
VYVŘELÉ HORNINY	16
Hlubinné, žilné a výlevné horniny	17
Tavení hornin v zemské kůře	18
Názvy vyvřelých hornin	19
USAZENÉ HORNINY	20
Struktura a textura usazených hornin	21
Prostředí vzniku usazených hornin	22
Dlouhodobé uchování usazených hornin	23
PŘEMĚNĚNÉ HORNINY	26
Co je přeměna hornin, kde a jak k ní dochází	26
Názvy přeměněných hornin	28
ČESKÝ MASÍV	
Členění Českého masívu	32
Vznik Českého masívu	32
Sedimentární pánve	34
Vývoj Českého masívu ve čtvrtohorách	36
Současnost a budoucnost Českého masívu	37
POUŽITÁ A DOPORUČENÁ LITERATURA	38
PŘÍLOHA: Interaktivní hra KÁMEN MUDRCŮ	

ÚVOD

Horniny, které nacházíme na zemském povrchu, v sobě uchovávají informace o podmínkách, za nichž vznikly, a o geologických a klimatických procesech, které jejich vznik či přeměnu řídily. Některé procesy přitom měly a mají pro vývoj Země a lidského společenství velký význam – připomeňme například sopečnou činnost, kolísání hladiny oceánů, ukládání mocných vrstev usazených hornin, vznik pásemných horstev apod. Smyslem založení Geoparku Spořilov v areálu Geofyzikálního ústavu Akademie věd České republiky v r. 2004 bylo přiblížit zvědavé veřejnosti, žákům a studentům prostřednictvím pečlivého výběru horninových vzorků podstatu hlavních geologických procesů. Vystavené bloky hornin, pocházející převážně z Českého masívu, reprezentují široké spektrum hlavních horninových typů a ilustrují, jaké materiály vznikají při různých procesech v kůře naší planety. Český masív – geologická jednotka, na níž leží téměř celá Česká republika a přilehlé části Rakouska, Německa a Polska – je zajímavý mj. tím, že díky svému složitému

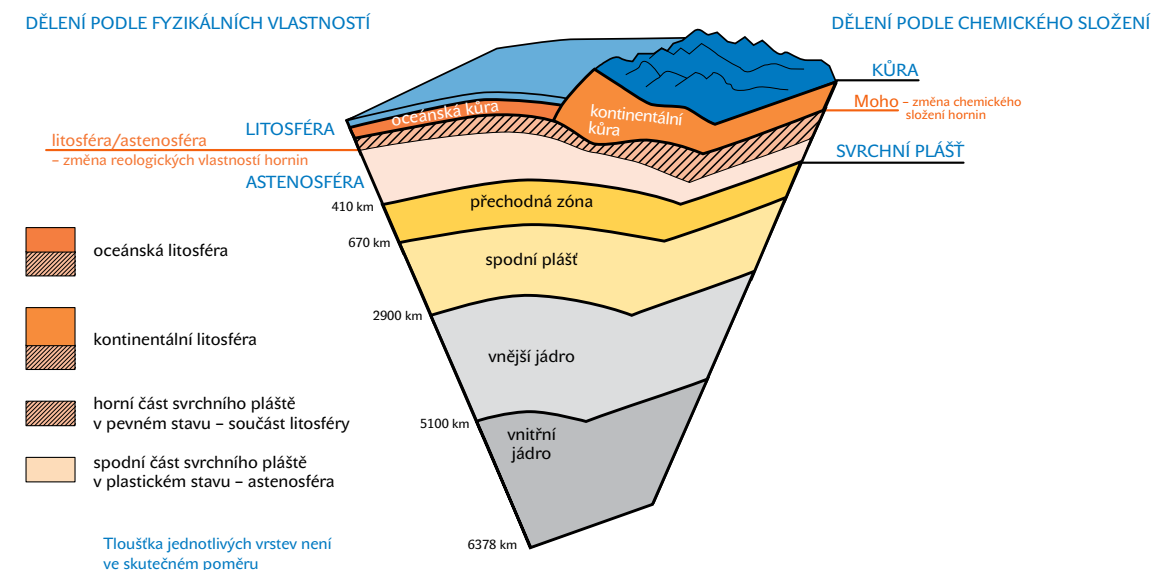
geologickému vývoji obsahuje části zemské kůry rozmanitého původu. Vlivem této rozmanitosti bylo možné shromáždit vzorky hornin od žul utuhlých několik kilometrů pod povrchem velkého pohoří, eklogitů vzniklých přeměnou staré oceánské kůry v hloubkách větších než 50 km za enormních tlaků, přes čediče z třetihorních sopek po vápence uložené na dně mělkého prvohorního moře. Tato knížka má návštěvníkům geoparku posloužit k tomu, aby si připomněli, jaké procesy naši Zemi utvářejí (kapitola první), jaké horninové typy ji tvoří (kapitola druhá) a jak vznikal a z čeho sestává Český masív (kapitola třetí). Jednotlivé exponáty geoparku jsou opatřeny vysvětlivkami, které upozorňují na charakteristické znaky příslušné horniny, podle kterých lze její historii a původ alespoň částečně na první pohled odhalit. Své nově nabyté znalosti můžete v geoparku prověřit interaktivní hrou Kámen mudrců; pracovní list k této hře je přiložen.

Aleš Špičák a kolektiv autorů

SLOŽENÍ ZEMĚ

Zemské těleso se skládá ze tří základních vrstev: **kůry, pláště a jádra** (obr. 1). Toto dělení je založeno na nepřímých pozorováních a vychází hlavně z poznatků o chování seismických vln (tj. vln vzniklých při zemětřesení). Na rozhraní mezi kůrou a pláštěm rychlost seismických vln roste skokem; toto rozhraní se nazývá **Mohorovičičova diskontinuita („Moho“)** a je vysvětlováno rozdílným chemickým složením hornin. Jiné dělení svrchních

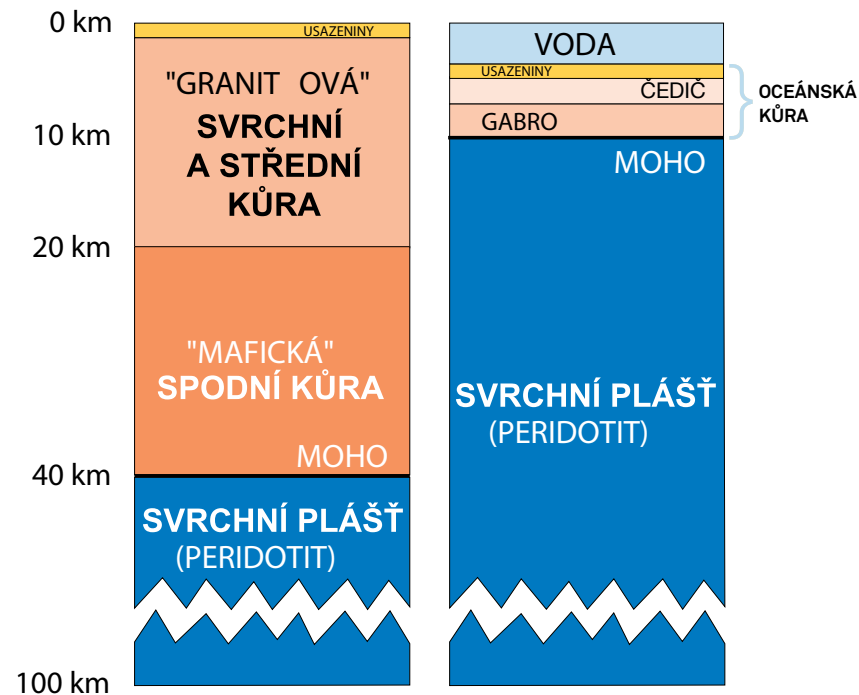
partii Země vychází z fyzikálních vlastností hornin, zejména z jejich pevnosti. Horní vrstva obsahující celou kůru a nejsvrchnější část pláště se chová jako pevná, krystalická hmota. Nazýváme ji **litosféra** (od řeckého *lithos* – kámen). Pod touto vrstvou je větší část pláště, která je tvořena částečně nataveným, plastickým materiálem, který je natolik měkký, že může velmi pomalu téci. Tuto vrstvu nazýváme **astenosféra** (od řeckého *asthenes* – slabý) (obr. 1).



Obr. 1 Dělení Země na vrstvy. Vrstvy jsou definovány buďto na základě rozdílného chemického složení (vpravo) nebo fyzikálních vlastností hornin (vlevo).

Litosféra není na celé Zemi souvislá. Tvoří ji desky velkých, zpravidla kontinentálních rozměrů, které jsou unášeny pomalu se pohybující „plastickou“ podložní astenosférou. Litosféra má jiné složení a tloušťku pod oceány a jiné pod pevninami. Odlišujeme proto **litosféru kontinentální** a **oceánskou** (obr. 2). Vzájemné pohyby jednotlivých litosférických desek a z toho plynoucí důsledky pro geologický vývoj shrnuje **teorie deskové tektoniky**.

Odlišujeme proto **litosféru kontinentální** a **oceánskou** (obr. 2). Vzájemné pohyby jednotlivých litosférických desek a z toho plynoucí důsledky pro geologický vývoj shrnuje **teorie deskové tektoniky**.

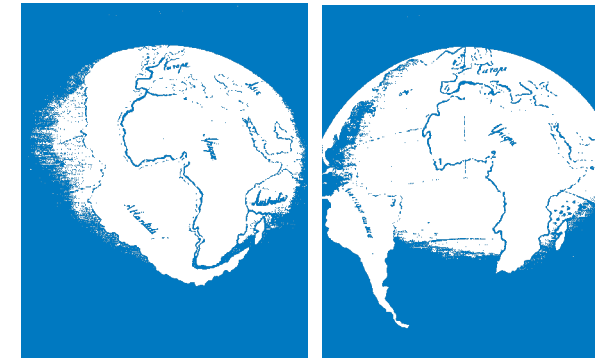


Obr. 2 Složení kontinentální (vlevo) a oceánské (vpravo) litosféry.

DESKOVÁ TEKTONIKA

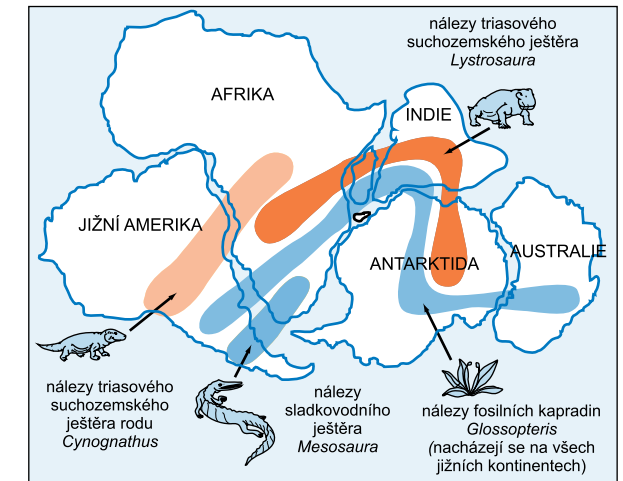
Z HISTORIE

Již v roce 1596 uvedl holandský kartograf Abraham Ortelius ve své práci Thesaurus Geographicus, že Amerika byla „odtržena“ od Afriky a Evropy zemětřesením a potopami a dodal: „Srovnáme-li pobřežní linie těchto kontinentů, pak se stopy po této trhlině prozrazují samy.“ Orteliusovu myšlenku oživil geograf Antonio Snider-Pellegrini v roce 1858, když publikoval dvě mapy světa, před (*avant*) a po (*après*) oddělení Ameriky od Evropy a Afriky (obr. 3). V roce 1912 předložil A. Wegener tzv. **teorii kontinentálního driftu** (putování, pohyb). Na rozdíl od svých předchůdců přinesl Wegener první geologické důkazy původní celistvosti kontinentů, jako např. výskyt stejných zkamenělin na jihoamerickém i africkém pobřeží Atlantiku (obr. 4), přítomnost ledovcových usazenin v polopouštních oblastech Afriky nebo naopak přítomnost uhelných slojí v Antarktidě. Ani Wegenerova teorie však nedokázala objasnit, jakým způsobem se obrovské masy hornin do nynější pozice přesouvaly. Teprve díky technickému pokroku v 50. a 60. letech 20. století byly získány nové vědecké poznatky,



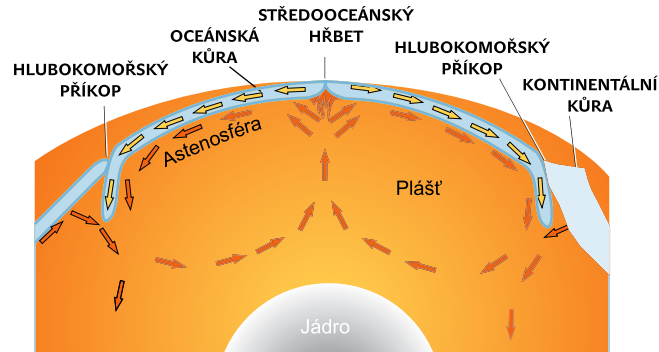
Obr. 3 Mapa světa z roku 1858 od Antonia Snider-Pellegriniho zobrazující kontinenty před oddělením (vlevo) a po oddělení (vpravo).

ho driftu (putování, pohyb). Na rozdíl od svých předchůdců přinesl Wegener první geologické důkazy původní celistvosti kontinentů, jako např. výskyt stejných zkamenělin na jihoamerickém i africkém pobřeží Atlantiku (obr. 4), přítomnost ledovcových usazenin v polopouštních oblastech Afriky nebo naopak přítomnost uhelných slojí v Antarktidě. Ani Wegenerova teorie však nedokázala objasnit, jakým způsobem se obrovské masy hornin do nynější pozice přesouvaly. Teprve díky technickému pokroku v 50. a 60. letech 20. století byly získány nové vědecké poznatky,



Obr. 4 Barevné pruhy zobrazují výskyt stejných zkamenělin, které se v současnosti nacházejí na různých kontinentech vzdáleny tisíce kilometrů. Je to jeden z důkazů, že kontinenty byly v minulosti spojeny v jeden (Gondwanu) tak, jak je naznačeno na mapce. Právě toto bylo nejpádnějším důkazem potvrzujícím teorii kontinentálního driftu A. Wegenera.

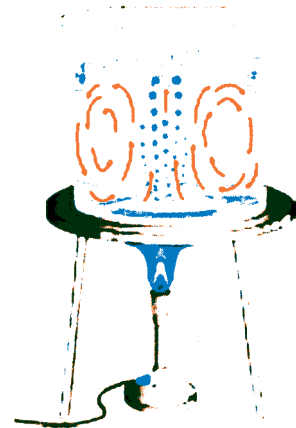
kteří umožnily nalézt řešení. K nejvýznamnějším patřilo zmapování reliéfu dna oceánů, potvrzení opakovaného přepólování zemského magnetického pole v geologické historii a přesná dokumentace rozložení silných zemětřesení a aktivních sopek. V této době americký vědec Harry Hess představil myšlenku o pomalém proudění zemského pláště pod pevnou litosférou (obr. 5). Proudění v plášti je podle něj řízeno výstupem lehčího, teplejšího materiálu a poklesem těžšího, studenějšího materiálu (podobně se chová např. vařící se voda v hrnci nebo stoupavé teplé proudy vzduchu a klesající chladnější vzduch v atmosféře; jde o jev zvaný **konvekce** – obr. 6).



Obr. 5 Proudění hmoty v zemském plášti (popř. astenosféře) (červené šipky) a tomu odpovídající pohyb litosféry v nadloží pláště (oranžové šipky). Oceánská a kontinentální litosféra nejsou rozlišeny.

CO JE TEORIE DESKOVÉ TEKTONIKY

Geologický termín **litosférická deska** označuje plošně rozsáhlé (milióny km², tj. kontinentální rozměry) deskovité těleso tvořené pevnými horninami. Slovo **tektonika** má svůj původ v řeckém slově *tekton* – stavět a v geologii se používá jako označení stavby zemské kůry, resp. litosféry. Termín **tektonika litosférických desek** tedy vyjadřuje vzájemné uspořádání, vztahy těchto desek. Litosférické desky unášené na povrchu teplejšího, částečně nataveného pláště se na povrchu Země posouvají; na rozhraní některých desek se tvoří nová litosféra, zatímco na jiných rozhraních se litosféra zasouvá do pláště a tam postupně zaniká.



Obr. 6 Jednoduchý experiment, demonstrující proudění hmoty v zahřívané kapalině, je obdobou proudění v plášti (popř. astenosféře). Takovému proudění se říká konvekce.

Teorie deskové tektoniky propojuje mnoho oborů věd o Zemi od paleontologie (studium zkamenělin) až po seismologii (studium zemětřesení) a dává odpovědi na otázky, které nebylo možné po celá staletí zodpovědět – například proč se zemětřesení a sopečná činnost soustřeďují pouze do určitých oblastí, proč vznikají velká pohoří jako Alpy nebo Himaláje – a na mnohé jiné. Lze říci, že teorie deskové tektoniky je pro vědy o Zemi stejně důležitá jako objev struktury atomu pro fyziky a chemiky či evoluční teorie pro biology.

DESKY A JEJICH ROZHRAŇÍ

Množství, velikost a pozice litosférických desek se během geologické historie Země měnily. V současné době se na Zemi nachází dvanáct velkých a několik menších desek (obr. 7). K nejintenzivnějším geologickým procesům dochází na okrajích desek a to hlavně v závislosti na tom, jakým směrem se desky vůči sobě pohybují. Základní směry vzájemného pohybu desek a typy jejich rozhraní jsou (obr. 8): (1) rozbíhavé (**divergentní**) – desky se pohybují od sebe, (2) sbíhavé (**konvergentní**) – desky směřují proti



Obr. 7 Mapa současného rozložení litosférických desek s vyznačením typu deskového rozhraní.

sobě, (3) **transformní** – desky putují podél sebe. Každý z těchto tří typů vzájemného pohybu desek je spojen s charakteristickými fyzikálními procesy a z nich vyplývajícími specifickými geologickými projevy.

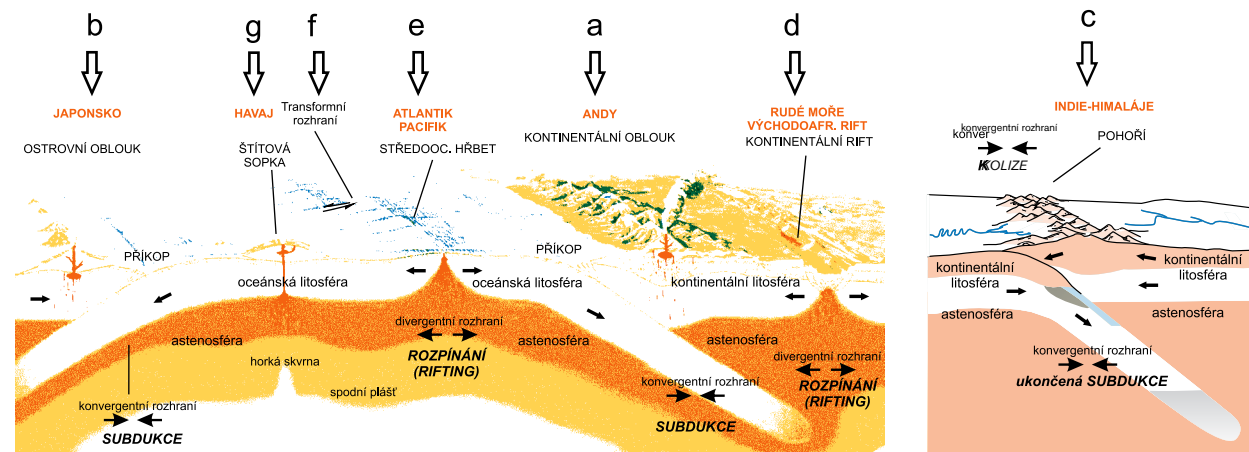
Rozbíhavé (divergentní) rozhraní

Divergentní rozhraní, kde se litosférické desky pohybují od sebe, je významné především tím, že na něm vzniká nová litosféra (obr. 8-d, e). Dostane-li se část desky do takového napětí, dojde roztažením horninového materiálu ke ztenčení litosféry. To se na povrchu kůry projeví vznikem dlouhých prohlubní, tzv. **příkopů**, omezených

zlomy; současně se blíže k povrchu dostane prohrátý materiál svrchního pláště. Vystupující plášťový materiál je vystaven nižšímu tlaku nadložních hornin, což vede k jeho částečnému natavení. Tavenina má menší hustotu než původní materiál, je lehčí a stoupá k zemskému povrchu. Proto je roztahování litosféry doprovázeno sopečnou činností, při níž vznikají horniny čedičového (bazaltového) složení. Oblast, v níž uvnitř kontinentální desky probíhají výše popsané procesy, se nazývá **kontinentální rift** (slovo *rift* pochází ze severských jazyků a znamená oddělování, otvírání). Pokračujícím tahem a s tím souvisejícím ztenčováním kontinentální kůry může dojít až k jejímu porušení,

vzniku trhlin a k výlevům velkého množství čedičů (obr. 8-e). Tímto způsobem vzniká nová oceánská kůra. Neroztavená část pláště zůstává pod čedičovou vrstvou a tvoří spodní část oceánské litosféry. Trhliny, kterými se vylévají další a další čedičové lávy, ohraničují tzv. **riftové údolí**. Neustálým přísunem ohřátého materiálu vystupujícího z hloubek dochází k tomu, že po obou stranách riftového údolí se zdvíhají morfologicky vyvýšené oblasti, které tvoří protáhlá pohoří na dnech oceánů, tzv. **středoocéánské hřbety**. Jsou to nejdelší horská pásma, která na naší planetě existují. Nejvýznamnějšími středoocéánskými hřbety (obr. 8e) jsou středoatlantický hřbet a východopacifický hřbet. K výraznému riftingu uvnitř pevniny dochází v současnosti ve východní Africe (oblast východoafrických jezer). Za příklad počínajícího – avšak v rané fázi vývoje ukončeného – kontinentálního riftingu na našem území pokládáme tzv. oherský rift, soustavu příkopů vyplněných třetihorními hnědouhelnými pánvemi v podkrušnohoří a vulkanity Českého středohoří.

Při konvergenci kontinentální a oceánské litosféry se proti sobě pohybují horninové masivy s různou hustotou. Protože průměrná hustota oceánské litosféry je větší než hustota litosféry kontinentální, těžší oceánská litosféra se zanořuje pod lehčí litosféru kontinentální; tento proces je označován jako **subdukce**. Zanořovaná (subdukcující) deska se tím dostává do větších hloubek a je vystavena vyšším teplotám a tlakům, než ve kterých se nacházela původně. To vede mimo jiné k tomu, že vodou bohaté minerály oceánské kůry a sedimenty uložené na oceánském dně vodu postupně ztrácejí. Uvolněná voda stoupá vzhůru do nadložní kontinentální desky a napomáhá tavení jejích hornin. Roztavené horniny rovněž stoupají vzhůru a dostávají se až na zemský povrch, kde vytvářejí sopečná pohoří, tzv. **vulkanické oblouky**. Příkladem kontinentálního vulkanického oblouku jsou Andy, které vznikly v důsledku zanořování oceánské litosféry desky Nazca pod kontinentální jihoamerickou desku. Na dně moře vzniká podél kontaktu obou desek **hlubokomořský příkop**; v uvedeném případě rozhraní desky Nazca a desky jihoamerické je to příkop Peruánsko-chilský.



Obr. 8 Schematický řez svrchní částí zemského tělesa znázorňující procesy, které probíhají na jednotlivých typech rozhraní litosférických desek (a-g), a jejich vztahy k povrchovým útvarům.

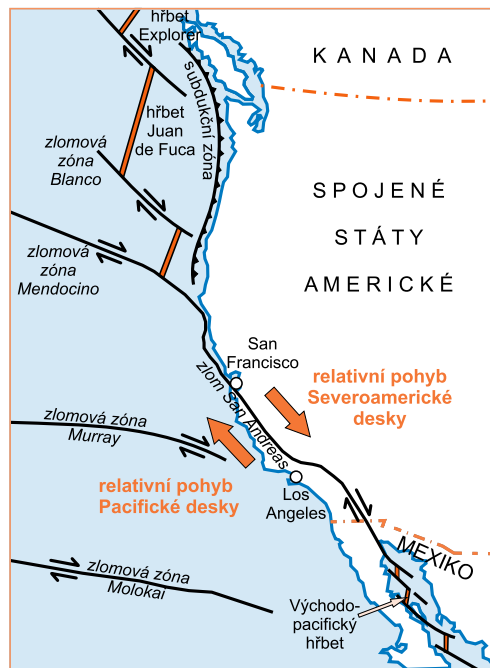
Sbíhavé (konvergentní) rozhraní

Při pohybu litosférických desek proti sobě závisí výsledný geologický proces, z toho plynoucí stavba horninového prostředí a morfologie zemského povrchu především na tom, jaké typy litosféry se do kontaktu dostanou. Vzhledem k tomu, že existují dva typy litosféry, kontinentální a oceánská (obr. 2), mohou nastat tři možnosti: (1) kontinentální litosféra se střetne s oceánskou litosférou, (2) oceánská litosféra s oceánskou, (3) kontinentální litosféra s kontinentální.

Podobný proces nastává při konvergenci dvou oceánských desek, kdy starší a tedy chladnější a těžší oceánská deska se podsune, subdukuje, pod mladší oceánskou desku, teplejší a méně těžkou (obr. 8-b). Sopky, které při tomto typu konvergence vznikají na oceánském dně, se stálým přísunem magmatu postupně zvětšují; některé dosahují až nad mořskou hladinu a vytvářejí sopečné ostrovy uspořádané do tzv. **ostrovního oblouku**. Také

v tomto případě vzniká podél rozhraní desek hlubokomořský příkop. V oblastech subdukce vznikají nejsilnější světová zemětřesení.

Pokud subdukce oceánské litosféry postoupí natolik, že celé oceánské dno je postupně subdukce pohlceno, dostanou se do kontaktu části desek s kontinentální kůrou a dojde k tzv. **kontinentální kolizi**. Protože je průměrná hustota hornin kontinentální litosféry obou kolidujících desek nízká, nedovolí ani



Obr. 9 Transformní rozhraní pacifické a severoamerické desky v oblasti Kalifornie, tvořené zlomem San Andreas. Směr pohybu litosférických desek podél tohoto zlomu je vyznačen oranžovými šipkami, směr pohybu na souvisejících zlomech černými šipkami.

jedné z nich zanořit se do astenosféry (**obr. 8-c**). Desky se na kolizním kontaktu lámou na menší, 2–3 km mocná plochá tělesa, která se přes sebe přesouvají ve formě tzv. příkrovů a vytvářejí pásemné pohoří – **orogen**. Podél kolizní linie dochází ke značnému ztluštění zemské kůry, resp. litosféry až na dvojnásobek obvyklé mocnosti. Horniny v hlubších partiích ztluštělé kontinentální litosféry jsou vystaveny vyšším teplotám a tlakům, než v jakých se nacházely před kolizí. To má za následek jednak změnu minerálního složení hornin, jednak jejich natavení. Zásobárny roztavených hornin se nazývají **magmatické krby**; ty jsou zdrojem těles hlubinných vyvělin, tzv. **plutonů**. Příkladem kolizního typu rozhraní je styk indické a euroasijské desky lemovaný nejvyššími pohořími na naší planetě, Himalájemi a Karakoramem. Většina hornin a hlavních tektonických struktur Českého masívu jsou výsledkem tzv. variského vrásnění. Tímto pojmem rozumíme vznik rozsáhlého pásemného pohoří na styku několika desek, jejichž kolize před 360 až 320 mil. lety vytvořila superkontinent Pangea.

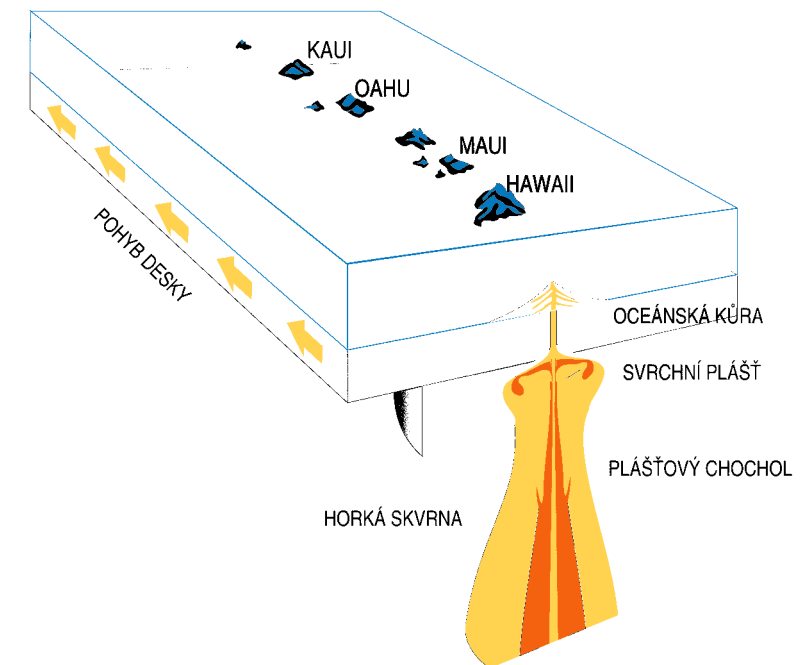
Transformní okraje a transformní zlomy

Okrajům litosférických desek, které se pohybují podél sebe v opačných směrech nebo ve stejném směru, ale různou rychlostí, říkáme transformní okraje (**obr. 8-f**). Plocha, která od sebe v tomto případě litosférické desky odděluje, se nazývá **transformní zlom**. Nejznámějším příkladem transformního okraje litosférických desek je zlom San Andreas v Kalifornii, oddělující pacifickou oceánskou desku od desky severoamerické. Vzájemný pohyb litosférických desek podél tohoto zlomu způsobuje silná zemětřesení (**obr. 9**).

HORKÉ SKVRNY

V některých případech není intenzivní sopečná a zemětřesná činnost vázána na okraje litosférických desek a na jejich vzájemné pohyby, ale nachází se uvnitř desek (**obr. 8-g**). Například Havajské ostrovy (**obr. 10**), které jsou celé sopečného původu, vznikly uprostřed Tichého oceánu ve vzdálenosti přes 3000 km od nejbližšího okraje pacifické (tichooceánské) desky. K tomu, aby se na jednom místě po velmi dlouhé časové období (desítky milionů let) udržela sopečná činnost, je

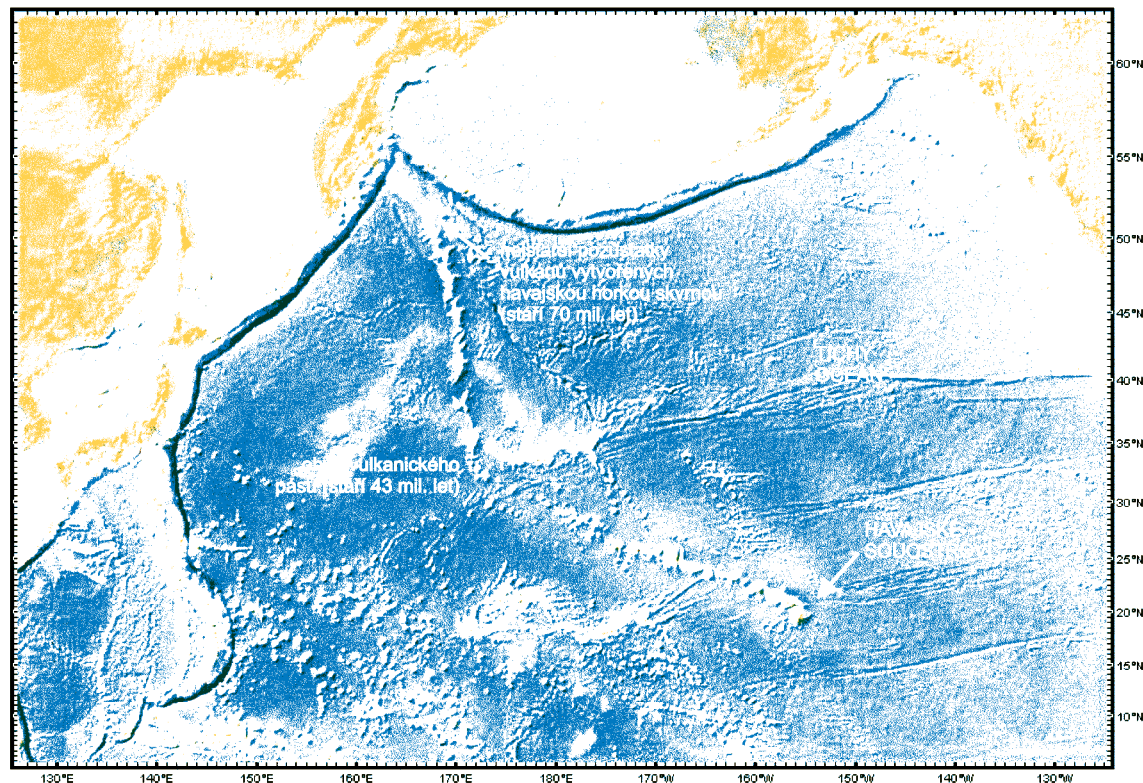
třeba stálý a dostatečně výkonný zdroj tepla. V současnosti převládá názor, že takové tepelné zdroje se nacházejí hluboko v zemském pláští, popř. až na hranici vnějšího jádra a spodního pláště v hloubce 2900 km. Z takto hluboko uloženého zdroje tepla stoupají horké plášťové horniny v podobě tzv. **plášťových chocholů** pod pohybující se litosféru, kde vytvářejí magmatický krb. Ten zásobuje magmatem povrch desky, kde v důsledku toho vzniká poměrně úzce omezená sopečná oblast. Celý ten-



Obr. 10 Schéma vzniku havajského souostroví jako součást pacifické desky pohybující se nad horkou skvrnou.

to hluboko založený jev a na něj vázané geologické struktury se nazývají **horká skvrna**. Protože se litosférická deska nad magmatickým krbem pohybuje, povrchové produkty vulkanické aktivity (sopky, lávové proudy) se spolu s litosférickou deskou posouvají mimo dosah podložního magmatického krbu a vytvářejí pásmo vyhaslých sopek, které „stárnou“ ve směru pohybu desky (obr. 10).

V případě havajského souostroví se takové pásmo vyhaslých podmořských vulkánů táhne severozápadním směrem až k 6000 km vzdálenému Aleutskému hlubokomořskému příkopu (obr. 11). Kromě Havajských ostrovů je v současnosti na naší planetě známo kolem 50 aktivních horkých skvrn, mezi něž patří například Kanárské ostrovy či oblast Yellowstone.



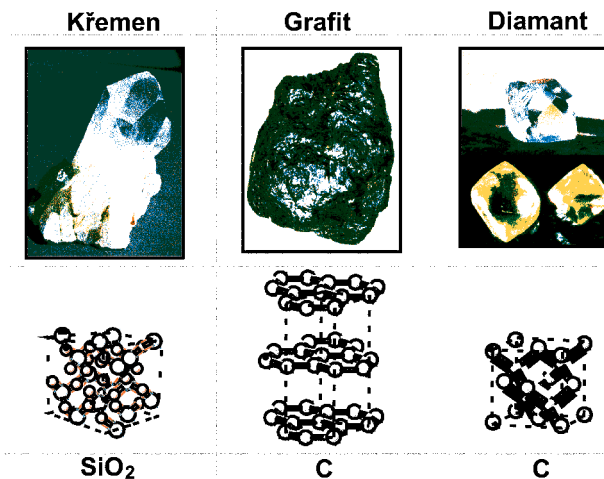
Obr. 11 Pásmo vyhaslých sopek na mapě reliéfu dna Tichého oceánu svědčí o pohybu pacifické desky nad havajskou horkou skvrnou během uplynulých 70 milionů let. K výraznému ohybu sopečného pásu došlo před 43 miliony let v důsledku rychlé rotace pacifické desky. Příčina tohoto procesu nebyla dosud uspokojivě vysvětlena.

HORNINY

Horniny tvoří pevný povrch Země. Setkáváme se s nimi na zemském povrchu od nejvyšších hor až po oceánské dno hluboko pod mořskou hladinou. Na Zemi existují tisíce různých druhů hornin, z převážné většiny jsou však tvořeny kombinací pouze devíti prvků: kyslíku (O), křemíku (Si), hliníku (Al), železa (Fe), hořčíku (Mg), vápníku (Ca), draslíku (K), sodíku (Na) a uhlíku (C).

CO JE HORNINA A CO MINERÁL

Minerál je přírodní pevná látka, která má určité chemické složení a vnitřní krystalovou strukturu, tvořenou atomy (obr. 12). **Hornina** je soubor jednoho či více minerálů nebo úlomků jiných hornin.



Obr. 12 Ukázka tří minerálů – jejich vzhled, vnitřní krystalová struktura a chemický vzorec. Některé minerály se od sebe liší svým vzhledem a vlastnostmi, přestože mají stejné chemické složení (grafit, diamant). Tyto odlišnosti jsou způsobeny rozdílným vnitřním uspořádáním – krystalovou strukturou.

Na rozdíl od minerálů se chemické složení horniny nedá vyjádřit jediným chemickým vzorcem (obr. 13). Většina hornin se skládá jen z přibližně třiceti minerálů, označovaných jako minerály horninotvorné.

TYPY HORNIN A HORNINOVÝ CYKLUS

Horniny se vlivem procesů probíhajících na zemském povrchu a pod ním postupně mění a přeměňují jedny v druhé. Horniny, nacházející se na povrchu Země, se působením vody, větru či mrazu rozpadají a vzniklé částice jsou unášeny, někdy i na velké vzdálenosti, do míst, kde se usazují; vznikají tak **usazené (sedimentární) horniny**. Kromě úlomků hornin a minerálů bývají usazené horniny tvořeny i částmi odumřelých organismů či minerály vysráženými z vody. Usazené horniny se mohou později dostat hlouběji pod zemský povrch, kde dochází buď k jejich postupné přeměně nebo se mohou roztavit na žhavou tekutou hmotu, tzv. **magma**. Roztavené horniny mohou opět utuhnout, a to jak hluboko v Zemi, tak na jejím povrchu; tímto způsobem vznikají **horniny vyvřelé (magmatické)**. V některých vyvřelých horninách bývají přítomny též kusy okolních hornin, které vystupující magma strhlo s sebou a které se nestačily roztavit, tzv. **xenolity**. **Přeměněné (metamorfované) horniny** vznikají z usazených, vyvřelých nebo již dříve přeměněných hornin přeměnou v pevném stavu. K přeměně dochází vlivem změn teploty a tlaku či působením horkých plynů a kapalin

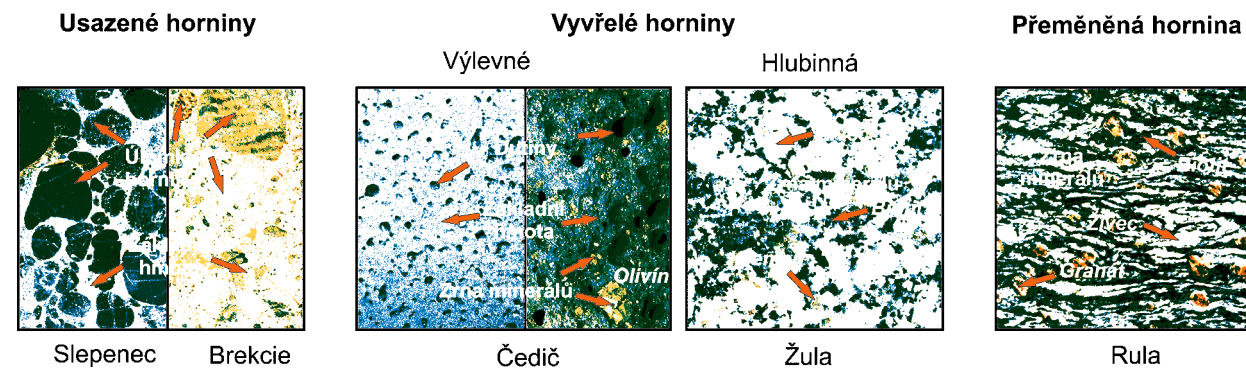
bohatých na rozpuštěné minerály. V horninách pak dochází k chemickým reakcím, kdy vznikají nové minerály a tedy i nové horniny. Z hlubin na zemský povrch se přeměněné nebo vyvřelé horniny dostávají během **orogeneze**, tedy horotvorných procesů spjatých s kolizí litosférických desek. Na

zemském povrchu jsou horniny opětovně vystaveny vlivu vody, větru či mrazu a celý koloběh se může opakovat – dochází tak k tzv. **horninovému cyklu** (obr. 14). Každá hornina, nacházející se dnes na zemském povrchu, prošla patrně hned několika takovými cykly.

VYVŘELÉ HORNINY

Vyvřelé horniny vznikají utužením horké roz-tavené horninové hmoty – **magmatu**. Roztavit se mohou horniny usazené, přeměněné i vyvřelé, jsou-li zahráty na dostatečnou teplotu. Magma, protože je lehčí než okolní neroztavené horniny, vystupuje vzhůru směrem k povrchu. Chladnutím magmatu dochází postupně ke krystalizaci, tj. vzniku pevných minerálních částic. Snížili-li se teplota

natolik, že vykristalizovala veškerá hmota magmatu, je vznik vyvřeliny dokončen. Ne vždy magma putuje z místa svého vzniku přímo na místo, kde utuhne, ale setrvává nějaký čas v tekutém stavu hluboko pod zemským povrchem v místech, kterým se říká **magmatické krby**. Podle hloubky utužení se od sebe vyvřelé horniny liší svým vzhledem, a to i tehdy, pocházejí-li ze stejné matečné taveni-

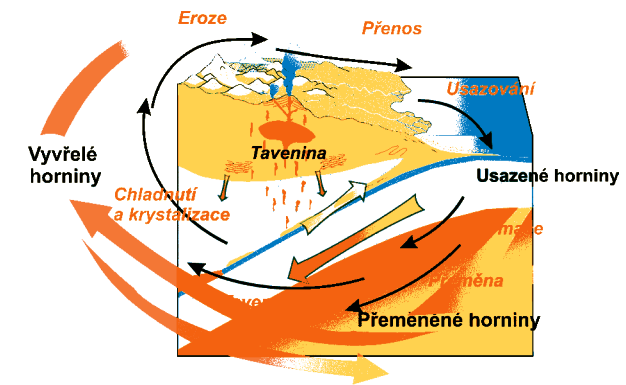


Obr. 13 Fotografie vyleštěného povrchu hlavních horninových typů. Horniny se mohou skládat z různých součástí: některé usazené horniny (slepenec) ze zaoblených zrn hornin a minerálů a jemnozrnné základní hmoty; jiné usazené horniny (brekcie) z ostrohranných zrn; výlevné vyvřelé horniny (čedič) z krystalů minerálů, jemnozrnné základní hmoty a dutin po uniklých plynech, vyvřelé a přeměněné horniny (žula, rula) z krystalů minerálů tvořících mozaiku do sebe zapadajících zrn.

ny. Hlubinné (plutonické, intruzivní) horniny vznikají utužením magmatu hluboko pod povrchem, žilné během jeho výstupu puklinami a výlevné (vulkanické, extruzivní) utužením magmatu na zemském povrchu (obr. 15).

HLUBINNÉ, ŽILNÉ A VÝLEVNÉ HORNINY

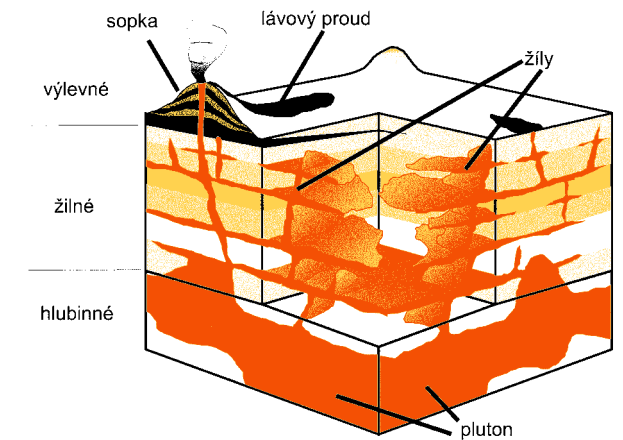
Hlubinné vyvřelé horniny tvoří zpravidla rozsáhlá tělesa, tzv. **plutony** či **batolity**. Protože hluboko pod zemským povrchem chladne tavenina velmi pomalu (po dobu několika milionů let), dorůstají zde krystalizující minerální zrna do velikosti milimetrů až centimetrů (obr. 16). Někdy jsou minerální zrna uspořádána (usměrněna) podle toho, jakým směrem tavenina tekla bezprostředně před tím, než utuhla (obr. 17).



Obr. 14 Horninový cyklus – koloběh hornin v zemské kůře a na povrchu Země. Jednotlivé typy hornin – usazené, přeměněné a vyvřelé – se mohou během geologického času přetvářet jedny v druhé.

K zemskému povrchu tavenina zpravidla vystupuje podél zlomů či puklin. Pokud v nich magma utuhne, vznikají tělesa deskovitého tvaru, tzv. **žily**.

Horniny utužené z magmatu na zemském povrchu či na mořském dně se nazývají **výlevné** nebo také **vulkanické** či **extruzivní**. Jelikož vznikají rychlým ochlazením taveniny, nemohou zrna vznikajících minerálů narůst do větších rozměrů. Stavba výlevných hornin je proto jemnozrnná až celistvá (obr. 16). Ve výlevných horninách bývá přítomno sklo (hmota utužená tak rychle, že se v ní žádné minerály nestihly vytvořit), popř. dutinky po úniku plynů (obr. 16). Příkladem těles tvořených výlevnými horninami jsou **sopky**. Jejich tvar závisí do značné míry na viskozitě vytékající lávy; ta je dána jejím minerálním složením. Vyšší obsah křemíku (Si)



Obr. 15 Rozdělení vyvřelých hornin podle místa jejich utužení a názvy těles, která vytvářejí. Výlevné horniny vytvářejí sopky a lávové proudy, hlubinné vyvřeliny tzv. plutony. Horniny utužené v přírodních kanálech označujeme jako žily.

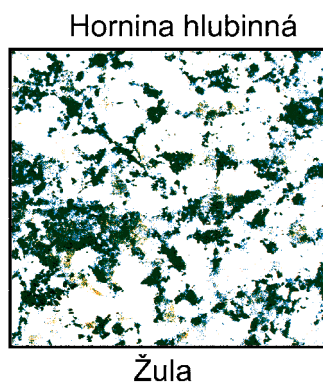
způsobuje vyšší viskozitu lávy. Taková láva je tužší, špatně teče a vytváří proto charakteristické kuželovité útvary se strmým sklonem svahů (např. vulkány nad subdukčními zónami v Japonsku – Fudži, Mexiku – Popokatépetl, Indonésii – Krakatau, na Kamčatce – Ključevskaja) (obr. 18). Naopak láva s nízkým obsahem Si má malou viskozitu, tj. dobře teče a tvoří ploché povrchové útvary, nazývané **štíťové vulkány** (např. havajské vulkány Mauna Kea a Mauna Loa).

TAVENÍ HORNIN V ZEMSKÉ KŮŘE

Teplota v zemské kůře za normálních okolností nedosahuje hodnot, které jsou k tavení hornin nezbytné. Na teplotu nutnou k tavení, tj. alespoň na 650 – 800 °C, je však možné zemskou kůru ohřát např. přísunem dostatečného množství horkých magmat ze zemského pláště. Horniny kůry se pak v blízkosti takovýchto zdrojů tepla

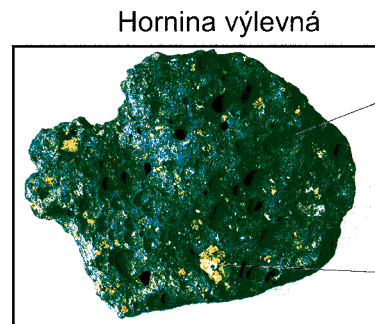
roztaví. Horniny se mohou tavit i za nižších teplot (cca 500 °C), pokud je v nich přítomno větší množství vody, která teplotu tavení snižuje. Voda se do hlubších partií litosféry dostává např. se sedimenty oceánského dna při subdukci oceánské litosféry. Ke zvýšení teploty dochází také v místech, kde se v důsledku kolize kontinentů tloušťka zemské kůry zvýšila z obvyklých 35 km na 50-100 km, popř. v důsledku rychlého snížení tlaku při rychlém výstupu hornin směrem k zemskému povrchu.

V hornině během jejího prohřívání vznikají nejdříve malé izolované kapky taveniny, které se postupně propojí do spojitých pásků (obr. 19). O tom, které minerály se budou tavit dříve a které později, rozhodují teplotní a tlakové podmínky, ve kterých se hornina nachází. Tavenina je tak obohacována minerály, které se taví dříve, zatímco původní hornina je o ně současně ochuzována.



Hornina hlubinná

Žula



Hornina výlevná

Čedič

dutinky po úniku plynů

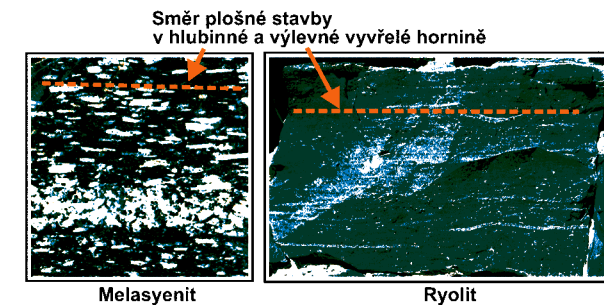
větší krystaly, které vznikaly jako první v ještě roztavené hornině, zde např. olivín

Obr. 16 Vnitřní uspořádání (textura) hlubinných a výlevných vyvřelých hornin. Textura hlubinné vyvřeliny (žula – vlevo) bývá díky pomalému chlazení hrubozrnná. Textura rychle vychladlé výlevné vyvřeliny (čedič – vpravo) je jemnozrnná. Výlevné horniny často obsahují dutinky po uniklých plynech.

Tavenina se horninovým prostředím pohybuje především podél zlomů a puklin. Její pohyb z hlubin Země k povrchu může být tak rychlý, že způsobí zemětřesení. Mimořádně rychle – za pouhých 10 hodin z hloubky přes 120 km – se k zemskému povrchu dostala tavenina, jejímž utužením vznikly tzv. kimberlity (např. v Jižní Africe). Díky tak rychlému výstupu bývají v kimberlitech zachovány kusy hornin zemského pláště (tzv. xenolity) obsahující diamanty.

NÁZVY VYVŘELÝCH HORNIN

Čedič (bazalt) – nejhojnější výlevná vyvřelá hornina na zemském povrchu, s relativně nízkým obsahem kyslíčnicko-křemičitého SiO_2 , jemnozrnná, šedočerná, složená přibližně stejným dílem z minerálů plagioklasu a pyroxenu. Chemickému a mineralogickému složení čediče odpovídá hlubinná vyvřelá hornina **gabro**.



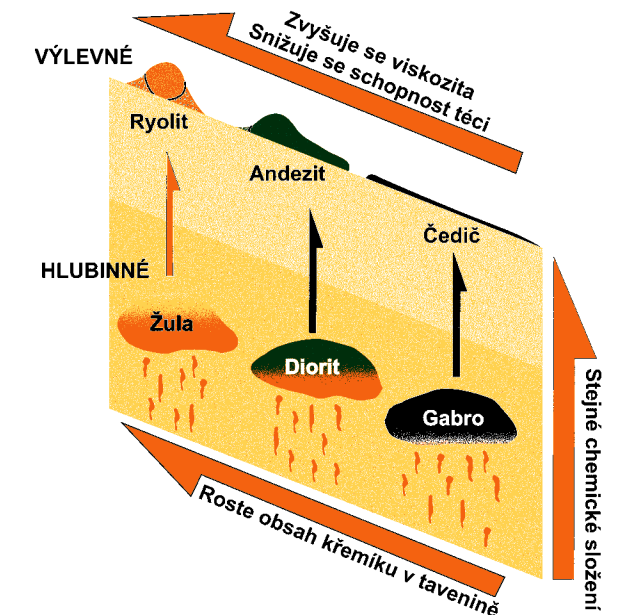
Směr plošné stavby v hlubinné a výlevné vyvřelé hornině

Melasyenit

Ryolit

Obr. 17 Plošná stavba vyvřelých hornin. V hlubinné vyvřelině je plošná stavba tvořena jednotným usměrněním protáhlých krystalů (vlevo), ve výlevné hornině střídáním poloh různých barev a zrnitosti (vpravo).

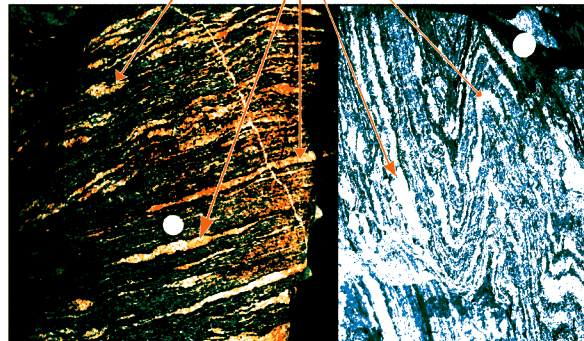
Andezit – výlevná vyvřelá hornina, zpravidla šedé barvy. Často obsahuje tzv. **vyrostlice** (tj. velké krystaly minerálů). Má vyšší obsah SiO_2 než čedič, od kterého je pouhým okem špatně rozeznatelný. Chemickému a mineralogickému složení andezitu odpovídá hlubinná vyvřelá hornina **diorit**.



Obr. 18 Vztahy mezi výlevnými a hlubinnými vyvřelými horninami. Výlevné i hlubinné vyvřeliny mohou mít obdobné chemické složení, například čedič a gabro, andezit a diorit či ryolit a žula. Chemické složení taveniny (zejména obsah křemíku) má vliv na její viskozitu neboli schopnost téci. Viskozita magmatu se projevuje na tvaru vznikajících povrchových těles (sopek). Se zvyšující se viskozitou magmat (od čedičových k ryolitovým) se vytvářejí vyšší a strmější povrchové útvary výlevných vyvřelin.

Ryolit – výlevná vyvřelá hornina, velmi bohatá alkáliemi (sloučeniny alkalických kovů, zejména K, Na), s vysokým podílem vulkanického skla. Vysoký obsah SiO_2 (> 70 %) (takové horniny se označují jako **kyselé**). Obsahuje vyrostlice křemene a živců. Chemickému a mineralogickému složení ryolitu odpovídá hlubinná vyvřelá hornina **žula**.

PÁSKY UTUHLÉ TAVENINY



Peridotit – hlubinná vyvřelá hornina s velmi nízkým obsahem SiO_2 (takové horniny se označují jako **ultrabazické**). Hlavní stavební složkou peridotitu je minerál olivín (více než 90 %). Peridotity tvoří svrchní část zemského pláště.

Obr. 19 Migmatit vzniká částečným tavením hornin. Obsahuje pásy utuhlé z taveniny (světlé proužky) a pásy neroztavené horniny (tmavé proužky). Migmatit představuje přechod mezi horninou přeměněnou a vyvřelou. Na pravém vzorku jsou pásy zprohýbány (zvrásněny), což vypovídá o tom, že během tavení či krátce po něm byla hornina výrazně deformována.

USAZENÉ HORNINY

Usazené horniny vznikají z úlomků hornin (písek), schránek a kostí živočichů (vápenec), z rostlin (uhlí), či vysrážením z vodních roztoků (sůl). K jejich vzniku tedy dochází převážně na zemském povrchu a na dně moří působením vnějších, tzv. **exogenních geologických procesů**. Exogenním procesem je například působení povrchových vod, větru a ledu, ale i činnost živočichů. Ke vzniku usazených hornin je zapotřebí zdrojový materiál, kterým může být jakákoliv hornina nebo velké množství organismů či nasycené roztoky. Části

hornin či organismů mohou být přenášeny (transportovány) na značné vzdálenosti řekami, oceánskými proudy či prouděním v atmosféře. Jestliže výše uvedené procesy zeslábnou natolik, že ztratí schopnost dále částice přesouvat, částice se usadí. Nahromaděním usazených částic vzniká nezpevněný horninový materiál, sediment. Po jeho zpevnění dalšími procesy, např. stlačením pod vahou dalších vrstev sedimentu či krystalizací minerálů v pórech, vzniká hornina usazená. Proces zpevnění se nazývá **diagenese**.

Podle způsobu vzniku dělíme usazené horniny na dvě skupiny: (1) **klastické** (tj. úlomkovité), vzniklé hromaděním zrn minerálů a jiných hornin, a (2) **biochemické** či **bio-** a **chemogenní**, vzniklé činností organismů nebo vysrážením z roztoků. Názvy klastických hornin se odvozují především od velikosti zrn: **jílovec**, **prachovec**, **pískovec** a **slepenec** vznikají zpevněním jílu (částice do velikosti 0,0039 mm), prachu (do 0,063 mm), písku (0,063-2 mm) a štěrku (nad 2 mm).

Pokud je v pískovci kromě křemenného písku hojná příměs živcových zrn, jde o živcový pískovec neboli **arkózu**. Vžitým pojmem je rovněž **droba**, označující horninu, v níž je značný podíl úlomků hornin a jemnozrnné základní hmoty. Naprostá většina usazených hornin jsou směsi těchto materiálů.

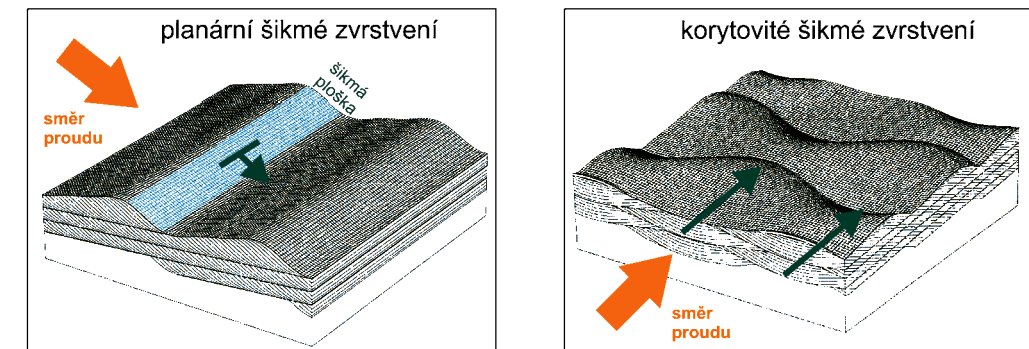
Nejběžnější biogenní usazenou horninou je **vápenec**, tvořený obvykle částmi vápnatých živo-

čišných schránek. Anorganickou cestou se z vod bohatých na rozpuštěné minerály mohou srážet různé soli, například **halit** – kamenná sůl.

STRUKTURA A TEXTURA USAZENÝCH HORNIN

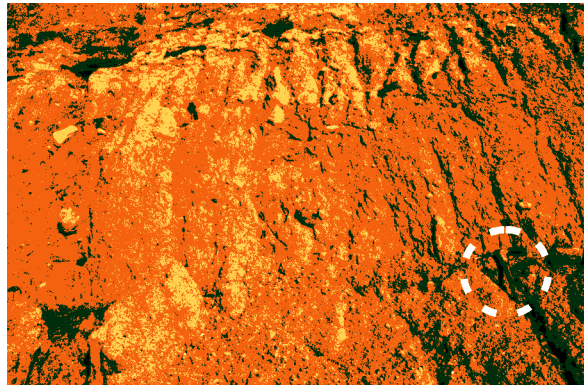
V usazené hornině je zaznamenána část informací o zdrojové hornině, o způsobu jejího zvětrání a transportu a o sedimentačním prostředí, ve kterém se usadila. Tyto informace vyčteme z částic, ze kterých je usazená hornina složena, např. z minerálního složení částic, z jejich tvaru a velikosti – souhrnně ze **struktury horniny**. Ostrohranné úlomky z čerstvých hornin svědčí o mechanickém zvětrávání typickém pro chladné podnebí a o krátkém transportu; více křemenných zrn je odrazem chemického zvětrávání zdrojových hornin typického pro tropické oblasti. Čím zaoblenější částice, tím

ZVRSTVENÍ V PÍSKOVCI - ZÁZNAM TVARU DUN A SMĚRU PROUDĚNÍ



Obr. 20 Zvrstvení v pískovci – záznam tvaru dun a směru proudění. Na povrchu vrstev písku v proudící vodě obvykle vznikají vlnité tvary, označované – podle velikosti – jako čeřiny (malé, do několika dm vlnové délky) a duny (větší, m až desítky m). Šikmé zvrstvení v pískovci vzniká postupem dun v proudící vodě, kdy na spádové straně každé duny se sypou vrstvičky písku na povrch duny usazené dříve. Z orientace tohoto šikmého zvrstvení lze zjistit směr proudění.

delší byl transport, čím větší částice, tím silnější proud je přesouval. Naopak klidné prostředí bez proudění dovolí usazovat velmi malé částice. Důležité informace vyčteme také z prostorového uspořádání částic, z tzv. **textury horniny**. (Pozor! V česky psané odborné literatuře je užívání termínu struktura a textura opačné než v terminologii anglické – struktura, angl. texture; textura, angl. structure.) Textura je odrazem procesů, které v jednotlivých sedimentačních prostředích probíhají. Říční, mořské i vzdušné proudy usazují písek nejčastěji ve formě tzv. **čeřin a dun** (obr. 20). Led unáší částice nejrůznějších velikostí a výsled-

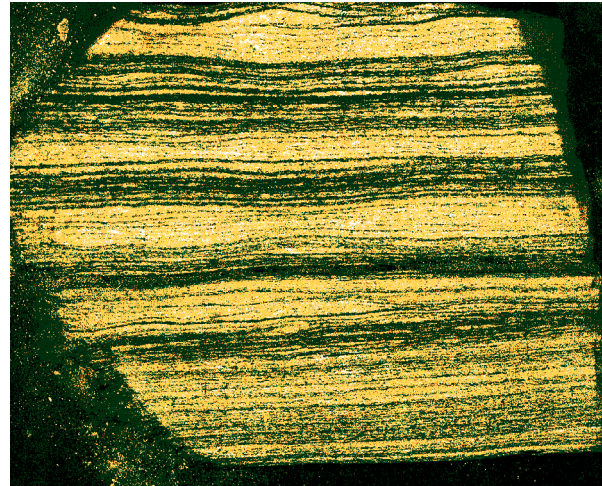


Obr. 21 Hornina usazená odtáváním ledovce, tzv. till, je charakteristická velmi různorodou zrnitostí – velké valouny „plovou“ v základní jílovité hmotě. Povrch valounů je často rýhován, jak se valouny o sebe otíraly uvnitř pohybujícího se ledu. Na snímku je odkryv tillu pleistocenního stáří ve státě Illinois, USA. Pro srovnání velikosti slouží geologické kladívko (v kroužku) dlouhé 40 cm.

ný usazený materiál není vytříděný, tj. obsahuje jak velké balvany, tak drobná horninová zrnka (obr. 21). Příliv a odliv je v příbřežních sedimentech mělkých moří zachycen pravidelným střídáním písku a jílu (obr. 22). Vysušení vodní plochy a obnažení jezerního či mořského dna zanechá bahenní praskliny (obr. 23).

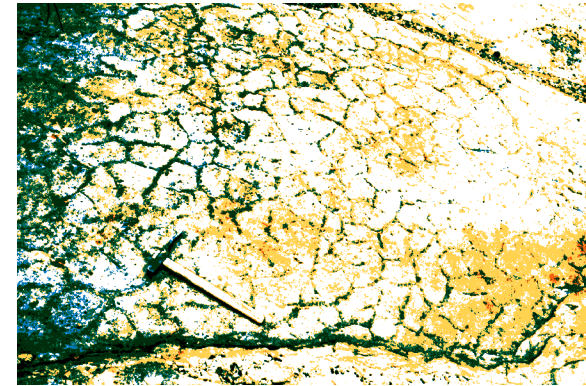
PROSTŘEDÍ VZNIKU USAZENÝCH HORNIN

Usazené horniny vznikají na zemském povrchu v nejrůznějších sedimentačních prostředích (obr. 24). Pro každé z těchto prostředí jsou typické



Obr. 22 Detail písčitojílovité horniny usazené působením přílivu a odlivu. Zřetelné je z toho plynoucí střídání světlých (hrubších, písčitéjších) a tmavých (jemnějších, jílovitějších) vrstviček. Písčité vrstvičky se usazují jako čeřiny při přílivovém, resp. odlivovém proudění. Tmavé jílovité vrstvičky se usazují ze suspenze v klidném období mezi přílivem a odlivem. Souvrství Dakota (stáří 94 mil. let, křída) ve státě Utah, USA. Šířka vzorku je cca 10 cm.

určité procesy, které v něm probíhají. V řece teče zpravidla velmi proměnlivý proud jedním směrem, v mělkém moři působí příliv a odliv, v hlubokém moři či jezeře se voda mnohdy vůbec nepohne, na poušti přenáší zrnka vítr. Procesy probíhající v daných sedimentačních prostředích se do horniny „zapíší“ formou typické textury. Někdy však ani samotné určení textur nedokáže odpovědět na otázku, zda studovanou strukturu způsobil říční či mořský proud. Potom může pomoci například nalezení a určení rostlinných či živočišných zbytků – tzv. **fosilií** či určitého minerálu typického např. pro mořské prostředí (glaukonit, fosfáty).



Obr. 23 Zkamenělé bahenní praskliny v pískovcích a prachovcích triasového stáří (cca 200-250 mil let) z podkrkonošské pánve (jako měřítko slouží geologické kladívko, délka 40 cm).

DLOUHODOBÉ UCHOVÁNÍ USAZENÝCH HORNIN

Sedimentární materiál se na mnoha místech zemského povrchu usazuje jen dočasně, pak bývá přesouván dále. Na některých místech se však vrstvy sedimentárních hornin usazují tisíce až stovky milionů let. Takovými místy jsou především dna moří. K dlouhodobému usazování hornin dochází i na pevnině v oblastech, jejichž povrch po delší dobu poklesává, čímž se vytváří prostor pro uložení nově přineseného materiálu. Proces poklesávání zemského povrchu se nazývá **subsidence**, oblasti dlouhodobého hromadění a uchování usazených hornin označujeme jako **sedimentární pánve**. Jsou charakteristické velkou mocností (tloušťkou) nahromaděných uloženin, která dosahuje stovek až tisíců metrů. V hlubších partiích sedimentárních pánví jsou horniny podrobeny tlaku nadložních formací a vyšší teplotě; z organických látek obsažených v usazených horninách v důsledku toho vznikají životně důležité suroviny – uhlí, ropa a zemní plyn.

Poklesávání zemského povrchu a vytváření sedimentárních pánví je důsledkem procesů, které vysvětluje teorie deskové tektoniky, např. (obr. 25):

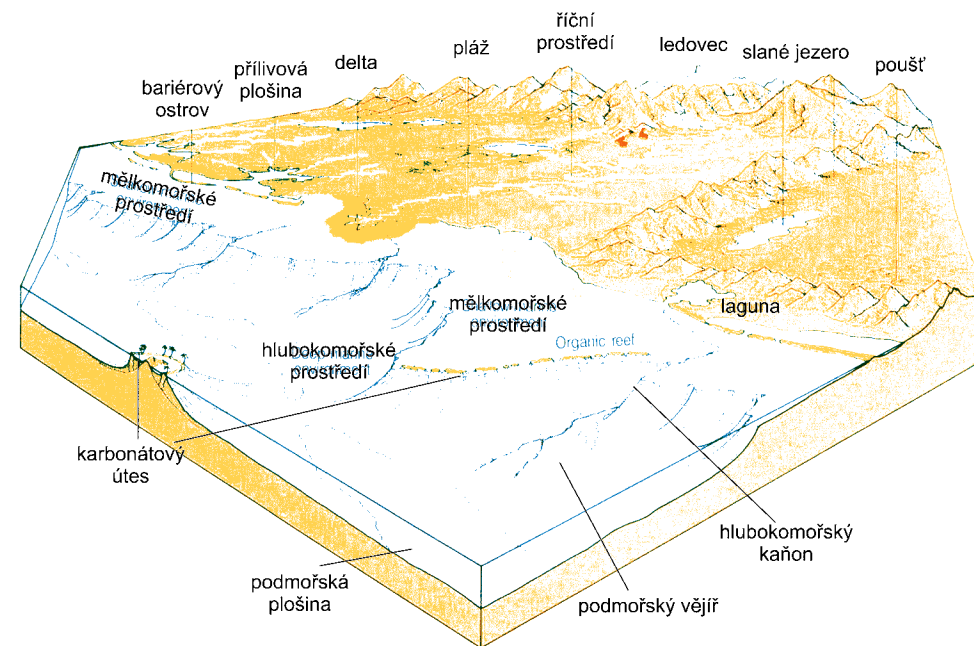
1) roztahování zemské kůry (příkopy v oblastech kontinentálních riftů);

2) ochlazování a pokles dřívě prohřáté kůry na okrajích kontinentálních desek vzdalujících se od sebe po riftingu (pasivní okraje kontinentů, nazývané též kontinentální terasy – v některých místech atlantických okrajů Afriky či Severní

Ameriky dosahují vrstvy usazených hornin i více než 15 km);

3) prohyb litosféry při jejím zatížení, například pod vahou příkrovů na čele pásemného pohoří nebo v místě subdukce oceánské desky pod desku kontinentální (tzv. předpolní pánve, hlubokomořské příkopy);

4) posun desek či jejich částí podél sebe v místech, kde se zlomové plochy ohýbají, zmnožují či kříží (strike-slipové pánve).



Obr. 24 Hlavní typy sedimentačních prostředí.

MECHANISMUS	GEOTEKTONICKÁ POZICE	TYP PÁNVE
<p>roztahení kůry provázené jejím ztenčením a poklesem</p>	kontinentální rift - extenze	<p>EXTENZNÍ PÁNVE</p>
<p>zatížení kůry provázené jejím ohybem a poklesem</p>	kolize desek - subdukce	<p>PŘEDPOLNÍ PÁNVE</p>
<p>podélný posun desek podél zlomu v místech jeho ohybu provázený částečným ztenčením a poklesem kůry</p>	transformní rozhraní (podélný pohyb desek podél zlomu)	<p>NA HORIZONTÁLNÍCH POSUNECH</p>

Obr. 25 Způsoby vzniku sedimentárních pánví. V levém sloupci je na průřezu zemskou kůrou schematicky naznačeno chování kůry v jednotlivých tektonických režimech, odpovídajících základním směrům vzájemného pohybu litosférických desek (šedé šipky). V pravém sloupci jsou blokdiagramy znázorňující typy sedimentárních pánví, které daným chováním kůry vzniknou. Zelené šipky značí směr pohybu jednotlivých bloků kůry, žluté šipky místo poklesu kůry. Oblasti hromadění usazených hornin vybarveny žlutě.

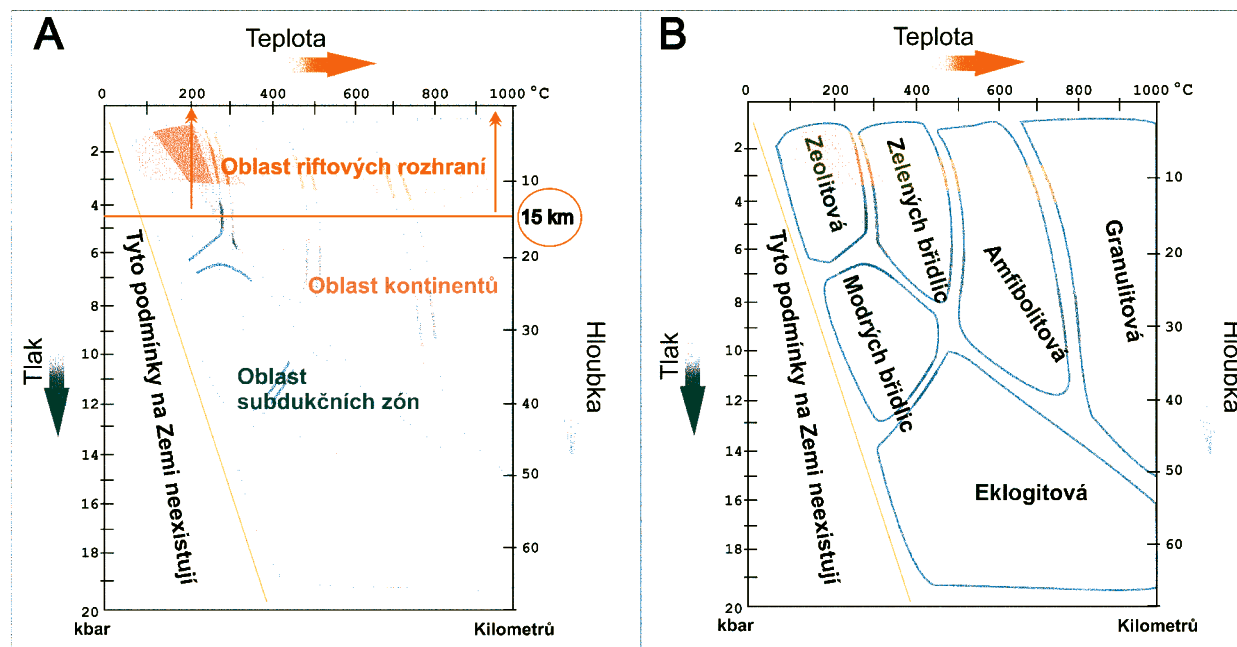
PŘEMĚNĚNÉ HORNINY

CO JE PŘEMĚNA HORNIN, KDE A JAK K NÍ DOCHÁZÍ

Přeměněné horniny se tvoří z původní, matečné horniny (usazené, vyvřelé či již dříve přeměněné) za pevného stavu, tj. aniž by došlo k jejímu roztavení. K přeměně dochází v důsledku změn fyzikálních podmínek, v nichž se hornina nachází (především teploty a tlaku). Zatímco tlak se zvyšuje s rostoucí hloubkou na všech místech Země stejně, teplota se mění podle toho, o jaké tektonické prostředí se jedná.

Např. v oblasti oceánských riftů je v hloubce 15 km teplota kolem 1000 °C, zatímco v subdukční zóně je v téže hloubce teplota jen 200 °C (obr. 26A). Změnila-li hornina následkem působení tektonických procesů svoji pozici v zemské kůře či plášti, bude vystavena jiné teplotě a tlaku a začne se v důsledku toho přeměňovat.

Pokud přeměna hornin postihuje oblasti velkého rozsahu, označujeme ji jako **přeměnu regionální**. K regionální přeměně dochází nejčastěji

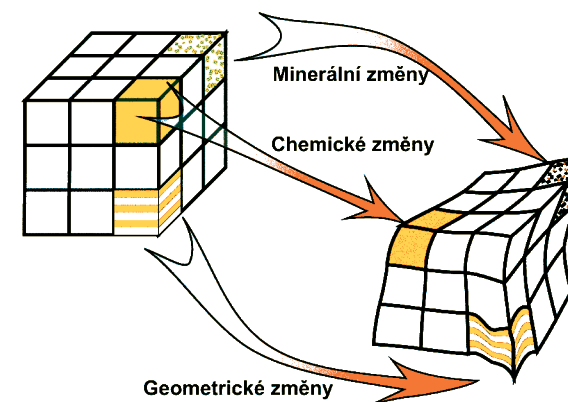


Obr. 26 Závislost teploty horninového masívu na hloubce v různých tektonických prostředích (A). Pro označení stupně přeměny se používá termín **metamorfnní facie**. Jednotlivé metamorfnní facie jsou definovány společenstvím minerálů, jejichž přítomnost v hornině je typická pro určité teplotně tlakové podmínky. Hlavní metamorfnní facie jsou uvedeny v obrázku (B).

v místech horotvorných procesů a v místech, kde se hromadí mocná souvrství usazených hornin. K lokální přeměně, omezené na malý prostor, dochází např. v okolí těles horkých vyvřelých hornin (tzv. **kontaktní přeměna**) nebo při dopadu těles meteoritů (asteroidů) na zemský povrch (**šoková přeměna**).

Přeměna hornin může nastat několika způsoby – změnou minerálního složení horniny, změnou její vnitřní stavby či změnou chemického složení. Tyto změny se v přírodě často kombinují (obr. 27).

Změny minerálního složení (obr. 28) jsou důsledkem teplotních a tlakových změn, které vedou k minerálním (chemickým) reakcím mezi minerály přítomnými v hornině. Ke změně chemického složení horniny v takovém případě nedochází. Příkladem je přeměna jílu, jemnozrnné usazené horniny



Obr. 27 Tři hlavní způsoby přeměny hornin – změny minerálního složení, změny vnitřní stavby a změny chemického složení.

– v malých hloubkách se z něj stává jílová břidlice, ve větších hloubkách za vyšších teplot a tlaků postupně svor a rula. Podobně usazením sopečného popela nejprve vznikne vulkanosedimentární hornina, tzv. tuf, která se v podmínkách zvyšující se teploty a tlaku přemění na zelenou břidlici a dále na amfibolit (obr. 29).

Ke změně vnitřní stavby hornin dochází působením vnějších tlaků na horninu, kdy hornina mění svůj tvar a/nebo objem. Hornina se může deformovat buďto plasticky, nebo křehce, kdy dochází k jejímu drčení a lámání. Běžným projevem **plastické deformace** v horninách je plošné uspořádání horninových součástí (např. plochých či protáhlých minerálů jako jsou slídy a živce – obr. 30A) a následné zprohýbání (zvrásnění) horniny (obr. 30B). Takové ohyby označujeme jako **vrásy**. Jestliže dojde k porušení soudržnosti horniny, tj. k jejímu rozlomení, jedná se o **křehkou deformaci**, jejímž nejčastějším projevem jsou **zlomy** (obr. 30C).

Ke změnám chemického složení horniny dochází přínosem či odnosem chemických látek rozpuštěných v horkých roztocích, které horninou pronikají. Takováto přeměna nastává nejčastěji v blízkosti tuhoucích těles vyvřelých hornin a v okolí oceánských riftů.

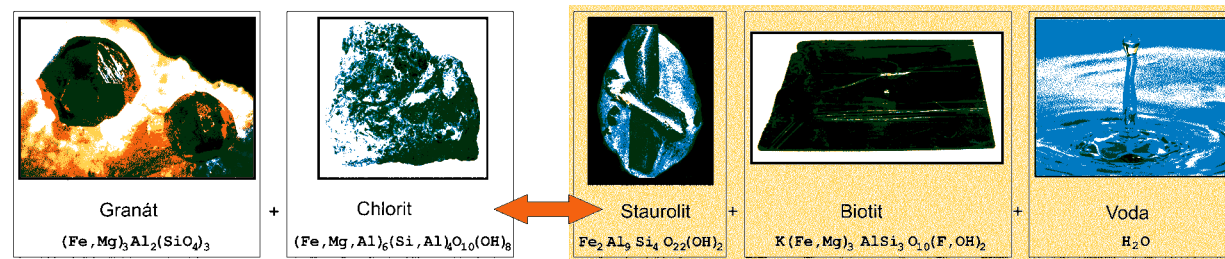
Přeměna hornin není děj statický – neodehrává se zpravidla na jednom místě ani za stálých fyzikálních podmínek. Horniny se přeměňují dynamicky – to znamená, že hornina se během svého vývoje pohybuje a tím se mění teplota i tlak okolního prostředí. Jednoduchým příkladem může být hornina, která se usadila na mořském dně a poté se díky pohybu litosférických desek, např. v důsledku subdukce, pomalu (po dobu

několika miliónů let) zasouvala do hloubky několika desítek až stovek kilometrů. Během tohoto pohybu vznikaly v určitých hloubkách nové minerály a tedy i nová přeměněná hornina (obr. 29). Podrobným studiem horniny, která se nyní nachází na zemském povrchu, se geologové snaží zrekonstruovat její vývoj v minulosti. To je možné díky tomu, že v hornině většinou zůstávají stopy po jednotlivých přeměnách, např. zbytky minerálů, vznikajících jen za určitých teplot a tlaků. V některých případech je možné určit

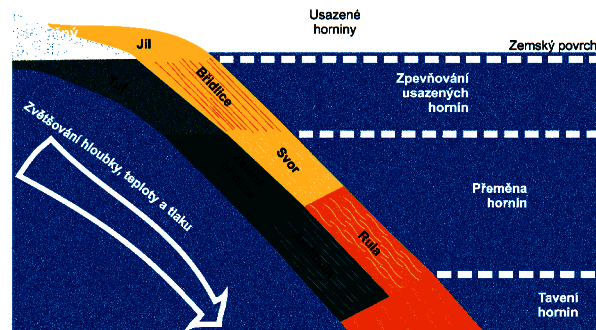
i stáří jednotlivých fází přeměny.

NÁZVY PŘEMĚNĚNÝCH HORNIN

Hlavními kritérii klasifikace přeměněných hornin jsou struktura horniny, povaha původního materiálu (např. zda přeměnu podstoupila usazená či vyvřelá hornina) a přítomnost důležitých minerálů. Pro některé přeměněné horniny existují vžitá speciální názvy vymykající se systematickému zařazení.



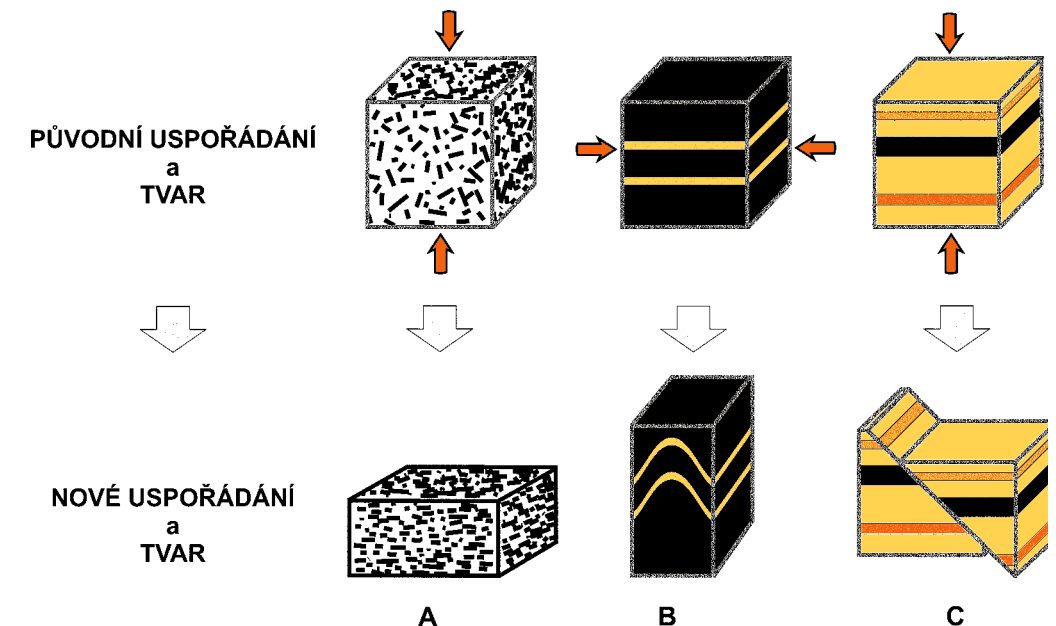
Obr. 28 Minerální reakce probíhající mezi 500 a 600 °C za různých tlaků. Tato minerální reakce probíhá se zvyšující se teplotou zleva doprava a se snižující se teplotou zprava doleva. Chemické složení (vzorec) jednotlivých minerálů je uvedeno pod názvy minerálů. Během tohoto typu přeměny nedochází ke změně celkového chemického složení horniny.



Obr. 29 Vznik různých typů přeměněných hornin v závislosti na hloubce jejich zanoření.

Názvy přeměněných hornin podle jejich strukturních znaků, tj. rozložení horninových částic (minerálů, pásků):

Břidlice – hornina s velmi dobře vyvinutými plochami břidličnatosti, které jsou definované přednostním uspořádáním okem rozeznatelných plošných minerálů. Podle těchto ploch oslabené mechanické soudržnosti se hornina rozpadá na tenké destičky. Termín břidlice se používá pro horniny přeměněné za nízkých teplot a tlaků.



Obr. 30 Změny vnitřní stavby hornin. Červené šipky naznačují směr působení sil. Výslednými projevy deformace mohou být např. rovnoběžné uspořádání součástí horniny (A) a vrásy (B), popř. zlomy (C). Uvedené tvarové změny a-c jsou provázány přeskupením nejen vnitřních součástí, ale i změnou tvaru a objemu, který hornina zaujímá (např. protažení krychle na hranol).

Fylit – jemnozrnná hornina nízkého metamorfického stupně s velmi dobře vyvinutou břidličnatostí, tvořená na rozdíl od břidlice plošným uspořádáním okem nerozeznatelných zrn minerálů.

Svor – středně přeměněná hornina s vysokým obsahem slídků, které jsou plošně uspořádány a jsou rozeznatelné pouhým okem.

Rula – vysoce přeměněná hornina se slabě usměrněnou plošnou stavbou. Hlavními minerály rul jsou živce a křemen.

Pararula – rula vzniklá z usazené horniny (například z pískovce či droby).

Ortorula – rula vzniklá z horniny vyvěřelé (například ze žuly).

Názvy přeměněných hornin odvozené od názvů původních hornin předponou meta: **metavulkanit**, **metasediment**, **metabazit**, **metagranit**, **metagabro**.

Speciální názvy přeměněných hornin:

Zelená břidlice – původně vyvěřelá hornina; její zelená barva je dána přítomností minerálů chloritu, aktinolitu a epiforu.

Modrá břidlice – původně vyvěřelá hornina, přeměněná za vysokých tlaků a nízkých teplot typických pro subduční zóny. Černá barva s namodralými odlesky, způsobenými přítomností amfibolu obohaceného sodíkem.

Amfibolit – původně vyvěřelá hornina, složená převážně z amfibolu a plagioklasu.

Eklogit – původně vyvěřelá hornina, přeměněná za extrémně vysokých tlaků v subdukčních zónách. Je složena převážně z minerálů granátu a pyroxenu.

Granulit – obsahuje minerály, které nemají v krystalové mřížce přítomnu vodu (skupinu OH). Barva může být tmavá i světlá.

Mramor (krystalický vápenec) – původně usazená hornina (vápenec), tvořená převážně minerálem kalcitem (CaCO_3), vzniká přeměnou usazené horniny vápence.

Kvarcit – původně usazená hornina (pískovec), obsahuje více než 80 % křemene (SiO_2).

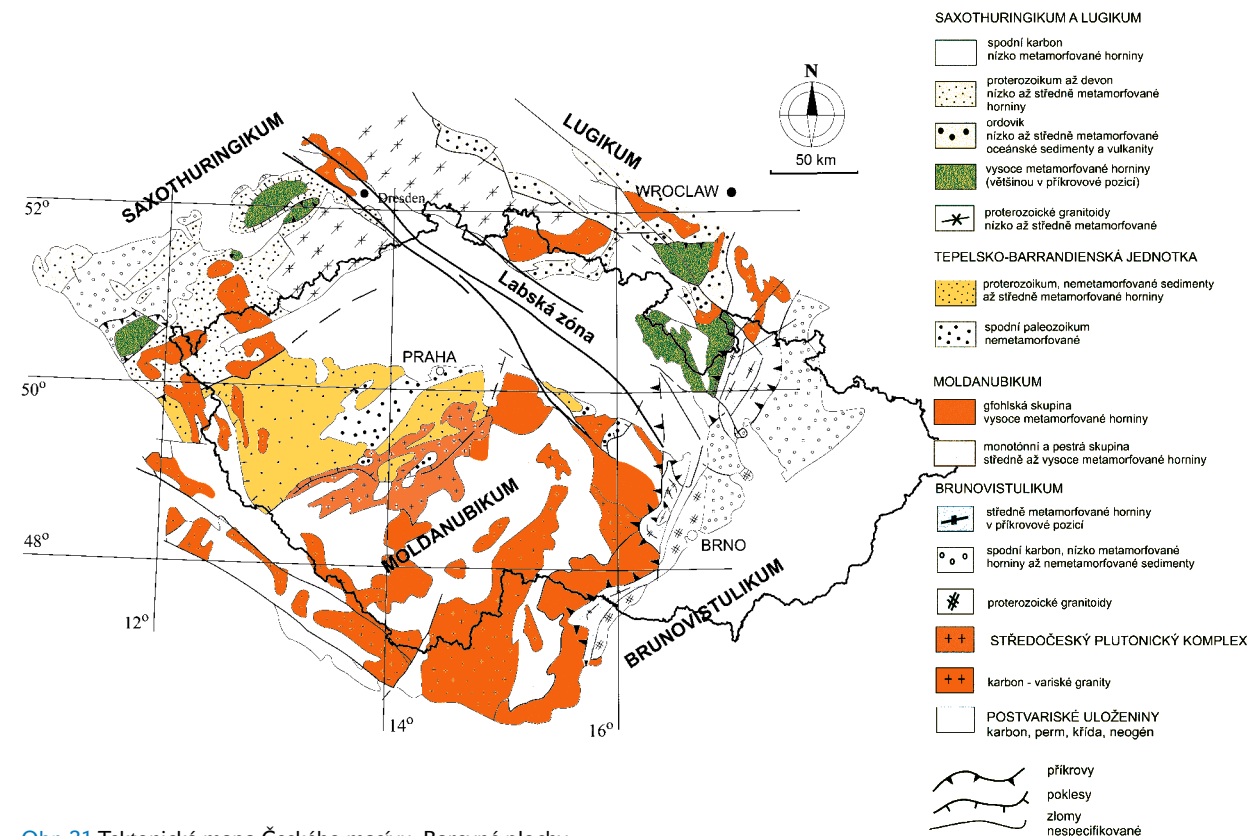
Migmatit – vzniká za vysokých metamorfních podmínek, přičemž část horniny byla dokonce natavena. Vzniklá tavenina vytvořila pásy, které se skládají ze světlých minerálů. Zbylé neroztavené části horniny (restity) tvoří pásy složené z minerálů tmavých. Migmatit je tedy výrazně páskovaná, často provrásněná hornina.

Pokud je v hornině přítomno více než 5 % některého důležitého minerálu a jeho přítomnost není určena již názvem horniny, dávají geologové jméno tohoto minerálu před název horniny, aby upozornili na její významnou složku (např. granátický svor, muskovitická rula apod.).

ČESKÝ MASÍV

Nejviditelnějším geologickým prvkem dnešní Evropy je řetěz pohoří, vzniklých v třetihorách při kolizi západní části Eurasie s Afrikou a několika menšími deskami. Pyreneje, Alpy a Karpaty kontrastují s podstatně plošším terénem západní, střední i východní Evropy, kde je povrch tvořen hlavně

druhohorními a třetihorními usazenými horninami. Na některých místech však zpod tohoto pokryvu vystupují tzv. masívy, jako Massif Central ve Francii či Český masív - rozsáhlé části starší kůry, s přeměněnými a vyvěřelými horninami, které vznikly při předchozím velkém horotvorném procesu, tzv. **variské**



Ob. 31 Tektonická mapa Českého masívu. Barevné plochy odpovídají tektonickým jednotkám, nikoli horninovým typům.

(též **hercynské**) orogenezi na konci prvohor, před 360-300 milióny let. Toto vrásnění bylo následkem kontinentální kolize, jež během období karbonu vedla ke vzniku superkontinentu **Pangea**. Hory, které v té době variským vrásněním vznikly, můžeme přirovnat k dnešním Himálajím či Alpám. V současné době, po stovkách milionů let obrušování erozí, jsou v pahorkatinách evropských masívů patrná spodní patra některých částí tohoto horstva, nacházející se původně desítky kilometrů pod zemským povrchem. Proto je Český masív nesmírně zajímavým oknem do historie horotvorných procesů, otevírání oceánů a jejich opětovného zavírání při kolizi a vrásnění, kterou geolog čte z hornin a geologických struktur.

ČLENĚNÍ ČESKÉHO MASÍVU

Český masív sestává z pěti základních stavebních jednotek (obr. 31): saxothuringika a lugika, tepelsko-barrandienské jednotky, střeďočeského plutonického komplexu, moldanubika a brunovistulika. Tektonickou jednotkou se rozumí soubor hornin různého typu a stáří, které společně prošly určitou deformací a metamorfózou. Každá tektonická jednotka má v geologické mapě na obr. 31 vlastní barvu; odstíny této barvy charakterizují původ nebo stáří hornin.

Saxothuringikum a lugikum. V těchto jednotkách Českého masívu jsou přítomny horniny, které prošly přeměnou (metamorfózou) za vysokých tlaků a nízkých teplot, typických pro prostředí subdukční zóny.

Tepelsko-barrandienská jednotka sestává především ze sedimentárních hornin – jednak nemeta-

morfovaných, jednak metamorfovaných za středně vysokých teplot a tlaků, tj. v nepřilíši velké hloubce pod zemským povrchem.

Střeďočeský plutonický komplex je tvořen magmatickými horninami (vápenato-alkalický typ), které vznikly v tzv. kontinentálním klínu v nadloží subdukující saxothuringické oceánské desky během variské orogeneze.

Moldanubikum představuje soubor vysoce metamorfovaných a částečně natavených hornin s četnými tělesy vysokotlakých a vysokoteplotních granulitů, eklogitů a peridotitů, která vznikla v hlubších partiích orogenního kořene.

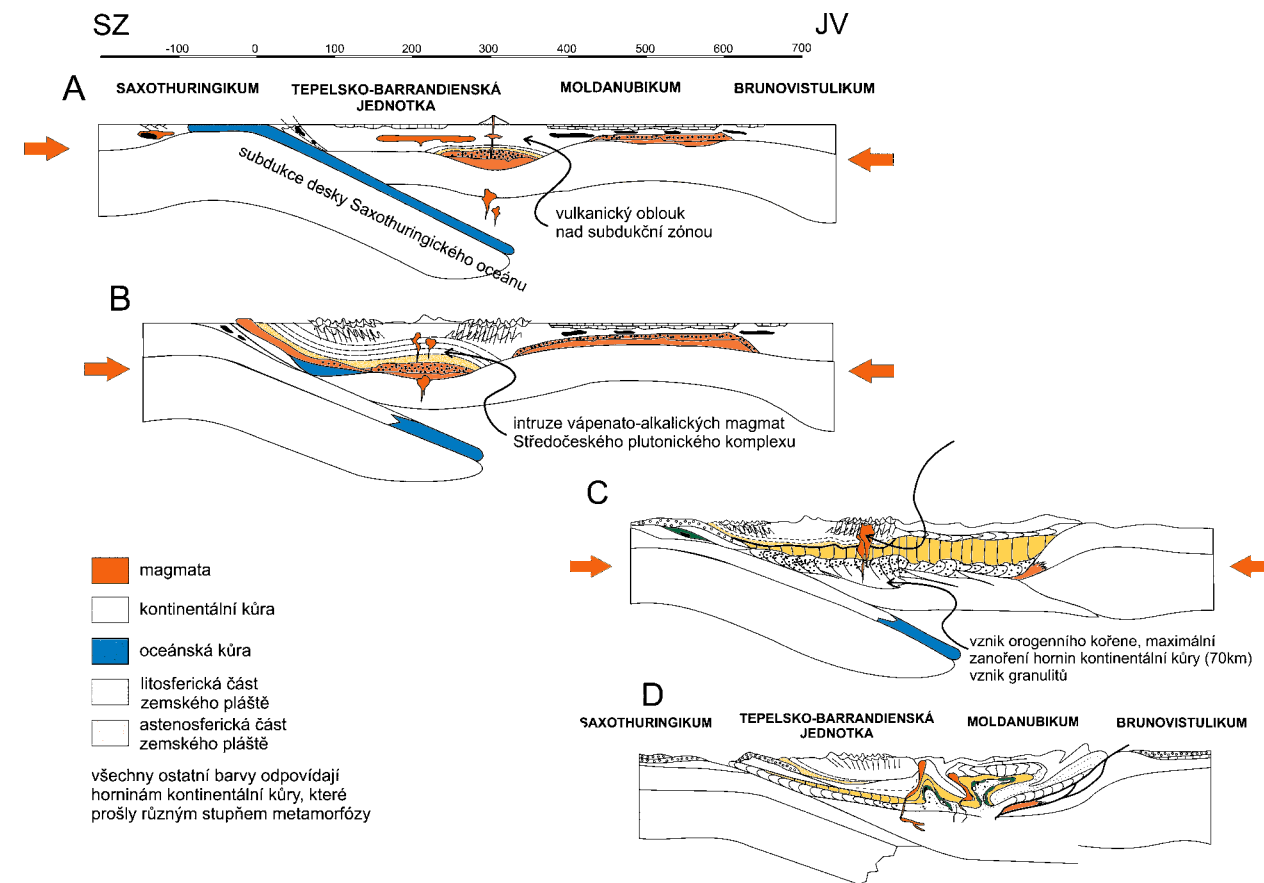
Brunovistulikum obsahuje horniny, které nesou záznam střednětlaké a středněteplotní metamorfózy. Tato metamorfóza je důsledkem závěrečného stadia variské kolize.

VZNIK ČESKÉHO MASÍVU

Většina tektonických jednotek, které tvoří Český masív, vznikla v důsledku rozpadu prakontinentu **Gondwana** na několik menších litosférických desek (tzv. mikrodesek) po **kadomské (panafrické)** orogenezi (580–540 mil. let); jsou to dnešní saxothuringikum, tepelsko-barrandienská jednotka a brunovistulikum. Oddalováním těchto mikrodesek od Gondwany (Afrika) během svrchního kambria až středního devonu (cca 500-400 mil. let) se vytvářel prostor pro vznik saxothuringického oceánu mezi saxothuringikem a tepelsko-barrandienskou jednotkou a také rozsáhlých sedimentárních pánví, do nichž se ukládaly horniny tvořící základ budoucího moldanubika. Poté, ve středním devonu (cca 400 mil.

let), došlo k podstatné změně charakteru vzájemného pohybu litosférických desek, kdy původní oddalování (divergence) desek přešlo v jejich přibližování (konvergenci). V důsledku konvergence se začala saxothuringická oceánská deska podsouvat (subdukovat) pod dnešní tepelsko-barrandienskou jednotku (obr. 32A). V období svrchního devonu došlo nad subdukční zónou ke vzniku kontinentálního vulka-

nického oblouku a k tzv. zaobloukovému rozpínání litosféry (obr. 32B). Poté, co byla oceánská litosféra subdukčním procesem postupně pohlcena (tzv. zkonzumována), počala kolize dvou kontinentálních litosfér, doprovázená výrazným ztlustěním kontinentální kůry a vmístěním (tzv. **intruzí**) magmat dnešního střeďočeského plutonického komplexu (365-345 mil. let). Kdy přesně přešla subdukce oceán-



Obr. 32 Geotektonický model vzniku Českého masívu.

ské litosféry v kolizi kontinentálních litosfér není přesně známo. Je však doloženo, že k maximálnímu ztluštění kontinentální kůry kolizní zóny (tzv. **orogénu**) došlo ve spodním karbonu (340 mil. let), kdy vznikl tzv. **orogenní kořen (obr. 32C)**, který dnes reprezentují např. tělesa moldanubických granulitů.

Pokračující kolize saxothuringika na západě a brunovistulika na východě postupně vedla k vytlačování orogenního kořene směrem vzhůru. Při výstupu hornin docházelo vlivem snižování tlaku k jejich tavení, které bylo příčinou hojného magmatismu v celém moldanubiku (obr. 32D).

SEDIMENTÁRNÍ PÁNVE

Způsob uložení hornin v sedimentárních pánvích odráží charakter tektonických procesů, k nimž v dané oblasti a jejím okolí docházelo. V uloženinách sedimentárních pánví zachycených na obr. 33 je zaznamenán vývoj Českého masívu od variské kolize.

Současně s tektonickým výstupem hornin, který dal vzniknout velkému pohoří na počátku karbonu (tj. před 360 mil. let), došlo k poklesu zemské kůry v předpolí tohoto pohoří. Na severovýchodě dnešní České republiky tak vznikla **hornoslezská pánev** s ekonomicky významnými slojemi černého uhlí. Tento typ pánve se nazývá pánev **předpolní**; analogií hornoslezské pánve jsou např. pádská nížina v předpolí Apenin či mezopotámská nížina v předpolí pohoří Zagros.

Brzy po ukončení kolize, v mladším karbonu (320 mil. let), se uvnitř mohutného variského pohoří začaly vytvářet sedimentární pánve, a to

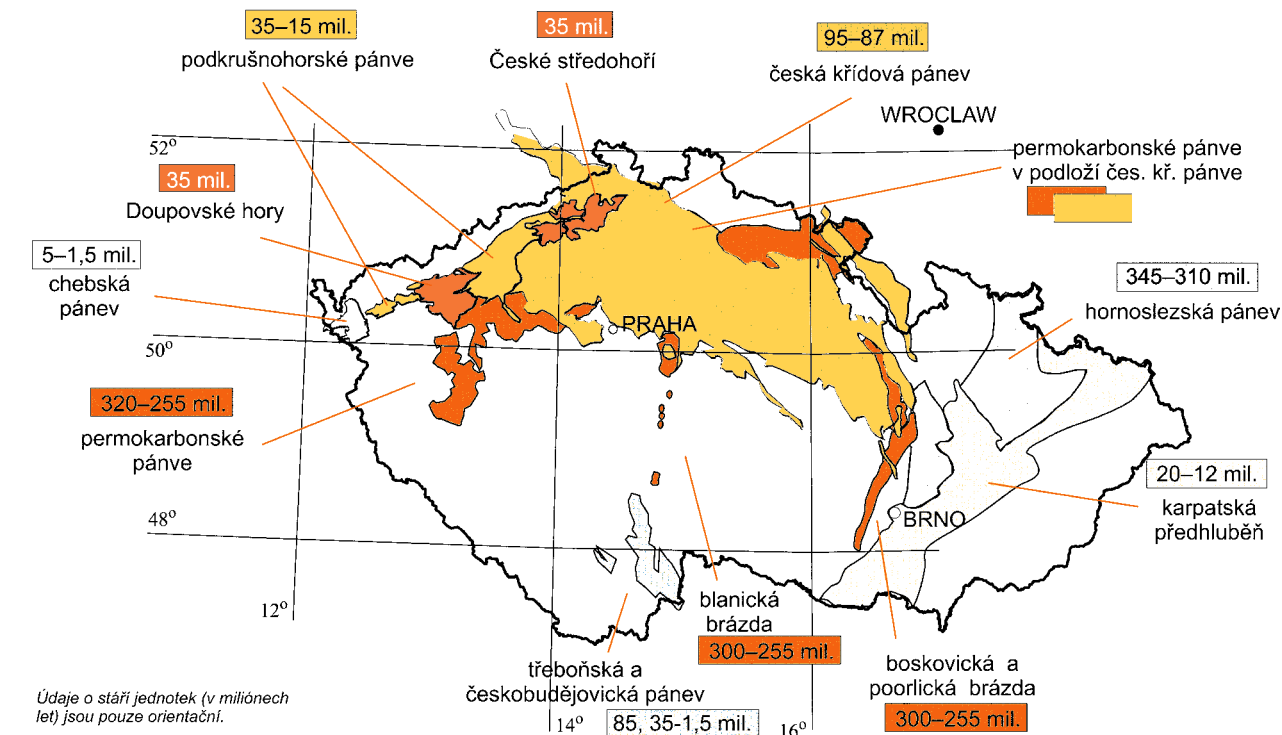
nejen v Českém masívu, ale po celé Evropě. Kolizí způsobené vyzdvižení pohoří totiž vedlo patrně k tomu, že jeho značná hmota se stala nestabilní a začala se roztahovat do stran. Vlivem roztahování (tzv. extenze) horninového prostředí se uvnitř pohoří vytvořily pánve, které se podle způsobu vzniku označují jako pánve **extenzní**. S ohledem na období vzniku je nazýváme **pánve permokarbonské**. U nás se takto vytvořil pás pánví od Plzeňska přes Kladensko a Rakovnicko až po Podkrkonoší a dále úzké příkopy, tzv. **brázdy**, mezi Českými Budějovicemi a Českým Brodem (**blanická brázda**) a mezi Moravským Krumlovem a Žamberkem (**boskovická a poorlická brázda**). V pánvích se nahromadily sedimenty snesené z okolních hor, a také popel a láva sopek. V určitých obdobích zde existovaly močály, jež daly vzniknout černému uhlí např. na Kladensku. V jiných obdobích vedly změny klimatu ke vzniku polopouštních podmínek a tyto oblasti tak připomínaly mezihorské plošiny jako Údolí smrti na dnešním americkém jihozápadě.

V období druhohor pokračovala především eroze a zarovnávaní zbytků variského pohoří. Až do počátku mladší křídvy, tj. do doby před 100 miliony let, se zachovalo jen několik drobných pozůstatků říčních a pouštních sedimentů z triasu (250 mil. let) v severovýchodních Čechách (Česká Skalice) a mělkomořských sedimentů stáří jury (200 mil. let) na Moravě a v severozápadních Čechách. Protože sedimenty z těchto období se téměř nedochovaly, není možné vývoj Českého masívu v této době detailně a spolehlivě rekon-

struovat. Rekonstrukci nám umožňuje až záznam uložený v sedimentech české křídové pánve.

Česká křídová pánev měla charakter mělkého mořského průlivu a vznikla obnovením pohybů na zlomech tzv. **labské zóny** v době před 95 mil. let, kdy stoupala hladina světového oceánu vlivem vrcholícího skleníkového efektu (skleníkový efekt je proces v atmosféře, který způsobuje

ohřívání povrchu Země tím, že atmosféra zadržuje více slunečního záření a méně ho odráží zpět do okolního prostoru). Samotná pánev vznikla horizontálním pohybem bloků kůry podél hlubokých zlomových zón, doprovázeným mírným roztahováním bloků. Takový pohyb podél zlomů se v geologii označuje jako **transtenzní**, stejně jako sedimentární pánve tímto způsobem vytvořené.



Obr. 33 Sedimentární pánve Českého masívu.

Tytáž zlomové zóny na konci období křída (65 mil. let), kdy již moře z Čech ustoupilo, oživila kontinentální kolize v blízkých Alpách, která tlakem od jihu k severu způsobila nasouvání některých bloků podloží Českého masívu na mladé křídové sedimenty, například v Podještědí a na Turnovsku. Transtenzní pohyby podél zlomů daly vzniknout také **třeboňské** a **českobudějovické pánvi**, v nichž však k ukládání hornin docházelo jen po krátkou dobu v pozdní křídě (85 mil. let) a později s přestávkami v třetihorách (35-1,5 mil. let).

Vznik nového pohoří v Alpách a Karpatech ve starších třetihorách vedl k tomu, že na východní okraj Českého masívu byly nasunuty karpatské příkrovy; ty zatížily kůru východního okraje Českého masívu natolik, že jejím ohybem vznikla další předpolní pánev (20-12 mil. let), tzv. **karpatská předhlubeň**, s mělkomořskými i hlubokomořskými sedimenty.

Hlavní událostí třetihor uvnitř Českého masívu byl vznik tzv. oherského riftu (30 mil. let) a s ním souvisejících vulkánů a sedimentárních pánví v severozápadní části masívu. Podle převládajících názorů došlo během oligocénu až miocénu (35-15 mil. let) na několika místech Evropy k výstupu teplejších hmot v zemském plášti, tzv. plášťových chocholů, nad nimiž se vytvořily oblasti s výzdvihem, následným roztážením a poklesem zemské kůry, jako například rýnský prolom nebo právě oherský rift. Pokles bloků podél zlomů vzniklých roztážením kůry vytvořil extenzní **podkrušnohorské pánve**, zejména **mosteckou** a **sokolovskou pánev**,

a výstup plášťových hmot dal vzniknout vulkánům Doupovských hor a Českého středohoří.

Na konci třetihor v pliocénu (5-1,5 mil. let) v oblasti mezi Kynšperkem nad Ohří a Chebem vznikla na zlomech jdoucích napříč oherským riftem **chebská pánev**. Pánev je vyplněna převážně říčními sedimenty.

VÝVOJ ČESKÉHO MASÍVU VE ČTVRTOHORÁCH

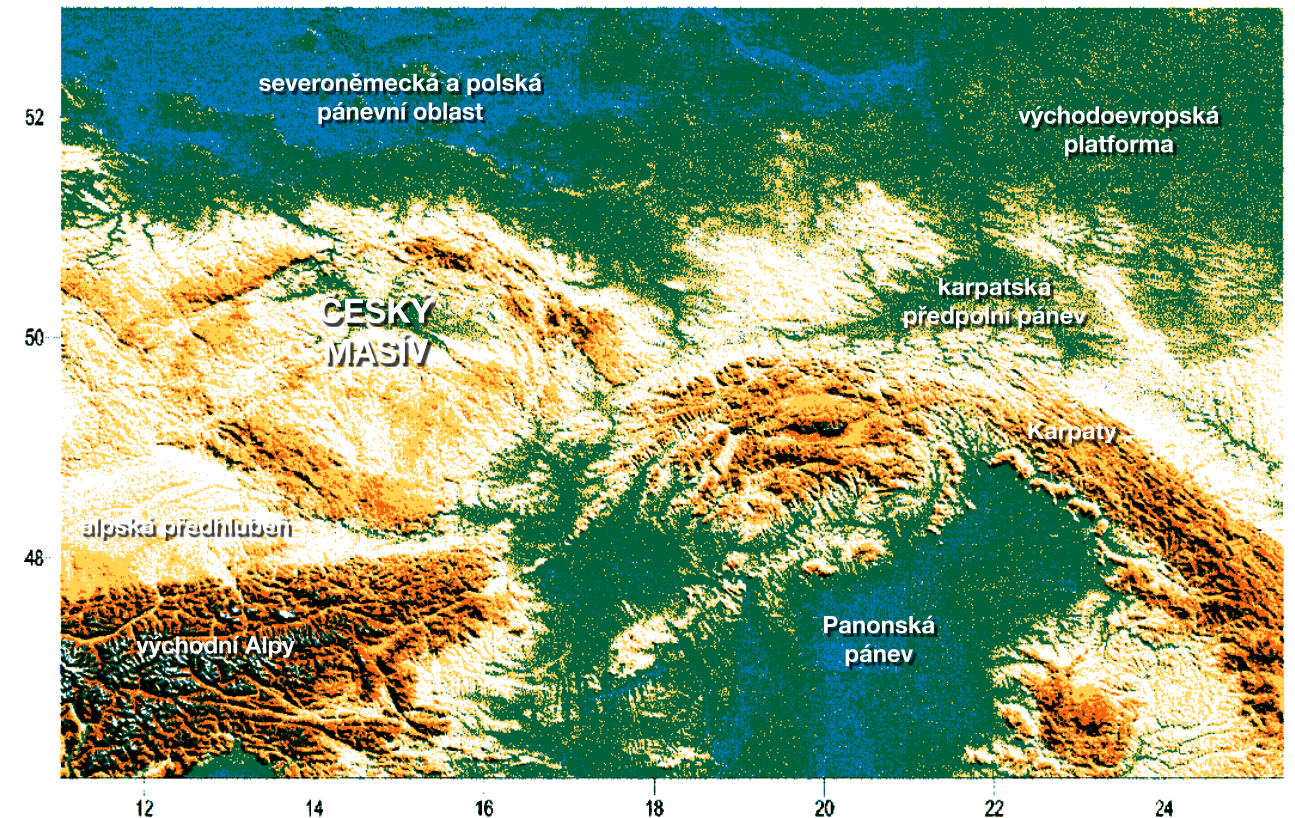
Nejmladší vývoj Českého masívu, od konce třetihor (1,5 mil. let) po čtvrtohory, sice není poznamenán tektonickými událostmi jako orogeneze či vznik velkých pánví, ale přesto je plný pohybu, o čemž svědčí i jeho výrazný reliéf (obr. 34). V oblasti západně od Františkových Lázní soptily vulkány ještě před několika stovkami tisíc let, což je z hlediska geologického času téměř současnost. Trvající zemětřesená i další geologická aktivita v této oblasti je monitorována např. Geofyzikálním ústavem Akademie věd České republiky. Poměrně mladým jevem, který proběhl pouze před několika milióny let, je výzdvih Krušných hor, jehož příčiny nejsou dosud objasněny. Podobně neprobádaný je pomalý výzdvih větší části celého Českého masívu, jehož následky jsou patrné např. na dramatickém reliéfu Prahy s hluboce zaříznutým korytem Vltavy. Střídání klimatických výkyvů, tedy dob ledových a meziledových, je zapsáno v uloženinách mnoha řek a jezer, ale také v navátých píscích a tzv. spráších, prachovitých sedimentech uložených větrem v nehostinné tundře, ležící před čelem skandináv-

ského kontinentálního ledovce, který se zastavil na hřebenech Jizerských hor a Krkonoš.

SOUČASNOST A BUDOUCNOST ČESKÉHO MASÍVU

Z geologického hlediska se náš život odehrává v jedné z meziledových dob čtvrtohor, v období, které je nesmírně krátké ve srovnání s významnými událostmi v životě naší planety. Pohled do „dějin“

zemské kůry na našem území jasně ukazuje, že přes současnou zdánlivou geotektonickou nečinnost lze v geologickém časovém měřítku v budoucnosti s jistotou očekávat další dramatické děje. V posledním století se významem dopadu své činnosti na životní prostředí Země dostal člověk na úroveň geologických činitelů. Bude mít jeho/naše činnost pouze sebezničující charakter nebo najdeme rovnováhu mezi svým pohodlím a přírodními zdroji?



Obr. 34 Současný reliéf Českého masívu a sousedních tektonických jednotek.

POUŽITÁ A DOPORUČENÁ LITERATURA

- Beazley, M., 1983: Anatomie Země. 121 stran. Albatros. Praha.
- Holub, F., 2002: Obecná magmatická petrologie. Skripta. Univerzita Karlova Praha. Karolinum.
- Jakeš, P., 1984: Planeta Země. 413 stran. Mladá fronta. Praha.
- Konopásek, J. et al., 1998: Metamorfní petrologie. Skripta. Univerzita Karlova Praha. Karolinum.
- Park, R.G., 1983: Foundations of structural geology. 130 stran. Blackie. Glasgow. UK.
- Pluijm, B.A., Marshak, S., 1997: Earth Structure. 495 stran. WCB/Mc Graw-Hill.
- Rubin, D.M., 1987: Cross-bedding, bedforms, and paleocurrents. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 1, pp. 20, 64.
- Schulmann, K. et al., 2005: Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. American Journal of Science, 305, 407-448.
- Svoboda, J. et al., 1983: Encyklopedický slovník geologických věd. 851 stran. Academia Praha.

<http://walrus.wr.usgs.gov/seds/>

<http://pubs.usgs.gov/publications/text/dynamic.html>

<http://www.ig.cas.cz/>

Digitální model reliéfu (obr. 34) sestaven z dat SRTM (Space Shuttle Radar Mission).

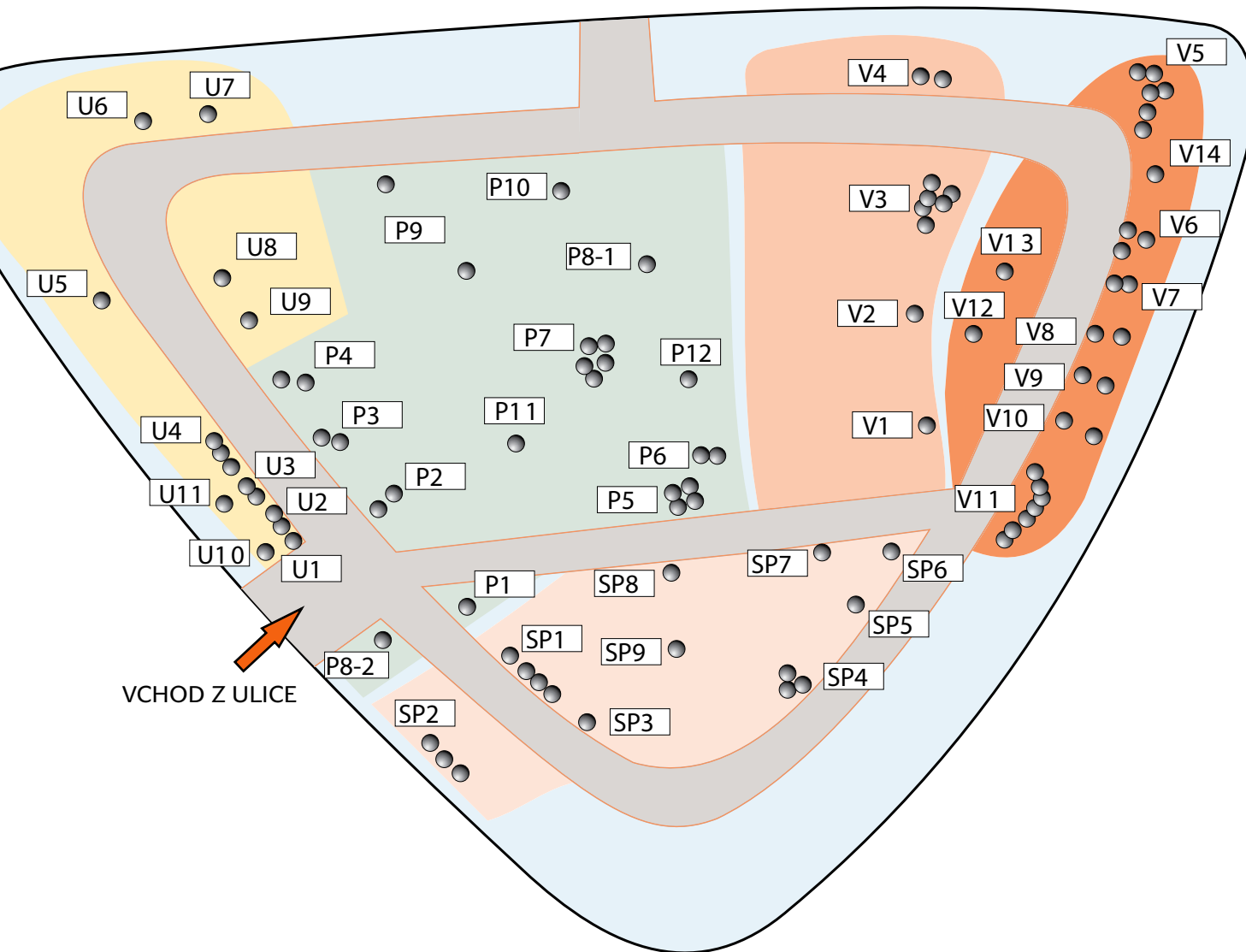
Digitální model oceánského dna (obr. 11) sestaven pomocí aplikace GeoMapApp, Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University.

SLOVNÍČEK

- AKCESORICKÝ – vyskytující se v nepatrném množství
- ANOMÁLNÍ – odchylující se od normy, obvyklého stavu, obvyklých vlastností
- ASOCIACE – společný výskyt různých minerálů
- BIOKLAST – úlomek, zrno tvořené částí živočicha
- DEFORMOVAT – změnit tvar, porušení původní formy
- DIFERENCOVAT – odlišovat, rozrůžňovat
- EPIZODA – drobný vedlejší příběh
- EROZE – pomalé drolení hornin působením vody, vzduchu, mrazu, ledovce
- ETAPA – stupeň, úsek, období
- EXHUMACE – výzdvih na zemský povrch nebo do jeho blízkosti
- EXTENZE – roztahování
- FOSÍLIE – zkamenělina
- FRAGMENT – zlomek, část
- HYBRIDNÍ – vzniklý spojením, smíšením dvou různých složek
- HYDRATOVAT – slučovat látky s vodou
- INTENZIVNÍ – silný, mohutný, velký
- INTERAKCE – vzájemné působení dvou a více činitelů
- INTERPRETOVAT – vykládat, vysvětlit něco
- INTRUZE – průnik, pronikání
- KALDERA – sopečný jícen kotlovitého tvaru vznikající výbuchem sopky
- KOLIZE – srážka, střetnutí
- KOMPAKTNÍ – celistvý, soudržný, pevný
- KOMPLEX – celek složený z několika vzájemně propojených částí
- KONGLOMERÁT – pevná hornina vzniklá stmelěním valounů
- KONTAMINOVANÝ – znečištěný, zamořený, změna chemického a minerálního složení vyvřelých hornin přimíšením cizorodého materiálu
- KORODOVAT – porušit, narušit
- KRYSTALIZACE – vylučování pevné látky z taveniny ve formě krystalů
- LAMINOVANÝ – tvořený z vrstviček různé barvy či složení mocných do 1 cm
- LITOSFÉRA – vnější horninová část Země o mocnosti zpravidla 100 km
- METAMORFÓZA – přeměna
- MIGRACE – přemístování
- MIKRITICKÝ – kalový
- MINERALIZACE – vznik hlavně rudních minerálů v prázdných prostorách nebo nahrazení organické hmoty anorganickými látkami
- OROGENNÍ – horotvorný, vznik pohoří
- POLYGONÁLNÍ – uzavřený mnohoúhelník
- POLYMETALICKÉ – obsahující více druhů kovů
- PORFYRICKÉ – vyznačující se nestejnou zrnitou stavbou s velkými krystaly v jemnozrnné hmotě
- PSEUDO – (předpona) nepravý, klamný
- RELIKT – zbytek, ojedinělý druh z minulých dob
- RETROGRÁDNĚ – zpětně
- SEDIMENTACE – usazování, hromadění částic
- STRATIGRAFIE – nauka, která studuje sledy sedimentárních vrstev, jejich stáří a vzájemné vztahy
- STRUKTURA – soubor charakteristických znaků horniny, které závisí na rozměrech, tvaru a vzájemném uspořádání částí horniny
- STYLOLIT – tlakový šev, laločnatá až zubovitá struktura na hranicích vrstev, kdy sloupečky jedné vrstvy zapadají do prohlubní druhé; vznikají působením tlaku
- SUBDUKCE – podsouvání (se)
- TEKTONIKA – se zabývá stavbou a pohybem geologických těles a zemské kůry, jejich poruchami
- TEXTURA – vnitřní uspořádání, složení, struktura
- TRANSGRESE – zaplavení pevniny mořem
- TRANSPORTOVAT – přepravovat, dopravovat, přemísťovat

GEO PARK - ROZMÍSTĚNÍ HORNIN

BRANKA SMĚR GFÚ
otevřeno pouze příležitostně



VYVŘELÉ HLUBINNÉ HORNINY

- V1 Granodiorit (Dolní Hbity)
- V2 Gabrodiorit (Radětice)
- V3 Gabro (Pecerady)
- V4 Peridotit (Úhrov)

VYVŘELÉ VÝLEVNÉ HORNINY

- V5 Čedič/bazalt (Soutěsky)
- V6 Bazalt (Žiar nad Hronom, Slovensko)
- V7 Nefelinický bazanit (Nová baňa, Slovensko)
- V8 Amfobolický andezit (Bzenica, Slovensko)
- V9 Pyroxenický andezit (Kamenec, Slovensko)
- V10 Ryolit (Hliník nad Hronom, Slovensko)
- V11 Ryolit (Žernoseky)
- V12 Fonolit (Ústí n. Labem)
- V13 Olivinický čedič (Smrčí)
- V14 Melafyr (Bezděčín)

HORNINY STŘEDOČESKÉHO PLUTONU

- SP1 Syenit (Rtišovice)
- SP2 Granodiority (Blatná, Kozárovice)
- SP3 Granodiorit (Smolotely)
- SP4 Durbachit (Vepice)
- SP5 Dioritový porfyr (Dolní Hbity)
- SP6 Granodiorit (Maková Hora)
- SP7 Granit/žula (Blatná-Slatina)
- SP8 Granodiorit (Smolotely)
- SP9 Granodiorit (Maková Hora)

PŘEMĚNĚNÉ HORNINY

- P1 Migmatit (Radětice)
- P2 Mramor (Skoupý)
- P3 Mramor (Smrčnick)
- P4 Kvarcit (Smrčnick)
- P5 Granulit (Klet)
- P6 Ortorula-amfibolit (Křoví)
- P7 Ortorula (Jezeří)
- P8-1 Metabazit (Miletníky)
- P8-2 Metabazit (Křišťanov)
- P9 Eklogit (Meluzína)
- P10 Eklogit (Borek)
- P11 Amfibolit (Svojanov)
- P12 Svor (Svojanov)

USAZENÉ HORNINY

- U1 Ortocerový vápenec (Lochkov)
- U2 Vápenec (Lochkov)
- U3 Vápenec (Lochkov)
- U4 Vápenec (Barrandovské terasy)
- U5 Pískovec (Lány)
- U6 Pískovec a slepenec (Vyhnanov)
- U7 Slepenec (Sokolovská pánev)
- U8 Pískovec (Krákorka)
- U9 Pískovec (Krákorka)
- U10 Zkamenělé kmeny (Sokolovská pánev)
- U11 Slepenec (Sokolovská pánev)

