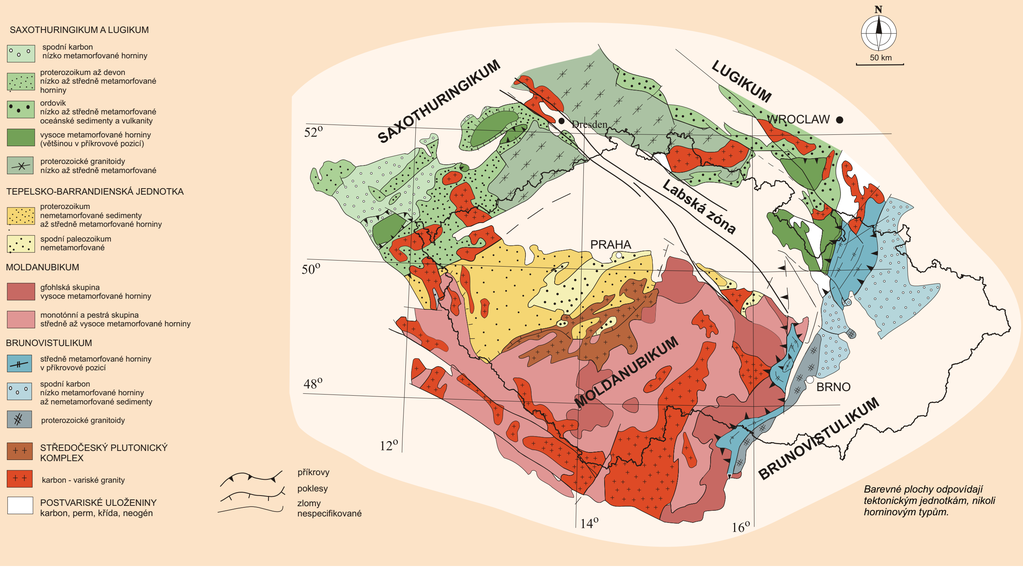
ČESKÝ MASÍV

ZJEDNODUŠENÁ TEKTONICKÁ MAPA ČESKÉHO MASÍVU



Barevné plochy odpovídají tektonickým jednotkám, nikoli horninovým typům.

Nejvýraznějším geomorfologickým 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 vyvřelými horninami, které vznikly při předchozím velkém horotvorném procesu, tzv. variské (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.

ZÁKLADNÍ ČLENĚNÍ ČESKÉHO MASÍVU

Český masív sestává z pěti základních stavebních jednotek (obr. vlevo): saxothuringika a lugika, tepelsko-barrandienské jednotky, středočeského plutonického komplexu, moldanubika a brunovistulika. Pod 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 obrázku 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.

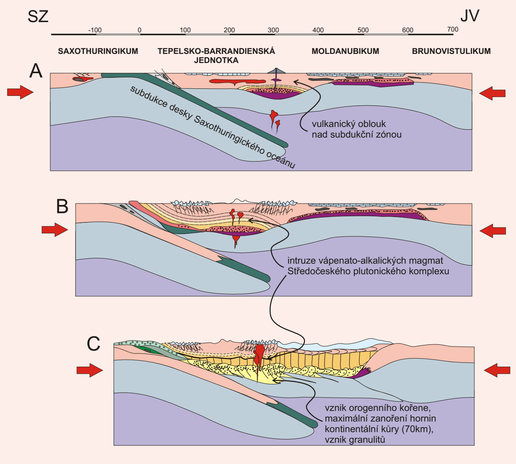
Tepelsko-barrandienská jednotka sestává především ze sedimentárních hornin – jednak nemetamorfovaných, jednak metamorfovaných za středně vysokých teplot a tlaků, tj. v nepříliš velké hloubce pod zemským povrchem.

Středočeský 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 středně tlaké a středněteplotní metamorfózy. Tato metamorfóza je důsledkem závěrečného stadia variské kolize.

GEOTEKTONICKÝ MODEL VZNIKU ČESKÉHO MASÍVU



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. A**).
V období svrchního devonu došlo nad subdukční zónou ke vzniku kontinentálního vulkanického oblouku a k tzv. zaobloukovému rozpínání litosféry (**obr. B**).
Poté, co byla oceánská litosféra subdukčním procesem postupně pohlcena (tzv. zkonzumována), počala kolize dvou kontinentálních litosfér, doprovázená výrazným ztluštěním kontinentální kůry a vmístěním (tzv. intruzí) magmat dnešního středočeského plutonického komplexu (365-345 mil. let). Kdy přesně přešla subdukce oceánské 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. C**), 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. D**).

granitoidní magmata
bazická magmata
kontinentální kůra
oceánská kůra
litosferická část zemského pláště
astenosferická část zemského pláště

všechny ostatní barvy odpovídají horninám kontinentální kůry, které prošly různým stupněm metamorfózy

SEDIMENTÁRNÍ PÁNVE ČESKÉHO MASÍVU

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 obrázku vlevo 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.

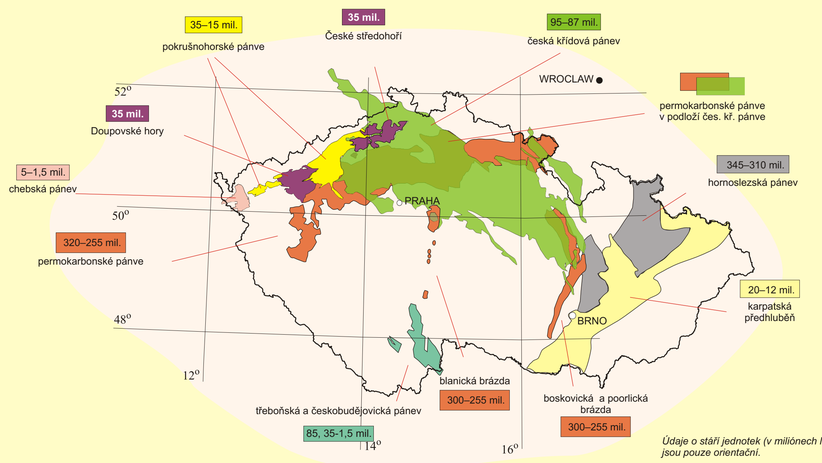
Brzy po ukončení kolize, v mladším karbonu (320 mil. let), se uvnitř mohutného variského pohoří začaly vytvářet sedimentární pánve, a to nejen v Českém masívu, ale po celé Evropě. Kolizí způsobené vyzdvižení pohoří totiž vedlo patrně k tomu, že jeho značná hmota se stala nestabilní a začala se roztahovat 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 popely a lávy 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 zarovnávání zbytků variského pohoří. Až do počátku mladší křídy, 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 rekonstruovat.

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. 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. Tytéž zlomové zóny na konci období křídy (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 roztažením a poklesem zemské kůry, jako například rýnský prolom nebo právě oherský rift. Pokles bloků podél zlomů vzniklých roztažením 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.



Údaje o stáří jednotek (v miliónech let) jsou pouze orientační.

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. V oblasti západně od Františkových Lázní soptily vulkány ještě před několika stovkami tisíc let, což je z hlediska geologického času téměř současnost. Trvající zemětřesná i další geologická aktivita v této oblasti je monitorována např. Geofyzikálním ústavem Akademie věd České republiky. Poměrně mladým jevem, který proběhl pouze před několika miliony 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 zařízlým 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. spraších, prachovitých sedimentech uložených větrem v nehostinné tundře, ležící před čelem skandinávského 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 sebeničující charakter nebo najdeme rovnováhu mezi svým pohodlím a přírodními zdroji?

autoři textu: S. Ulrich, D. Uličný, L. Špičáková, A. Špičák?k, podle 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.