

Geologický vývoj území České republiky

Doplněk k publikaci

„Příprava hlubinného úložiště radioaktivního odpadu a vyhořelého jaderného paliva“

Geologický vývoj území České republiky



Správa úložišť
radioaktivních odpadů



Ústav geologie a paleontologie,
Přírodovědecká fakulta UK, Praha

Úvod

Česká republika, zaujímavá plošně poměrně malé území střední Evropy, je kromě jiných zvláštností, výjimečná i velmi zajímavou a pestrou geologickou minulostí, která je zapsána do stavby zemské kůry. Historie jejího vývoje zahrnuje podle dosavadních znalostí dlouhý časový interval od staršího proterozoika (paleoproterozoika) až do recentu tj. cca 2,1 mld let. Základní rysy stavby zemské kůry, které se odrážejí v geologických mapách, však území naší republiky vtiskly až relativně mladší etapy reorganizace bloků zemské kůry – orogenetické cykly variský a v menší míře ještě alpínský, který ovlivnil zejména východní část republiky zhruba od linie Znojmo – Ostrava.

Přestože geologická stavba území České republiky byla systematicky zkoumána již od poloviny 19. století, převratné změny v dosavadních pohledech na interpretaci stavby a vývoje Českého masivu přinesla až aplikace koncepce globální tektoniky litosférických desek, která se začala rozvíjet od šedesátých let minulého století. Ta spolu s moderními metodami radiometrického datování hornin, paleomagnetickými výzkumy i dalšími údaji z oblasti stratigrafie, paleobiogeografie, paleoklimatologie, ale i strukturní geologie a tektoniky přinesla v posledních dvou desetiletích poměrně převratné změny v pohledech na vývoj Českého masivu (ČM) a Západních Karpat (ZK)

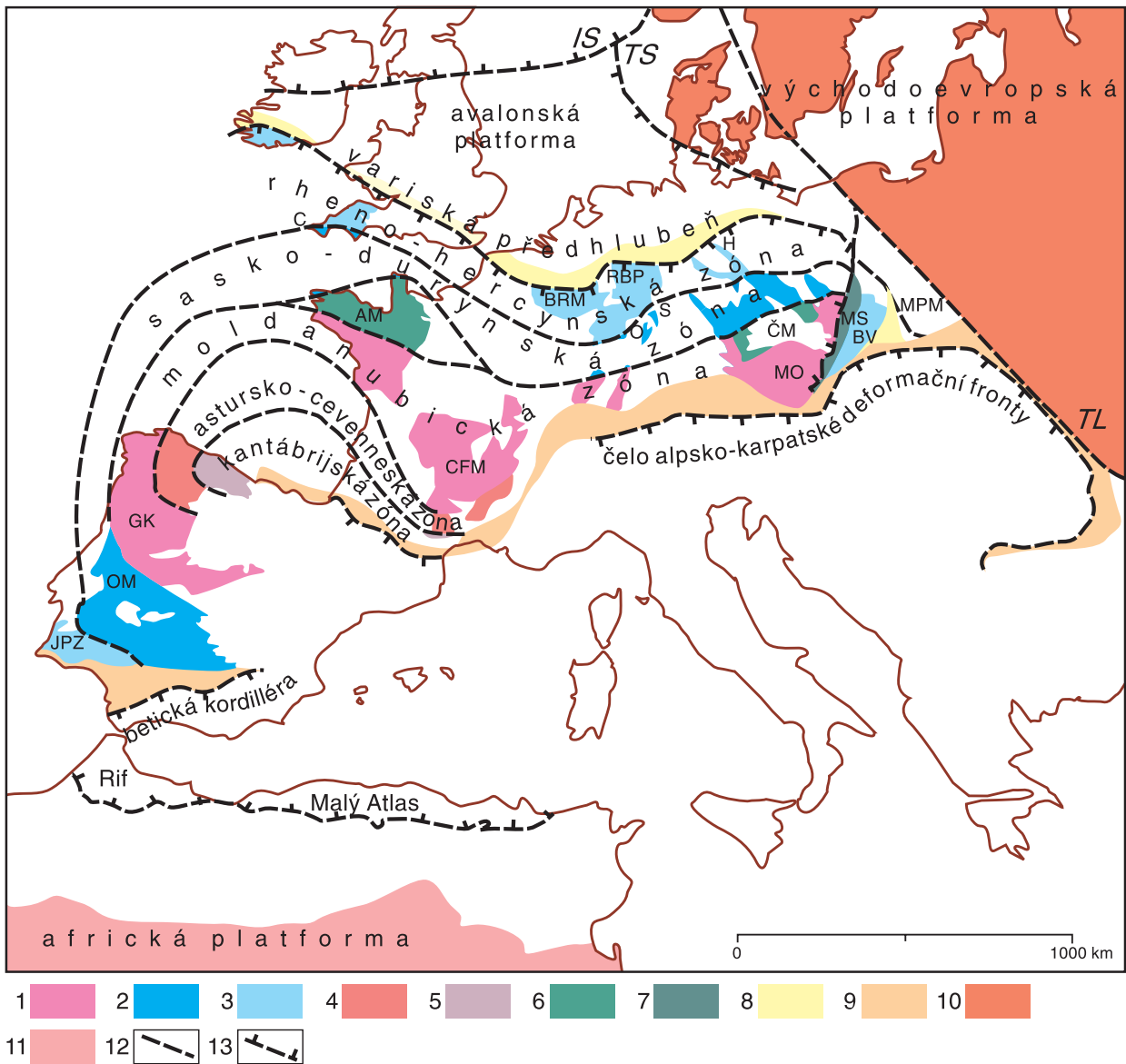
1. Základní geologické jednotky vystupující na území České republiky

Území České republiky je, kromě své geografické i geopolitické pozice, také významným uzlovým bodem i v geologickém obraze Evropy. V moravské části republiky se stýkají dvě různě staré součásti Evropy, které se liší geologickým vývojem i geofyzikálními parametry zemské kůry. Čechy a část západní Moravy a Slezska jsou součástí ČM, jednoho z nejvýznamnějších a plošně nejrozsáhlejších fragmentů variského (hercynského) orogénu, který vznikl během devonu a karbonu (cca mezi 380–320 Ma) kolizí perigondwanských mikrokontinentů (tj. mikrokontinentů situovaných ve starším paleozoiku původně při severním okraji gondwanské pevniny) s Avalonií a Baltikou (východoevropskou platformou – **obr. 1**).

Východní část Moravy a Slezska náleží k orogénu ZK, který je jednou z dílčích součástí alpid – rozsáhlého horského systému jižní Evropy, který vznikl kolizemi kontinentálních fragmentů situovaných mezi s. okrajem Afriky a varisky konsolidovanou západoevropskou epivariskou platformou během mezozoika a terciéru.

ČM a ZK se vzájemně odlišují kromě stáří horninových celků a hlavních deformačních událostí, také rozdílným zastoupení jednotek krystalinického fundamentu a jeho zvrásněného a platformního pokryvu, který v Karpatech s výjimkou nejmladšího terciéru a kvartéru téměř chybí. Naopak varisky deformovaný a metamorfovaný podklad mezozoických a kenozoických jednotek vystupuje jen v centrálních Západních Karpatech. V ZK převažují suprakrustální nemetamorfované sedimentární formace, což je důsledkem podstatně rozdílného erozního niveau, daného kromě jiných faktorů (geometrie kolize, šířka orogénu aj., termomechanické vlastnosti kůry) i podstatně menším stářím tohoto orogénu.

Po vyvrásnění alpínských pohoří získává Evropa zhruba dnešní rysy geologické stavby. Z paleogeografického hlediska však byla zvláště v mezozoiku situace rozdílná. Značná část Evropy byla během tohoto období zaplavena mělkými epikontinentálními moři, ze kterých vyčnívaly jen ojediněle menší či větší elevace variského horstva.



Obr. 1: Postavení Českého masivu v evropských variscidách.

1 moldanubická zóna (na povrch vystupující masivy označeny zkratkami: **MO** - moldanubikum a jemu metamorfne odpovídající jednotky v Českém masivu (**ČM**), **CFM** - Centrální francouzský masív, **GK** - galicijsko-kastilská oblast, **AM** - Armorický masív; **2** sasko-duryňská oblast: **O** - Odenwald, **S** - Spessart, **OM** - Ossa Morena); **3** rhenobercynská zóna (**H** - Harz, **RBP** - Rýnské brázdilné poboří, **BRM** - Brabantský masív, **C** - Cornwall, **JPZ** - jiboportugalská zóna); **4** asturská zóna, **5** kantabrijská zóna; **6** tepelsko-barrandienská oblast a severoarmorická oblast; **7** moravosilesikum, **8** variská předhlubeň; **9** alpská předhlubeň; **10** východoevropská platforma, **11** africká platforma; **12** tektonické hranice jednotlivých zón evropských variscid (nerozlišené) a tektonický okraj východoevropské platformy - **TL** (Tornquistova linie); **13** tektonické hranice prvního řádu: čela alpské a variské deformační fronty; významné kaledonské sutury: **TS** sutura po kaledonském uzavření Tornquistova moře, **IS** - sutura po kaledonském uzavření oceánu Iapetus; samostatné jednotky připojené k východoevropské platformě během staršího paleozoika, **MPM** - Malopolský masív, **BV** - Brunovistulikum.

1.1. Český masív

ČM je jedním z největších souvisle vystupujících fragmentů původně rozsáhlého variského (hercynského orogénu), který vystupuje z podloží mladších epivariských platformních sedimentů. Poměrně rozsáhlý variský (hercynský) orogén se formoval postupně během připojování perigondwanských fragmentů k Laurussii (bližší informace viz publikace - Franke, 1989; Franke et al., 2000; Matte, 1986; Matte, 1991; Matte, 1990; Winchester 2002; Ziegler, 1982; Ziegler, 1984) tj. k severněji ležícímu kontinentu, který vznikl jako důsledek kaledonské konvergence Laurentie a Baltiky.

Na základě současných koncepcí vývoje kontinentů (Condie, 1989), které vycházejí z uplatnění principů deskové tektoniky, je možno ČM interpretovat jako heterogenní celek, složený ze čtyř samostatných regionálních jednotek, které jsou definovány zejména specifickou stratigrafickou náplní, tekto-magmatickým vývojem a tektonickým omezením vůči svému okolí. Této definici v ČM odpovídají (viz – obr. 2):

- a) tepelsko-barrandienská oblast (TBO),
- b) sasko-durynská oblast (saxothuringikum) – (SDO),
- c) moravskoslezská oblast (moravosilezikum) – (MSO),
- d) moldanubická oblast (MO)

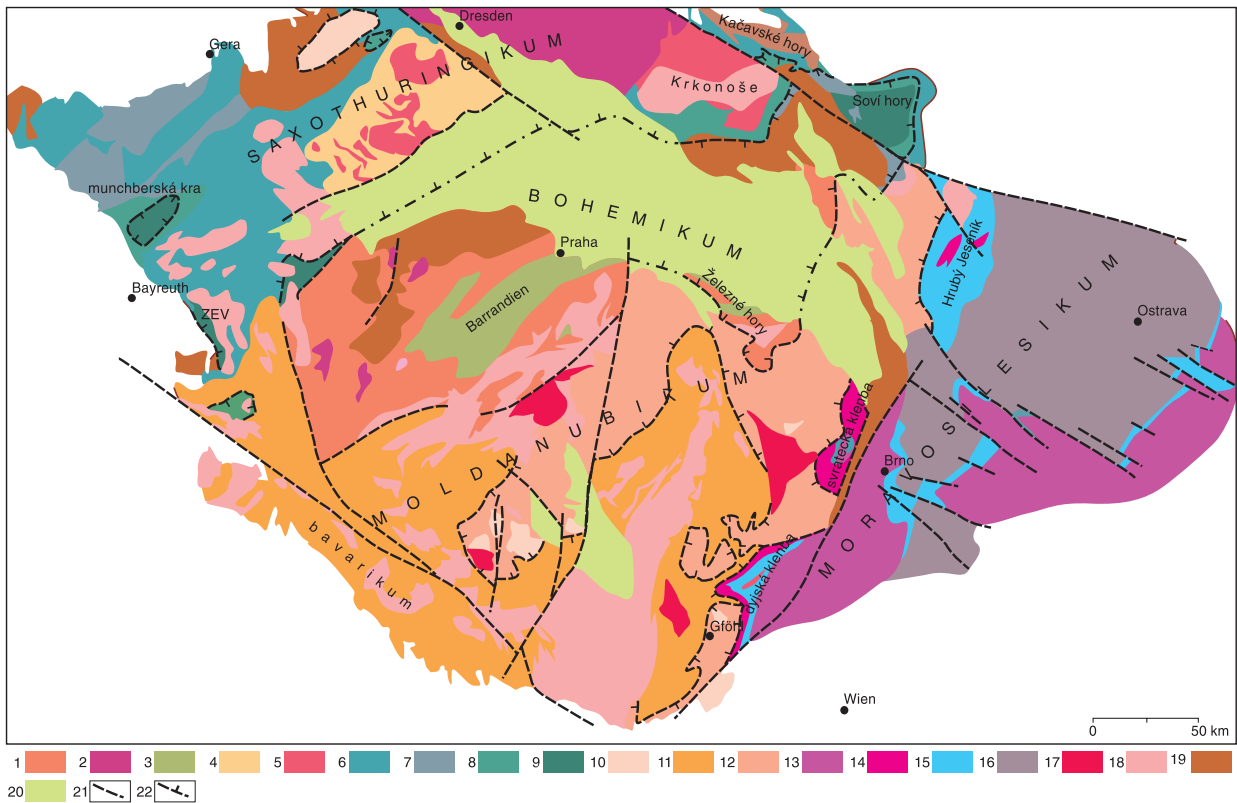
Přinejmenším tři ze čtyř výše uvedených jednotek patrně odpovídají samostatným mikrokontinentům. Problematická je dosud samostatnost moldanubické oblasti. Má odchylnou litologii, geofyzikální charakteristiky kůry i subkontinentálního pláště (Babuška, Plomerová, 2001; Beránek, Dudek, 1981; Beránek, Zátpek, 1981), tektonické omezení (zcela evidentní je vůči moravsko-slezské oblasti i tepelsko-barrandienské oblasti) a hlavně jiný metamorfní vývoj, daný podstatně hlubší úrovní současného denudačního řezu.

Výše uvedené jednotky, přestože jsou odděleny významnými suturními zónami nebo zlomovými liniemi, mají řadu společných znaků zejména v neoprotezoickém a u části z nich i v kambroordovickém vývoji, naopak se významně odlišují v mladší etapě paleozoického vývoje během variské orogeneze. Po jejím skončení je ČM postupně transformován v platformní jednotku. Paleomagnetická data ze spodního permu dokládají, že se celá západní, střední a severní Evropa chovala jako jeden celek, označovaný jako severoevropská platforma. Její součástí byl i ČM. Během karbonu se postupně stal souší. Na většině území s výjimkou mezihorských depresí dochází k hluboké erozi variského podkladu. Eroze a kontinentální sedimentace byla přerušena pouze na krátkou dobu mořskou záplavou části území v juře, křídě a terciéru. Kromě ukládání sedimentů v depresích byla tvářnost platformního pokryvu ČM dotvářena též různými typy vulkanických těles křídového až kvartérního stáří.

1.2. Západní Karpaty

ZK jsou jednou z dílčích větví rozsáhlého orogenního pásma tethydních alpid, který se táhne z oblasti Španělska až do jv. Asie. Na území České republiky zasahují jen v nejuvýchodnějších oblastech Moravy a Slezska. Proto budou o jednotkách ZK, jejichž horninové komplexy nejsou z hlediska sledovaného cíle z řady důvodů perspektivní, poskytnuty jen základní informace.

Vývoj ZK začíná již krátce po skončení variské orogeneze, která dala vznik obrovskému superkontinentu, nazývanému jako Pangea. Reorganizace pohybů hmot (konvekce) v plastické vrstvě svrchního pláště – astenosféře, způsobila, že se Pangea již brzy po svém vzniku začala rozpadat. V oblasti dnešního Středozemního moře se variskou orogenezí spojený okraj severní Afriky a variské Evropy, začal opět oddělovat podle systému úzkých příkopů – riftů, které oddělovaly úzké pásy kontinentální kůry.



Obr. 2: Tektonická skica Českého masivu s vyznačením základních stavebních jednotek (upraveno podle Matte et al. 1989):

Tepelsko-barrandienská oblast (Bohemikum, středočeská oblast): 1 svrchnoproterozoické sedimenty a vulkanity, 2 prevariské (kambro-ordovické) magmatity, 3 staropaleozoické sedimenty a vulkanity (kambrium až devon);

Sasko-duryňská oblast (saxothuringikum): 4 svrchnoproterozoické metasedimenty, 5 kadomské metagranity (ortoruly), 6 paleozoické metasedimenty (kambrium – devon) 7 spodnokarbonský flyš (kuhm) 8 spodní část allochtonních jednotek tvořená epizodně metamorfovanými sedimenty baziky a ultrabaziky, 9 silně metamorfované jednotky allochtonních komplexů v saxothuringiku a moldanubiku (Winklern), 10 granulitové komplexy s masivy ultrabazických plášťových a vysokotlakých hornin;

Moldanubická zóna (v pojetí Matte et al. 1989: 11 silně metamorfované vulkanosedimentární komplexy proterozoického až paleozoického stáří (ostrongká a drosendorfská jednotka), 12 allochtonní silně metamorfované komplexy gföblské jednotky s relikty vysokotlakých hornin;

Moravsko-slezská oblast (moravosilesikum včetně brunovistulika): 13 kadomský fundament brunovistulika (kadomské granulitoidy a jejich metamorfní plášť, 14 kadomské ortoruly moravosilesika, 15 devonské až spodnokarbonské platformní i zvrásněné vulkanosedimentární formace moravosilesika a brunovistulika, 16 visézska až namurská klastika variského flyše s přechodem do slabě deformovaných sedimentů variské předblubně;

Variské granitoidy: 17 melanokráttní žuly a syenity (durbachity) 18 tonality až granity (350–305 Ma), 19 pemokarbonské platformní sedimenty, 20 mladší platformní pokryvy, 21 významné zlomové linie, 22 příkrovové násuny.

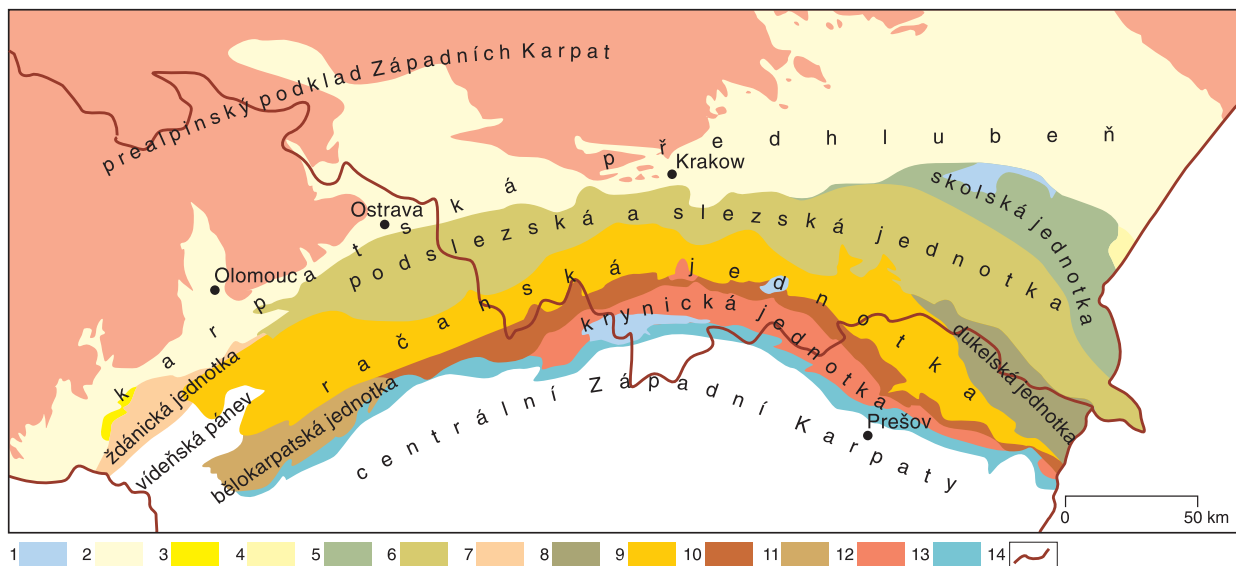
Počátky vzniku úzkých riftových pánví jsou patrné již v triasu. Během jury a křídý docházelo k jejich rozšiřování a diferenciaci při současném šikmém vzájemném pohybu Afriky a Evropy. Koncem jury se však některé z nich opět začaly uzavírat, což vedlo později až ke kontinentálním kolizím dílčích mikrobloků, které v evropském prostoru proběhlo ve třech vlnách v průběhu jury až spodní křídý (cca 160–120 Ma), svrchní křídý (110–80 Ma) a paleogénu až neogénu (45–12 Ma). Podklad mezozoických a terciérních jednotek, později zvrásněných během alpinského cyklu, kromě oceánských domén, tvoří jak v Alpách tak i Karpatech převážně různé části varisky zformované kůry.

Migrace orogenních procesů k severu se v ZK projevila v charakteristické zonalitě orogénu, která se stala základem pro jeho vnitřní členění. Karpaty se v současné době dělí od jihu k severu na **vnitřní, centrální** a **vnější** ZK. Tyto tři samostatné celky jsou odděleny dvěma diachronně se vyvíjejícími oceánskými suturami – jurskou **meliatskou** a svrchnokřídovou až staroterciérní **váhickou**, jejímž povrchovým projevem je zóna bradlového pásma, která zaujímá přechodní pozici mezi vnějšími a centrálními Karpaty. Tyto zóny oddělují paleogeograficky, geologicky i stratigraficky různé

segmenty s odchylným pre-mezozoickým, mezozoickými i terciérním vývojem. Protože jak centrální, tak i vnitřní Karpaty na území České republiky nezasahují, budou stručně charakterizovány jen jednotky vnějších Karpat.

Vnější Karpaty jsou reprezentovány na území východní Moravy a Slezska dvěma akrečními flyšovými komplexy (pestrými komplexy hornin tektonicky shrnovanými z oceánského dna nebo odloučenými z okraje nadložní litosférické desky) a karpatskou předhlubní (**obr. 3**). Starší akreční komplex tvoří křídové, ale převážně paleogénní siliciklastické komplexy **magurské skupiny příkrovů** bezprostředně přiléhající k **bradlovému pásmu**, které bylo dříve interpretováno jako součást vnějších Karpat, v současnosti se zvláště jeho vnitřní části interpretují jako součást svrchnokřídovo-staroterciérního akrečního komplexu, který zaujímá pozici v místě předpokládané sutury po oceánské doméně váhika.

V magurské skupině příkrovů v rytmičce zvrstvených jednotkách, které jsou charakteristické pro flyšové pánve, dominují písčité členy nad jílovcí, prachovci a hrubšími klastiky. Celková mocnost sedimentů dosahuje několika km. Frontální části příkrovů této jednotky zasahují až poměrně hluboko na moravsko-slovenské pomezí přibližně k linii Hodonín – V. Meziříčí – Třinec. Zčásti jsou překryty sedimenty **vídeňské pánve** a svrchnomiocénními a pliocénními sedimenty výplně hornomoravského úvalu. Tento komplex byl zkracován již v průběhu paleogénu, ale k nasunutí na vnější skupinu příkrovů došlo až v průběhu miocénu v závěru uzavírání flyšových pánví (42–23 Ma). Velikost přesunu je odhadována na první desítky km.



Obr. 3: Schematická mapa rozšíření jednotek vnějších Západních Karpat.

1 mocnější akumulace kvartérních sedimentů uvnitř jednotek flyšového pásma

Neogénní předhlubně a vídeňská pánev: **2** vnější karpatská předhlubně v předpolí flyšových příkrovů;

Vnitřní předhlubně částečně zakryté čely příkrovů: **3** pouzdřanská jednotka, **4** stebnická jednotka

Vnější skupina příkrovů: **5** skolská jednotka, **6** ždánická jednotka, **7** podslezská a slezská jednotka, **8** dukelská jednotka

Vnitřní skupina příkrovů: **9** račanská jednotka **10** bystrická jednotka, **11** bělokarpatská jednotka; **12** krynická jednotka;

13 bradlové pásmo; **14** státní hranice.

Mladší akreční komplex je na území Moravy a Slezska tvořen **pouzdranskou**, **ždánickou**, **pod-slezskou**, **slezkou** a **předmagurskou** jednotkou. Na polském a slovenském území k této skupině příkrovů dále patří jednotky **skolská** a **dukelská**. Na rozdíl od předchozí jednotky obsahují sedimenty stratigraficky větší rozsahu od jury až po střední miocén. Kromě flyšových siliciklastických sledů jurského až spodnomiocénního stáří (střídání pískovců, jílovců, slepenců) jsou zvláště ve slezské jednotce obsaženy též karbonáty jurského a křídového stáří, které vystupují buď jako olistolity nebo jako tektonické útržky – bradla v blízkosti násunových linií dílčích příkrovových jednotek. Jednotky tohoto mladšího akrečního komplexu byly v průběhu miocénu nasunuty na **karpatskou**

předhlubeň, která vznikla prohybem předpolí tvořeného kadomským podkladem brunovistulika a jeho paleozoickým a mezozoickým pokryvem.

Předhlubeň se začala vytvářet již na rozhraní oligocénu a miocénu, sedimentace v ní přetrvala až do badenu. Převažovala v ní mořská sedimentace. Předhlubeň tvořila řada dílčích pánví, které vznikaly současně s přesouváním flyšových příkrovů. Proto sedimenty předhlubně leží v předpolí příkrovů, na nich i daleko pod jejich čely. V důsledku změn v tektonickém režimu docházelo k rychlým změnám rozsa- hu pánve, stratigrafickým hiátům a erozi starších sedimentů, které jsou nerovnoměrně vyvinuty v podélné ose pánve. Mocnosti převážně jílovitých a písčitých sedimentů mohou dosáhnout i přes 2 km.

V karpátu se v depresích flyšových příkrovů zakládá v oblasti mezi Vídní a Uherským Hradištěm **vídeňská pánev**, která má velice složitý tektonický vývoj. Patří ke skupině pánví pul apart typu, které se v ZK otevíraly v důsledku transtenze způsobené rotací Karpat vůči severoevropskému před- polí. Mořské písčité a jílovité sedimenty přecházejí postupně během svrchního miocénu do brakic- kých a později jezerních a říčních sedimentů až pliocénního stáří. Mořské miocénní sedimenty obsa- hují menší ložiska uhlovodíků, v kontinentálních sedimentech se vyvinuly lignitové sloje. Celková mocnost sedimentů dosahuje až 5 km.

Ještě mladší pánví tohoto typu je **pánev hornomoravského úvalu**, která vznikla oživením pohy- bů na zlomech labské linie. Vznikla koncem miocénu a sedimentace několika set metrů mocných kontinentálních sedimentů pokračovala až do pliocénu.

Extenze kůry centrálních a jižních Karpatech v prostoru nad k jihu subdukující oceánskou litosférou umožnila rovněž výstup andezitových a bazaltových magmat. Vulkanická činnost vyvrcholila ve středním miocénu, ale omezené míře pokračovala až do pliocénu. K této epizodě náleží drobné výskyty žil trachyandezitů a trachybazaltů v okolí Uherského Brodu, jejichž stáří 16 Ma určené K-Ar metodou spadá do svrchního badenu (Přichystal et al., 1988).

2. Geodynamický vývoj Českého masivu v kontextu amalgamace Evropy

Současná podoba Evropy je výsledkem postupné několikafázové amalgamace kontinentálních bloků k starému jádru Evropy, které představuje **východoevropská platforma** tj. baltský štít a ruská tabu- le. Podle posledních údajů je nejstarší fází akrece připojení gondwanských mikrokontinentů situova- ných dnes podél **Tornquistovy linie** v období kambria. K těmto gondwansky derivovaným mikro- blokům patřil **malopolský blok**, pravděpodobně i naše **MSO**, zahrnující brunovistulikum a jeho varisky přepracovaný okraj moravosilezikum. V druhé fázi akrece dochází v průběhu ordoviku a silu- ru během uzavírání oceánu Iapetus a jeho jv. větve Tornquistova moře. Kolize Laurentie (dnešní Severní Amerika a Grónsko) s Baltikou dala vznik novému velkému kontinentu – **Laurussii**. Horni- nové celky vysunuté z prostoru zaniklého oceánu a okrajů obou kontinentů daly vznik bivergentní- mu kaledonskému orogénu, jehož západovergentní větev je zachována na britských ostrovech, výcho- dovergentní větev tvoří západní lem Baltiky.

Téměř současně byl z jihu připojen další krustální fragment tzv. **Východní Avalonie**, který má peri- godwanský původ. K amalgamací (tj. připojení) tohoto fragmentu došlo po uzavření tzv. Tornquistova moře začátkem siluru.

Akrece Evropy pokračovala v průběhu variského orogenního cyklu, kdy se k jižnímu okraji připojila skupina kontinentálních fragmentů tzv. **armorické skupiny mikrokontinentů**, kterou tvořila **Armorika** s.s. (jednotky vystupující v armorickém masivu v Normandii a Bretani v sz. Francii), **Perunika** tj. TBO, **Saxothuringika** a možná i **Moldanubia**, i když o samostatnosti tohoto fragmen- tu jsou určité pochybnosti. Před konečným připojením toho archipelagu docházelo v průběhu od středního devonu do spodního karbonu k dílčím kolizím mezi jeho jednotlivými bloky. Subdukce

a následné kontinentální kolize jsou indikovány radiometrickými stářími metamorfitů, které vznikaly během subdukčních procesů, tak i nástupem syntektonických flyšových sedimentů.

V závěrečných fázích amalgamace armorických mikrokontinentů k Laurussii se uplatnily pohyby na pravostranných střížných zónách paralelních s Tornquistovou linií, které způsobily rotaci bloků proti směru hodinových ručiček a vykliňování jednotek východního okraje Variscid. V menší míře byla šikmá kolize kompenzována též na konjugovaných SV-JZ střížných zónách. V důsledku těchto pohybů získávají jednotlivé zóny variscid charakteristický obloukový průběh.

2.1. Provenience jednotek Českého masivu

ČM lze na základě rozdílů ve stavbě a geologickém vývoji rozčlenit na čtyři autonomní oblasti (podle závazného regionálně geologického členění ČM (Commission, 1994): **moldanubickou, tepelsko-barrandienskou, sasko-durynskou a moravsko-slezskou**. Toto základní dělení odráží existenci čtyř samostatných krustálních fragmentů, oddělených původně oceánskými doménami, jejichž stopu dnes indikují výskyty ofiolitových komplexů a/nebo pásů s vysokotlakými a plášťovými horninami (mariánsko-lázeňský komplex, letovický ofiolitový komplex, modré břidlice železnobrodského krystalinika a Rýchor, vysokoteplotní a vysokotlaké horniny gřohlské jednotky). Paleomagnetická data (Krs et al., 2001; Tait et al., 2000), řada shodných znaků ve vývoji kadomského fundamentu, přítomnost kadomských alkalicko-vápenatých granitoidů, které vznikaly tavením hornin nad subdukční zónou a flyšových sekvencí deformovaných během kadomské orogeneze dokládá, že tyto jednotky byly součástí pásu ostrovních oblouků, případně akrečních komplexů na severním okraji Gondwany. V období na rozhraní proterozoika a paleozoika se tento pás rozkládal v oblasti nízkých jižních zeměpisných šířek.

Spektrum získaných stáří z magmatitů, případně z klastických slíd, zirkonů v proterozoických i paleozoických jednotkách ukazuje, že jednotky moravoslezika mají spíše afinitu k amazonskému kratonu (Hegner, Kröner 2001), což ovšem není plně v souladu s představou, že tyto jednotky byly situovány v průběhu kambria v těsné blízkosti Baltiky. TBO byla na konci neoproterozoika situována spíše v blízkosti západoafrického kratonu. Příslušnost moldanubické oblasti lze obtížně hodnotit pro její silné variské přepracování, ale distribuce klastický zirkonů v pararulách (Gebauer et al., 1989, Kröner et al. 1988), přítomnost paleoproterozoických a mezoproterozoických a kadomských ortorul v moldanubiku spíše podporuje také jeho afinitu k západoafrickému kratonu (Wendt et al., 1993). V případě severní části ČM (lugika = Západních Sudet) jsou údaje dosud rozporné (srovnej Crowley et al., 2001; Hegner, Kröner, 2001). Litologický vývoj svrchního proterozoika, tektomagmatický vývoj a metamorfni postižení svědčí, že nejvíce shod v neoproterozoickém vývoji existuje v rámci armorické skupiny kontinentů mezi armorickým masivem a tepelsko-barrandienskou oblastí. Poměrně úzké vazby existovaly v neoproterozoiku i mezi TBO a sasko-durynskou oblastí (litologický vývoj), podobný je charakter slepenců (Klápová, Hyršl, 2000), ale např. magmatický vývoj byl poněkud odchylný.

2.2. Prevarijský geodynamický vývoj jednotek Českého masivu

Prevarijský geodynamický vývoj jednotek můžeme rozdělit do dvou etap: **neoproterozoické a staro-paleozoické**. Neoproterozoický vývoj lze nejlépe dokumentovat v tepelsko-barrandienské oblasti nebo ve varisky slabě přepracovaných oblastech saxothuringika. V litologickém záznamu je patrný přechod do režimu aktivní subdukce ve svrchní části kralupsko-zbraslavské skupiny, který byl doprovázen vznikem ostrovních oblouků a následně vytvářením akrečního klínu flyšových sedimentů nad subdukující oceánskou litosférou. Během kambria subdukce vyznívá a aktivní okraj se transformuje v okraj pasivní. Části konsolidované panafrickou orogenezí se v průběhu kambria začaly oddělovat od mateřské gondwanské pevniny. Vzniká systém riftů, podle kterých došlo k rozdrobení původně poměrně souvislého avalonsko-kadomského pásu mikrokontinentů.

Paleomagnetická, paleobiogeografická data a analýza klastických slíd a zirkonů ukazují, že nejdříve a nejrychleji se oddělila východní Avalonie a fragmenty vystupující na východní periferii ČM (brunovistulikum, malopolský masiv, případně lysogorská jednotka svatokřížských hor – např. Belka et al., 2001). Malopolský masiv a brunovistulikum se dostaly do přímého kontaktu již v průběhu kambria.

Později na pomezí kambria a ordoviku se začínají oddělovat i zbylé armorické mikrokontinenty. Oddělování těchto mikrokontinentů je kromě paleomagnetických záznamů indikováno i rozsáhlým bimodálním riftovým vulkanismem a magmatismem, jehož počátek spadá do období mezi 520–480 Ma (tj. rozhraní kambria a ordoviku). Tento magmatismus je sledovatelný zejména podél okrajů postupně se oddělujících bloků v celém prostoru armorické skupiny kontinentů. Změny tektonického režimu na rozhraní kambria i ordoviku způsobily, že kambrický sedimentační cyklus, spjatý částečně s vývojem kadomským, je ostře oddělen od cyklu ordovicko-devonského v tepelsko-barrandienské jednotce nebo v saxothuringiku ordovicko-spodnokarbonského. Zrychlení rozpínání původně kontinentálních riftů pak postupně vedlo ke vzniku Rheického a naopak uzavírání Tornquistova oceánu.

Z paleomagnetických dat i paleoklimatických indikátorů (Krs, Pruner, 2001) je patrné, že např. TBO se postupně přesouvala z nižších jižních zeměpisných šířek (v ordoviku cca 40° j.š., 20° j.š. v siluru) na severní polokouli. V devonu byla v rovníkové tropické oblasti, v průběhu spodního karbonu překročila rovník. Extenzní režim v těchto kontinentálních fragmentech přetrvával až do spodního devonu, kdy se tektonický režim s nástupem variské orogeneze začal měnit na kompresní. Proto jsou staropaleozoické stopy, které se ukládaly na pasivních okrajích těchto fragmentů ve většině jednotek, kde máme paleontologické doklady, převážně souvislé.

Samostatnost brunovistulika opodstatňuje i odchylný staropaleozoický vývoj. Na zvrásněném metamorfovaném kadomském podkladu spočívá diskordantně nově zjištěné kambrium (Jachowicz, Přichystal, 1997). Ordovické stopy na našem území chybí, silur je znám jen z malého výskytu u Stínavy (Kettner, 1935). Devonsko-karbonský cyklus začíná velkou diskordancí. Bazální klastika, která mají charakter typických klastických sedimentů facie „old red“ – (starého červeného pískovce) a spodnokarbonský flyš ukazuje, že brunovistulikum bylo v tomto období již součástí Laurussie a bylo tedy předpolím spodnokarbonsky k V nasouvaných jednotek lugodanubika (tj. moldanubika a lugika). Další odlišností je i rozsáhlý svrchnodevonský rifting kontinentální kůry brunovistulika, který způsobil značnou faciální diferenciaci sedimentů v prostoru devonských pánví brunovistulika.

2.3. Variský geodynamický vývoj jednotek Českého masivu

Variská orogeneze byla důsledkem vzájemných kolizí armorických mikrokontinentů a jejich finální amalgamace k Avalonii a Brunovistuliku. V ČM se jedná o kolize tepelsko-barrandienské desky s moldanubikem a saxothuringikem, následované finálním amalgamací tohoto celku k variskému předpolí, které tvořil na S a SZ kaledonsky konsolidovaný blok východní Avalonie a na SV Brunovistulikum. Rozdíly ve variském vývoji čtyř základních jednotek ČM jsou dány jejich různým postavením v armorické skupině mikrokontinentů, které do procesů variských kolizí vstupovaly ve značných časových odstupech. Geometrie subdukčních zón, která do značné míry determinovala i pozdější procesy kontinentálních kolizí, zejména vergence násunových pohybů na rozhraní kolidujících fragmentů. Řídícími suturami, které kontrolovaly procesy variské orogeneze byly sutury: **gföhlská** a její ekvivalenty v centrálním francouzském masivu (**jihobretaňská**) a Iberském poloostrově (**galicijská**), **tepelská** (sutura mezi TBO a saxothuringikem) a **rheická** resp. **rhenohercynská**, mezi Avalonií a s. okrajem saxothuringika. V rheické sutuře byla již v průběhu paleozoika konzumována oceánská kůra Rheického oceánu, čímž došlo k přiblížení armorické skupiny mikrokontinentů k Avalonii. Ve středním devonu se však mezi Avalonií a Saxothuringikou začal otevírat tzv. následník Rheického oceánu – oceán Rhenohercynský, který byl uzavřen až při finální amalgamací celé skupiny armorických mikrokontinentů k Avalonii. Z těchto sutur jsou postupně obdukovány horniny ofiolitové asociace, případně vysokotlaké asociace na okraje kolidujících mikrokontinentů.

Nejdříve se uzavírala gföhlská sutura mezi moldanubickým a tepelsko-barrandienským mikroblokem (na základě analogie s centrálním francouzským masivem to bylo patrně v rozmezí siluru a spodního devonu). Z této sutury byly vysunovány metamorfované komplexy většinou s prekambriky a staropaleozoickými protolitovými stářími směrem k jihu a v případě ČM k jihovýchodu. Ztluštěná moldanubická kůra byla silně zahřátá, čímž došlo během spodního karbonu k rozsáhlé parciální anatexi hornin a vzniku rozsáhlých granitoidních těles. Rychlá exhumace ztluštěného orogenního kořene způsobila jeho hlubokou erozi až na úroveň střední kůry. Proto v moldanubiku chybí méně metamorfované nebo nemetamorfované suprakrustální jednotky.

Sutura **tepelská**, která tvoří dnešní geologickou hranici tepelsko-barrandienského mikrobloku a saxothuringika, se uzavírala taktéž v devonu, k obdukci vysokotlakých hornin docházelo v období ke konci středního devonu (cca 380–370 Ma). Horniny z hlubších partií sasko-durynského oceánu a obou kontinentálních okrajů byly vysouvány směrem k SZ na sasko-durynský autochton. V důsledku vyklenování sz. okraje tepelsko-barrandienské oblasti došlo k vytvoření prográdní variské metamorfní zonálnosti a ukončení sedimentace v pražské pánvi během givetu. Podsunováním oceánské kůry pod sz. okraj TBO se v době v intervalu cca 370–330 Ma vytvářel magmatický oblouk reprezentovaný dnes zejména CA granitoidy středočeského plutonu a dalšími tělesy, které dnes vystupují při j. a jv. okraji TBO. Vysokotlaké komplexy ZEV, münchberské kry, reprezentující zbytky oceánské domény, byly při následné kolizi přesunuty na značné vzdálenosti na sasko-durynské předpolí, kde dnes zaujímají pozici tektonických bradel.

Nejexternější suturami variscid jsou sutury rheická a rhenohercynská. Starší sutura rheická, která se uzavřela již v průběhu devonu je indikována alkalicko-vápenatým vulkanismem a výšetlakou, nízkoteplotní (HP-LT) metamorfózou v oblasti tzv. severní fylitové zóny na pomezí saxothuringika a rhenohercynika. Na ní došlo k přiblížení armorické skupiny kontinentů a Avalonie. Ve středním devonu vzniklá mezi aktivním okrajem saxothuringika a severní fylitovou zónou následnický Rhenohercynský oceán, který se uzavíral až během spodního karbonu. Oceánská kůra při jeho uzavírání subdukovala k jihu pod okraj saxothuringika. Následná kontinentální kolize, způsobila vysunutí devonsko-karbonových komplexů ze sutury směrem k severozápadu na avalonské předpolí. Zároveň však v důsledku zpětných násunů docházelo k deformaci přilehlého okraje saxothuringika, kde se vytvářel klín převážně flyšových sedimentů s opačnou vergencí. Subdukce pod saxothuringikum vyvolávala v horní desce extenzi spjatou s poklesem kůry saxothuringika, na níž se ukládaly mocné devonsko-karbonové sledy doprovázené intenzivní vulkanickou činností.

Ekvivalentem této sutury v ČM jsou patrně komplexy na pomezí brunovistulika a lugodanubika, z nichž byly devonsko-karbonové převážně flyšové komplexy vysunuty směrem na k V na brunovistulické předpolí. Metaofiolity letovického krystalinika, spočívající v podloží moldanubického nasunutí oddělující lugodanubickou zónu od brunovistulika jsou jejím nejpravděpodobnějším reliktem.

2.4. Postavení Českého masivu v rámci zonální stavby variského ortogénu a jeho dílčích fragmentů

Postupná migrace tektodeformačních událostí v čase a prostoru od jihu k severu spolu s rozdílnou geometrií hlavních zón zkrácení, vytvořila charakteristickou vějířovitou zonální stavbu variského ortogénu, která byla definována již v klasických pracích (Suess, 1926; Kossmat, 1927; Stille, 1951). Na základě stáří protolitů hornin podkladu a variského obalu, hlavních tektodeformačních etap, intenzity metamorfního postižení, pre a postvariských magmatických projevů, lze vymezit od jihu k severu následující zóny: moldanubickou, sasko-durynskou, rhenohercynskou a subvariskou předhlubeň, které lze sledovat v celém průběhu evropských variscid (**obr. 1**).

Moldanubická zóna se vyznačuje inverzní vnitřní metamorfní stavbou, vysokou intenzitou metamorfózy, přítomností HP-HT hornin, které se odlišují od podobných hornin v jiných zónách vyššími teplotami i tlaky ekvibrace vysokotlakých paragenezí. TBO, která představuje spolu s Armorickým

masivem nejlépe zachované relikty kadomské kůry, překryté zčásti diskordantně uloženými nemetamorfovanými staropaleozoickými sledy, byla dříve považována buď za součást moldanubické oblasti (Kossmat, 1927, Franke, 1989) nebo za součást oblasti sasko-durynské (Ellenberger, 1980, Misař et al., 1983). Z paleomagnetických údajů a doložených suturních linií, které ji omezují, vyplývá, že tyto jednotky mají v rámci orogénu samostatné postavení. Ukončení sedimentace v devonu a hlavní etapa deformace mezi givetem a famenem ji odlišuje od okolních jednotek, stejně jako přítomnost slabě varisky přepracovaného fundamentu, který se projevuje kladným porušením tíhového pole v porovnání se sousedními jednotkami. Kontrastní metamorfní vývoj ve srovnání s sasko-durynskou a moldanubickou oblastí je způsoben spodnokarbonským poklesem podle extenzních střížných zón západočeské a středočeské (Zulauf et al., 1994).

SDO se vyznačuje v porovnání s tepelsko-barrandienskou oblastí vyšší intenzitou variského přepracování kadomského podkladu, převážně souvislými nemetamorfovanými nebo slabě metamorfovanými sledy paleozoika v rozsahu kambria až spodního karbonu a devonsko-karbonskou extenzí doprovázenou intradeskovým vulkanismem. Charakteristickým rysem je přítomnost alochtonních reliktních vysunutých z tepelské sutury, které zauímají nejvyšší strukturní pozici a přítomnost granulitových komplexů v podloží spodnokarbonských flyšových jednotek.

Rhenohercynská oblast představuje převážně devonsko-karbonský akreční komplex vysunutý z domovské rhenohercynské sutury mezi Avalonií a Saxothuringikou. Starší horninové celky vystupují na povrch jen zřídka. Vyznačuje se jen slabou metamorfózou a silným zešupinacím. Magma tické projevy v této zóně již nejsou tak intenzivní.

Variská předhlubeň představuje klasickou předpolní pánev, která vznikla prohybem litosféry před čely dosouvajících se příkrovů rhenohercynika na avalonsko/brunovistulické předpolí. Stratigrafický rozsah zprvu mořské a posléze kontinentální molasy je od namuru do westphalu. Variské vrásové deformace v průběhu jejího vyplňování vyznívají. Charakter flóry i fauny ukazuje, že v této době již neexistovaly v Evropě žádné oceánské bariéry a nově vytvořená variská Evropa tvořila jeden celek s Gondwanou.

2.5. Postorogenní vývoj Českého masivu

Základní rysy stavby fundamentu ČM byly zformovány během variské orogeneze. Od počátku westphalu se ČM stal součástí variské stabilizované variské kůry západoevropské platformy, což ve svém důsledku znamenalo, že začal vystupovat jako jednotný celek, v němž již nedocházelo k větším vzájemným laterálním přemístěním jednotek, k metamorfním přeměnám a s nimi spjatým duktilním deformacím. Většina pozdějších deformací má charakter křehkého porušení, při němž dochází k vertikálním (řád převážně stovek m až prvních km) nebo laterálním pohybům v řádu km až maximálně desítek km). Většinou jde o varisky založené a později reaktivované zlomové linie, které reagovaly na změny napětového režimu v litosféře během mezozoika a terciéru během tzv. saxonské tektogeneze, vyvolané deformacemi v předpolí alpského orogénu. Dochází na nich k poklesům, zdvihům (přesmykům) nebo horizontálním posunům, které porušují souvislý průběh jednotek variského podloží. Nejvýznamnějšími liniemi jsou zlomy sz. – jv. (sudetského) směru paralelní s Tornquistovou linií, sv. – jz. (krušnohorského) směru a zlomy ssv. – jjz. směru (založené v závěru variské etapy jako tzv. brázdý – boskovická, a blanická, jihlavská). ČM je těmito zlomy rozlámán do řady bloků, které vykazují v různých etapách různý charakter dominantních pohybů. Platoformní sedimenty jsou jen výjimečně postiženy plochými vrásovými deformacemi s velkou vlnovou délkou jako např. vrásy v křídě v okolí orlické pánve, hoříckého hřbetu, atd.

Přechod z orogenního do postorogenního stádia se odehrával v průběhu westphalu (sv. karbon), během něhož vyznívaly duktilní deformace v oblasti předpolních variských pánví. Po ztluštění variské kůry v průběhu kompresních fází variské orogeneze nastal gravitačním kolaps orogénu, který byl doprovázen jednak vznikem často asymetricky omezených vnitřních molasových kontinentálních

pánví, které často vznikají poklesem kůry na původně kompresních strukturách (Mattern, 2001). Kromě gravitační komponenty extenze je uvažována ještě složka extenze vyvolaná k jihu subdukujícím rhenohercynskou oceánskou litosférou, která působila i po úplném uzavření této oceánské domény.

Variské molasové pánve lze rozdělit do dvou skupin: starší skupina intramontánních pánví namursko-westphalského stáří je převážně paralelní s hlavními zónami variského orogénu. Po změně v tektonickém režimu, kdy se začaly uplatňovat zejména horizontální pohyby na zlomových systémech sudetského směru a směru SSV – JJZ, vznikla druhá mladší skupina stefansko-permských pánví, které mají často charakter úzkých a hlubokých asymetrických příkropů, typu pul apart. Již od spodního permu (saxonu) můžeme pozorovat zpomalování subsidence a postupné zmenšování rozsahu pánví. Sedimentace variské molasy byla v prostoru ČM ukončena v lužické oblasti až v průběhu triasu.

Synkonvergentní granitoidní magmatismus, jehož vrchol je v interních zónách variscid zaznamenán v období mezi svrchním visé a namurem (345–325Ma) – (Finger et al., 1997), pokračuje intruzemi potektonických, většinou geochemicky silně diferencovaných granitoidů až do spodního permu. Rovněž projevy vulkanické aktivity plynule přecházejí z orogenního období do postorogenní molasového stádia. Kyselý explozivní magmatismus je rozšířen zejména ve westphalu až spodním stephanu v oblasti středočeských a západočeských pánví. Finální fáze subsekventního intradeskového magmatismu spadá do období od stephanu do autunu. Během této fáze jsou kromě kyselých členů zastoupeny i členy bazické.

Ukončení triasové sedimentace můžeme považovat za počátek platformního vývoje ČM. Ten je téměř po celý zbytek triasu a jury vystaven rozsáhlé erozi a peneplenizaci. Jen úzký pruh masivu podél labské linie byl zalit ve svrchní juře průlivem moře, který spojoval severoněmeckou pánev s tethydí oblastí. Po krátkém období pak moře z této oblasti opět ustoupilo. Výraznější jurský pokryv mají jihovýchodní svahy ČM, kam periodicky zasahovaly transgrese z prostoru Západní Tethydy.

Dlouhé období převažující denudace ČM bylo nahrazeno ve větším měřítku sedimentací jen během eustatického zdvihu hladiny světového oceánu v průběhu svrchní křídý, kdy část ČM podél zlomů labské linie poklesla a stála se místem nejprve kontinentální a pak i mořské sedimentace v **České křídové pánvi** (ČKP). Při jejím otevírání hrály opět roli sz. – jv. zlomy labské linie, které fungovaly v době jejího otvírání jako horizontální posuny, které umožňovaly pokles dílčích bloků a vytvářely tak akomodační prostor pro ukládání křídových sedimentů (Uličný, 1997). Koncem křídý a v paleogénu dochází v důsledku vrásnění v alpském prostoru k inverzi ČKP. Některé sz. – jv. zlomové linie, které během ukládání křídových sedimentů fungovaly jako poklesy nebo horizontální posuny, byly v této etapě využívány ke zkracování pánve. Nejznámějším příkladem takto invertovaného zlomu je lužický přesmyk (Adamovič, Coubal, 1999).

V terciéru se vytvářely kontinentální pánve menšího rozsahu v oblasti **oháreckého riftu** a v jižních Čechách. V preriftovém stádiu se zaplňovaly starší deprese v reliéfu, vlastní riftové stádium je spjato s rychlejší subsidencí pánevního dna a sedimentací několika set metrů miocenních sedimentů. Během sedimentace docházelo podél zlomů omezující zejména jv. okraj riftu k rozsáhlé vulkanické činnosti.

Východní okraj ČM, skrytý pod sedimenty předhlubně a vnějších flyšových jednotek ZK, byl v křídě a paleogénu periodicky zaplavován z prostoru Tethydy. Neogenní výběžky karpatské předhlubně, které vystupují na povrch v souvislém lemu vnějších flyšových Karpat a spočívají diskordantně na různých jednotkách ČM, pronikaly podél starých paleoúdolí daleko k západu do nitra ČM. K platformním jednotkám nedílně patří i různé typy vulkanických těles, křídového až kvartérního stáří, jejichž výskyty se koncentrují zejména podél oháreckého příkopu (počínajícího stádia riftu) a podél labské linie.

3. Regionální geologické členění Českého masivu

Základem regionálního členění ČM jsou přirozené geologické hranice, které představují významné suturní linie, případně další typy tektonických hranic (významné násuny, horizontální posuny atd.) oddělující mikrokontinenty (případně menší jednotky terány) s různou paleogeografickou proveniencí, litologií a tektometamorfním postižením, stářím horninových celků, případně s rozdílným charakterem magmatických projevů. U jednotek platformního pokryvu jsou pak přirozené hranice ve vertikálním řezu diskordance, v horizontálním řezu transgresivní nebo tektonicky modifikované okraje pánví atd. U vulkanických komplexů jejich superpozice, případně intersekční vztahy k okolním jednotkám. Protože je však stanovení přirozených hranic zvláště u jednotek prvního typu obtížné a za dosavadního stavu poznatků také dosti subjektivní, je nutno řadu z nich stanovit konvenčně a vycházet přitom ze současného erozního řezu, zobrazeného v geologické mapě. Proto Československá a posléze Česká stratigrafická komise zpracovaly návrhy regionálního členění ČM a české části ZK, kterého se při popisu jednotek v hlavních rysech v této práci přidržujeme. Jediným podstatným rozdílem je, že jednotka saxothuringika, rozdělená labskou linií na krušnohorskou a lugickou část jsou pojednány na rozdíl od (Návrh, 1976; Commission, 1994) jako jednotný celek. Přirozeným dělitelkem pro členění jednotek ve vertikálním směru je skutečnost, zda jednotky byly postiženy prevariskými, variskými tektodeformačními procesy nebo spočívají na varisky zvrásněných jednotkách více méně subhorizontálně a neprodělaly již výraznější duktilní deformace. Tato hranice leží v ČM uvnitř sledu variské předhlubně. Z praktických důvodů je proto celý sled variské předhlubně přiřčen k variskému strukturnímu patru.

3.1. Litologická, tektonostratigrafická a tektonometamorfní charakteristika komplexů krystalinického podkladu a zvrásněného paleozoika

Fundament ČM je možno na základě dnešních poznatků dělit do čtyř základních autonomních jednotek (viz kap.2.1.), oddělených tektonickými liniemi, které oddělují krustální fragmenty ze samostatným paleogeografickým, litologickým, metamorfním i tektonomagmatickým vývojem. Ve vertikálním řezu je možno u všech jednotek (kromě silně varisky přeměněného moldanubika) vyčlenit starší kadomské (panafričké) patro, různě postižené variskými tektodeformačními procesy, na kterém diskordantně spočívají varisky deformované a různě metamorfované jednotky.

3.1.1. Moldanubická oblast včetně periferních jednotek

MO je nejvýchodnější součástí moldanubické zóny variských internid. Rozprostírá v jižní a jihozápadní části ČM (**obr. 2**). Představuje během variské kolize nejvíce ztluštěnou a posléze hluboce erodovanou část orogénu, jeho tzv. orogenní kořen. Suprakrustální horniny v ní byly intenzivně metamorfovány v podmínkách vyšší amfibolitové facie až granulitové facie. Při procesech ztluštění se korové horniny v blízkosti suturních zón dostaly do kontaktu s HP-HT plášťovými horninami (peridotity), které obsahovaly budiny eklogitů, které vznikaly tavením plášťových hornin za vysokých tlaků nebo vznikly metamorfními přeměnami oceánských bazaltů při subdukci oceánské kůry v oblasti předpokládaných suturních zón na styku s tepelsko-barrandienskou a moravsko-slezskou oblastí. V průběhu exhumace byly horniny moldanubika v rozsáhlých areálech intenzivně migmatitizovány a prostoupeny velkými tělesy variských, pozdně kinematických a postkinematických plutonických těles.

MO je velmi heterogenní a polymetamorfní jednotkou. Stáří protolitů metamorfitů se pohybují v rozmezí od paleoproterozoika po spodní karbon (van Breemen et al., 1982; Wendt et al.; 1993, Kröner et al., 2000; Kröner et al., 1988). Pro řadu typů hornin však spolehlivá radiometrická data chybí. Detritické zirkony v pararulách pestré skupiny ukazují na heterogenní snosovou oblast v níž byly přítomny zirkony v rozmezí 2,6 Ga - 0,6 Ga (Gebauer et al., 1989), z čehož nepřímě vyplývá maximál-

ně neoproterozoické stáří sedimentace pestré skupiny. Sporé mikropaleontologické nálezy (Andrusov, Čorná, 1976; Pacltová, 1994; Reitz, 1992) a shody ve faciálním vývoji některých částí pestré skupiny se silurskými a devonskými sedimenty Barrandienu (Chlupáč, 1998) ukazují, že některé partie pestré skupiny by mohly mít i paleozoické stáří protolitu. Staropaleozoická (ordovická) stáří jsou indikována i pro protolity ortorul gföhlské jednotky (Friedl, 1997 Kröner et al., 2000a).

Hlavní tektonometamorfní procesy, v průběhu kterých vznikla současná stavba moldanubika, jsou přes značný rozptyl radiometrických dat (490 až cca 280 Ma) bezesporu variské. Geologickým dokladem rychlé exhumace moldanubika je složení svrchnovisézských klastik Dražanské vrchoviny (račické a lulečské slepence), které obsahují velké množství valounů a bloků hornin typických pro horninové asociace moldanubika.

Strukturní plán moldanubika se vyznačuje obloukovitým průběhem hlavních jednotek. HP-HT horniny alochtonní gföhlské jednotky vystupují převážně na periférii moldanubické jednotky a sledují průběh předpokládané sutury mezi TBO a moldanubickou oblastí. Horniny gföhlské jednotky jsou nasunuty na poněkud níže metamorfované paraautochtonní suprakrustální komplexy drosendorfské a ostrongske skupiny. V důsledku příkrovových pohybů vznikla typická inverzní metamorfní zonálnost. Výsledná distribuce jednotek byla ještě zvýrazněna vyklenutím centrálních částí moldanubika během intruze centrálního moldanubického plutonu. Vnitromoldanubická příkrovová stavba vznikla ještě před jeho finální kolizí z brunovistulíkem např. (Fritz et al., 1996; Petrakakis, 1997). Její rozsah, směry tektonického transportu a stáří jejího vzniku jsou předmětem kontraverzních diskusí (viz diskuse v pracích Fritze et al. (1996) a Petrakakise (1997)).

Vymezení

MO je v této práci definována jako regionálně geologická jednotka zahrnující vlastní **moldanubikum ss.** tj. silně metamorfované komplexy pronikane četnými intruzemi granitoidních hornin, které vystupují na rozsáhlých areálech Českomoravské vysočiny, Šumavy a Českého lesa (**obr. 2**) jižně od kutnohorsko-svratecké oblasti. Dále jsou do moldanubické oblasti řazeny i poněkud méně metamorfované jednotky **kutnohorsko-svratecké** oblasti, které však mají v jiných znacích např. přítomnosti vysokotlakých hornin řadu shod s moldanubikem ss. V doporučení stratigrafické komise je tato jednotka chápána jako samostatná regionálně geologická jednotka (Návrh, 1976). Přehled vývoje názorů na vymezení a regionální postavení moldanubika je např. uveden v pracích např. (Zoubek, 1988; Franke et al., 2000). Moldanubikum má ke všem okolním jednotkám tj. tepelsko-barrandienské, v prostoru Českého lesa sasko-durynské i moravsko-slezské tektonické omezení (viz diskuse v kap. 2.1.). Dnešní styk jednotek je výsledkem variských kolizních procesů a postorogenní extenze během gravitačního kolapsu variského orogénu, které se uplatnily zejména na středočeské střížné zóně tak i zóně zápa-dočeské. Styk zejména s TBO byl využit intruzemi variských granitoidů, které původní charakter hranic zastírají. Na jihu se jednotky moldanubika noří pod sedimenty alpské předhlubně a flyšových jednotek východních Alp na JZ v Bavorsku pod platformní sedimenty permu a mezozoika, i když jsou částečně ovlivněny mladovariskými zlomovými liniemi bavorského křemenného valu a francké linie.

Komplexy moldanubika s.s. vystupují vždy v podloží tepelsko-barrandienské a kutnohorsko-svratecké oblasti s výjimkou území na východ od vírského zlomu. Naopak jednotky moldanubika jsou nasunuty na okrajové jednotky moravsko-slezské oblasti (moravosilezikum). Protože charakter tektonických procesů se v době formování základních hranic moldanubika měnil, jsou názory na jejich charakter a vývoj velmi různorodé (přehled Pitra et al., 1999).

Litotektonická charakteristika

Moldanubikum je v dnešním nejvíce rozšířeném tektonostratigrafickém pojetí představováno v sukcesi od strukturního podloží do nadloží třemi litotektonickými jednotkami ostrongskou, drosendorfskou a gföhlskou (Vrána et al., 1995; Franke, 1989). První dvě jednotky v litostratigrafickém pojetí českých autorů odpovídají monotónní (ostrongska skupina) a pestré skupině (drosendorfska skupina)

moldanubika (Kodym, 1946; Zoubek, 1988). Granulitové (leptynitové) komplexy, migmatity a ortoruly gřohlské jednotky byly považovány buď za součást pestré skupiny nebo za samostatnou litostratigrafickou jednotku (kletskou skupinu – podrobnosti in Zoubek, 1988). Rozlišení těchto jednotek v terénu je velmi obtížné, v řadě případů téměř nemožné. Proto se rozsahy výše uvedených jednotek v různých mapách mohou velmi výrazně lišit (srovnej např. Tollmann, 1982; Franke 1989; Fiala, Patočka, 1994; Misař, 1994).

Strukturně nejnižší **ostrongská (monotónní skupina)** se vyznačuje relativně monotónní litologií. Její rozšíření ukazuje schematicky **obr. 2**. Základní horninovým typem jsou biotit cordieritické pararuly a migmatity, které vznikly metamorfózou převážně rytmicky se střídajících drob a břidlic. Akcesoricky obsahují též sillimanit uzavíraný v cordieritu a zřídka též granát a uzavřeniny staurolitu a kyanitu v plagioklasu. V případě slaběji metamorfovaných „svorových komplexů“ jako jsou např. kaplická jednotka, chýnovské svory a svory královského hvozdu u Nýrska na Šumavě jsou zastoupeny i dvojslídne pararuly. Nehojné vložkové horniny tvoří kvarcity a erlány, které vznikly metamorfózou patrně vápnitých poloh nebo konkrecí. Součástí monotónní skupiny bývají zřídka i tělesa ortorul a eklogitů (Brien, 1995; Medaris, 1994). Vrcholné metamorfní podmínky pro biotit – cordieritické migmatity bez granátu jsou odhadovány na 720 °C při tlaku větším než 4,5 kb (Linner, 1994; Linner, 1996; Petrakakis 1997). Pro pararuly s reliktami granátu a staurolitu jsou odhady poněkud nižší (kolem 600 °C). Eklogity monotónní a pestré skupiny (Beard et al. 1995) se vyznačují nižšími teplotami i tlaky ekvilibrace (615–705 °C, 13,4–15,1 kbar) v porovnání s eklogity gřohlské jednotky.

V tektonickém nadloží této jednotky spočívá **pestrá (drosendorfská skupina)**, která se od svého podloží liší mnohem pestřejší litologií i rozdílnou P-T dráhou. Základním horninovým typem jsou biotit-sillimanitické pararuly, které představují v porovnání s předchozí jednotkou petrograficky i geochemicky zralejší sedimenty. Pestré vložky v nich tvoří hojná tělesa kvarcitů, grafitických hornin, mramorů, kyselých a zejména bazických metavulkanitů tholeiitického nebo intradeskového charakteru. Reliktní minerální asociace zachované v poikiloblastických granátech dokládají, že starší parageneze krystalovaly v poli stability kyanitu za teplot 700–800 °C a tlaků 7–11 kb. Pak následovala téměř izotermální dekomprese v poli stability sillimanitu spjatá s částečnou migmatitizací. Vrcholné metamorfní teploty a tlaky byly vyšší než u hornin monotónní skupiny a dosahovaly hodnot srovnatelných s granulitami gřohlské jednotky (Petrakakis, 1997). Mezi oběma jednotkami lze tedy přepokládat existenci duktilní násunové linie, která byla rozpoznána např. na kontaktu českokrumlovské pestré skupiny s kaplickou jednotkou (Vrána, 1979). Podél tektonických kontaktů těchto jednotek vystupují šupiny ortorul (světlická ortorula v jižních Čechách a doberská ortorula v moldanubiku Waldviertelu, které vykazují paleoproterozoická (2,1 Ga) resp. mezoproterozoická (1,3 Ga) stáří protolitu. Jejich vztah k pestré skupině je však interpretován rozdílně.

Horniny pestré skupiny vystupují v několika oblastech v jižních a středních Čechách (českokrumlovská pestrá skupina, sušicko-votická skupina, chýnovská oblast), v Posázaví (šterbersko-čáslavská skupina) a zejména jsou rozšířeny v západomoravském moldanubiku a moldanubiku Waldviertelu v Rakousku. Radiometrická data z vulkanických vložek, nálezy mikrofosilií i litologické shody s paleozoikem Barrandienu vedly řadu autorů k názoru, že pestrá skupina je spíše paleozoického než proterozoického stáří.

Gřohlská jednotka je strukturně nejvyšší jednotkou moldanubika. Vyznačuje se velkou litologickou heterogenitou a přítomností těles HP-HT plášťových hornin (granátických a spinelových peridotitů), eklogitů a skarnů které jsou uzavírány jako budiny nebo větší tělesa uvnitř různých typů korových hornin – migmatitů, migmatitických gřohlských rul, ortorul a granulitů, které jsou převažujícími horninovými typy této jednotky. Granulitové komplexy s hojnými ultrabazity jsou hojně rozšířeny zejména v jižních Čechách a v moravské části moldanubika (**obr. 2**), kde má gřohlská jednotka největší plošné rozšíření.

Přes značnou heterogenitu a poměrně vágní definici gřohlské jednotky, lze na základě přítomnosti vysokotlakých a plášťových hornin a pozice jednotky převážně na periferii moldanubika, předpoklá-

dat, že gföhlská jednotka reprezentuje tektonickou melanž vysunutou z předpokládané moldanubické sutury mezi TBO a moldanubikem (Matte, 1986). Tomu napovídá i převážně primitivní chemismus bazaltů (srovnatelných s recentními bazalty středooceánských hřbetů). Mladší stavba této jednotky ve východní části moldanubika je již spjata s nasouváním moldanubika jako celku na brunovistulické předpolí během spodního karbonu.

Granitoidní magmatismus

Řada radiometrických údajů nasvědčuje, že některé amfibolity, gföhlské ruly i granulity mají staropaleozoické stáří protolitu (482–428 Ma) – (Franke, 2000). Metamorfní stáří spadají do širokého intervalu mezi 370–335 Ma. Jsou spjaty buď s vrcholnou metamorfózou nebo exhumací jednotek.

Jedním ze základních rysů, charakterizujících moldanubikum, je i přítomnost velkého množství rozsáhlých těles variských granitoidů. Granitoidní plutony lze podle jejich prostorové vazby a částečně i podle stáří rozdělit do dvou skupin.

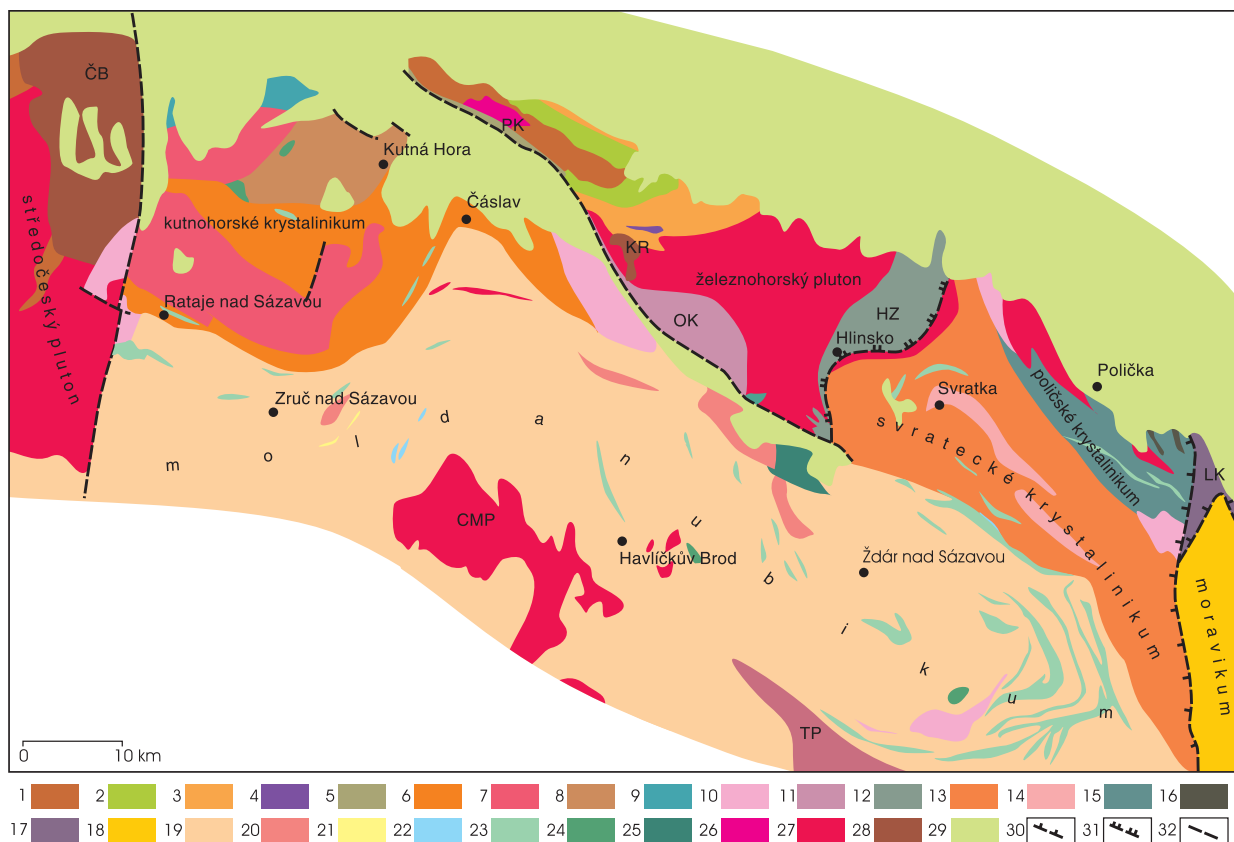
K první skupině patří tělesa granitoidů lemujících předpokládanou moldanubickou suturu mezi tepel-sko-barrandienskou oblastí a moldanubikem jako je např. borský masiv, babylonský masiv, středočeský pluton a železnohorský pluton. Tato skupina starších, syntektonických, většinou alkalicko vápenatých granitoidů, intrudovala během kolize cca mezi 370–340 Ma. Je srovnatelná s typickými plutonity andského typu, které vznikaly v prostředí magmatického oblouku nad subdukční zónou.

Druhá skupina mladších posttektonických těles (cca 335–305 Ma) postdatuje regionální migmatitizaci. Jsou spojována s regionální extenzí spjatou s postorogenním kolapsem variského orogénu, během něhož docházelo i k pronikání plášťových tavenin. K zástupcům této druhé skupiny patří tělesa uvnitř moldanubika, zejména centrální moldanubický pluton a jeho satelitní tělíska, plutony durbachitických hornin (Finger et al. 1997; Holub et al., 1997b). Nejmladší vysoce diferencované typy granitoidů a žíly mikrogranodioritů (270 Ma) jsou spjaty až s nejmladšími procesy tvorby permokarbonských brázd (Košler et al., 2001) a korespondují i s nejmladšími projevy magmatismu ve variscidách (Finger et al. 1997). Moldanubikum se jako autonomní jednotka projevuje i v regionálním geofyzikálním obraze.

Kutnohorsko-svratecká část moldanubické oblasti, která leží v severním lemu moldanubické oblasti na styku s oblastí tepel-sko-barrandienskou. Na východě se tektonicky stýká podél svojanovské mylonitové zóny s jednotkami moravika a letovického krystalinika (**obr. 4**). Na S je zčásti je překryta sedimenty českobrodského permokarbonu a ČKP. Intruze železnohorského plutonu a úzký pruh hornin hlinské zóny ji rozděluje na dvě jednotky: kutnohorské krystalinikum a svratecké krystalinikum (**obr. 4**). Od moldanubika se odlišuje nižší metamorfózou, která se projevuje v přítomnosti metamorfního muskovitu v původně sedimentárních litologiích, přítomností červených porfyroklastických ortorul, pravděpodobně kambroordovického stáří a narůžovělých migmatitů, které jsou charakteristickou horninou zvláště ve svrateckém krystaliniku.

Kutnohorské krystalinikum se vyznačuje inverzní metamorfní stavbou (Synek, 1993). Od strukturního podloží do nadloží lze vyčlenit retrográdní horniny **ratajské svorové zóny**, **kouřimskou ortorulu** a jejím migmatitový plášť a **gföhlskou** jednotku, tvořenou migmatity s tělesy granulitů a budínami vysokotlakých hornin (granátických peridotitů, eklogitů). Horniny ratajské zóny mají v silněji retrográdně postižených partiích na styku s podloží pestrou skupinou moldanubika vzhled až svorů, většinou však dominují muskoviticko-biotitické pararuly (Kachlík, 1999). Kromě styku s moldanubikem vystupují v tektonickém polookně v podloží kouřimského příkrovu v centrální části kutnohorského krystalinika.

Součástí horniny svorové zóny jsou hojně vložky amfibolitů, vápenců a erlánů. Na kouřimskou ortorulu jsou vázána tělesa magnetitových skarnů (Malešov u Kutné hory). Metamorfované bazické horniny jsou spolu s utrabaziky a eklogity i součástí gföhlského příkrovu.



Obr. 4: Schematická geologická mapa kutnohorsko-svratecké oblasti:

Tepelsko-barrandienská (středočeská) oblast: 1 neoproterozoikum (droby, břidlice vulkanity) v Železných horách a pláští středočeského plutonu metamorfované, 2 kambrium, 3 ordovik, 4 silur; 5 svory, pararuly podbořanského krystalinika;

Kutnohorskorsko-svratecká oblast: 6 retrogradní ruly ratajské „svorové zóny“, 7 ortoruly a migmatity kouřimského příkrovu, 8 malínské souvrství, 9 plaňanské souvrství, 10 běstvínského souvrství; 11 ohebské krystalinikum (OK); 12 blinská zóna - HZ (proterozoikum až starší paleozoikum);

Svratecké krystalinikum: 13 dvojslídne ruly, 14 ortoruly; **Políčské krystalinikum:** 15 bititické pararuly, migmatity, 16 fylity, kvarcité, černé břidlice u Stašova (silur?); 17 letovické krystalinikum nerozlišené (LK); 18 moravikum svratecké klenby (nerozlišené);

Moldanubikum: 19 pararuly, migmatity, 20 ortoruly;

Vložkové horniny v různých jednotkách: 21 kvarcité, 22 vápence, 23 amfibolity, 24 tělesa ultrabazických hornin; 25 prevariský ranský gabro-peridotitový masiv; 26 prevariské granitoidy (chvaletický granit); 27 variské granitoidní masivy (CMP - centrální moldanubický pluton, TP - třebíčský masiv);

Platformní pokryv: 28 perm (ČB - českobrodský perm blanické brázdy, KR - perm u Kraskova v Železných horách); 29 křída; 30 násuny; 31 poklesové střížné zóny; 32 zlomy nerozlišené.

Svratecké krystalinikum má antifonní stavbu s osou SZ-JV. Leží v nadloží moldanubika a v podloží krystalinika poličského, dominují v něm sz. - jv. směrem protažené metamorfní stavby, které jsou charakteristické pro celou oblast při severním okraji moldanubické oblasti. Na Z je poklesovou střížnou zónou odděleno od hlinské zóny, která je řazena k TBO. Do ní intrudovalo syntektonické těleso biotitického granodioritu variského stáří. Na východě je svratecké krystalinikum přesunuto přes jednotky moravika svratecké klenby. Dokladem jsou relikty červených ortorul ve východním křídle klenby při styku s permokarbonskými sedimenty boskovické brázdy.

Kromě dominujících načervenalých migmatitů a pararul, jsou přítomny paralelně s foliací protažená tělesa hrubozrnných porfyroklastických ortorul, pravděpodobně kambroordovického stáří. Pestré vložky tvoří tělesa amfibolitů, vápenců a nehojných skarnů. Na rozdíl od moldanubika je zde přítomen sillimanit pouze jako nestabilní minerál v asociaci s draselnými živcem a muskovitem.

Ke kutnohorsko-svratecké oblasti je podle (Commission, 1994) řazeno i **ohebské krystalinikum**, které vystupuje při jižním okraji železnohorského plutonu, které je převahou dvojslídnych migmati-

tů a ortorul blízka základním litotypům kutnohorsko-svratecké oblasti. Stratigrafická příslušnost metasedimentárních jednotek v obou jednotkách není známa. Podobně chybí spolehlivé údaje i o stáří prevariských ortorul.

3.1.2. Tepelsko-barrandienská oblast

TBO je jedním z několika starších fragmentů kůry, zabudovaných do stavby variscid, v nichž lze dobře rozlišit dvě strukturní patra: kadomsky deformovaný a převážně až na okrajové zóny slabě metamorfovaný fundament a na něm diskordantně uložené, později varisky zvrásněné a většinou nemetamorfované staropaleozoické sledy. Od sousedících oblastí je odděleno suturními liniemi tepelskou a gföhlskou (viz. kap. 2.3).

Mezi základní charakteristiky tepelsko-barrandienské oblasti, které ji odlišují od sousedních jednotek tedy patří:

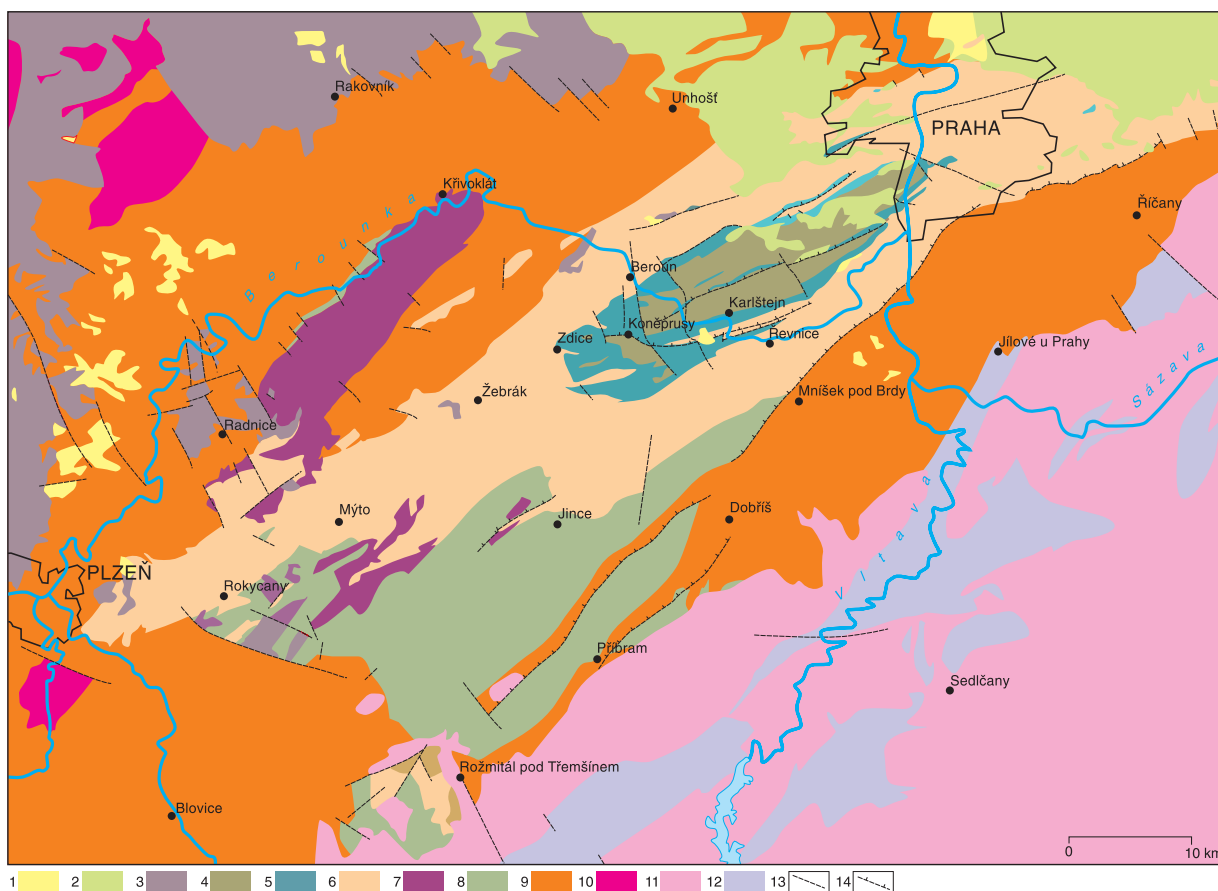
- a) přítomnost anchimetamorfovaného, kadomsky deformovaného basementu, na něž nasedají s výraznou úhlovou diskordancí nemetamorfované paleozoické sledy v rozsahu kambria až středního devonu,
- b) nástup variské deformace, indikovaný tektonickým neklidem pravděpodobně již v době sedimentace zlíčovu (skluzové brekcie v devonských karbonátech – Chlupáč, Kukul, 1986; Chlupáč, Kukul, 1988) a hlavně pak později ve středním devonu nástupem siliciklastických diastrofických sedimentů srbského souvrství (Petránek, 1950; Kukul, Jäger, 1988), které indikují počátek kolize se sousedními jednotkami ČM tj. saxothuringikem a/nebo moldanubikem.

Specifickými geofyzikálními rysy jsou vyšší průměrná hustota kůry TBO a charakteristické poměrně rozsáhlé magnetické anomálie, spjaté s nahromaděním vulkanoklastických produktů neoproterozoického a kambriického stáří. Dostupné geochronologické údaje (Dallmeyer, Urban, 1998; Kreuzer et al., 1989) ukazují, že na rozdíl od obou jednotek kůra TBO ochladla pod hodnotu uzavření K/Ar izotopického systému muskovitu již řádově o 20 mil let dříve než tomu bylo v moldanubické kůře (Kalt et al., 2000); (Fritz et al., 1996) i krušnohorské oblasti (Werner, Lippolt, 2000) saxothuringika.

Vymezení

TBO zaujímá centrální pozici v mozaice jednotek ČM. Na povrch vystupuje zejména v středních a západních Čechách (**obr. 5**). Anchimetamorfované kadomsky deformované jednotky barrandienského proterozoika směrem k JZ a SZ postupně přecházejí do metamorfitů **tepelského a domažlického krystalinika** (Kettner, 1917; Zoubek, 1948; Vejnar, 1982; Žáček, Cháb, 1993). Relikty proterozoického podkladu TBO i staropaleozoického obalu jsou zachovány také v plášti středočeského plutonu v tzv. ostrovní zóně středočeského plutonu a v rožmitálském kře (Kettner, 1930; Svoboda, 1933; Kachlík, 1992). Jednotky barrandienského paleozoika i proterozoika pokračují v podloží ČKP k východu do oblasti Železných hor, kde v důsledku saxonských násunových pohybů na železnohorském zlomovém pásmu opět vystupují na povrch. Výskyty ordovických hornin byly zaznamenány i ve vrtech v okolí Poděbrad, mezi Novým Bydžovem a Bohdančí. Na povrch vystupují u Vyhnanic u Týniště nad Orlicí. Svrchnodevonské a spodnokarbonské horniny transgresivně spočívající na ordoviku ve vrtech v. od Hradce Králové, jsou patrně nejvýchodnějším výskytem paleozoika tepelsko-barrandienské oblasti, pokud k němu skutečně patří.

Severní a východní část TBO je pokryta platformními sedimenty permokarbonu, svrchní křídý a v menší míře i terciéru. V této části je vedení hranic TBO velmi obtížné a diskutabilní. Mísař et al. (1983) k TBO řadili ještě proterozoické a paleozoické sledy hlinské zóny vklíněné mezi železnohorský pluton a svratecké krystalinikum, krystalinikum poličské a letovické, které se již stýká podle tektonických linií moravsko-slezského zlomového pásma s podsunutými jednotkami moravo-slezika. Toto vymezení oblasti bylo v podstatě použito i v závazném členění ČM (Návrh, 1976; Commission, 1994). Zásadními hranicemi, omezujícími na sz. TBO je tepelská sutura, na jv. patrně sutura gföhlská (**obr. 2**). Stručný popis a geodynamický význam těchto sutur jsou podány v kap. 2.3.



Obr. 5: Schematická geologická mapa barrandienského paleozoika

1 neogénní kontinentální sedimenty, **2** svrchnokřídové kontinentální a mořské sedimenty, **3** svrchnokarbonské a permské kontinentální sedimenty, **4** devonské marinní sedimenty, **5** silurské marinní sedimenty a vulkanity, **6** ordovické marinní sedimenty a vulkanity, **7** svrchnokambričské vulkanické horniny, **8** kambričské kontinentální a mořské sedimenty, **9** proterozoické marinní sedimenty a vulkanity, **10** prevariské plutonity, **11** variské plutonity, **12** proterozoické a paleozoické metasedimenty a metavulkanity ostrovní zóny středočeského plutonu, **13** zlomové linie, **14** významné směrné přesmyčky.

Geologická charakteristika

Specifické parametry geologického vývoje kůry a její geofyzikální charakteristika jsou jedním z hlavních důvodů pro vyčleňování TBO jako jednoho z nejlépe zachovaných reliktních avalonsko-kadomského orogénu, začleněného později do stavby hercynid (Edel, Weber, 1995). TBO je tvořeno přes 10 km mocným sledem převážně diastrofických sedimentů neoproterozoického stáří, které vznikly patrně v oblasti akrečního klínu v předobloukové pánvi nebo při úpatí aktivního kontinentálního okraje. Dle dostupných radiometrických dat z efuzivních vulkanitů (Miethig et al. 1997) a valounů vulkanitů v dobříšských a žiteckých (Dörr et al., 1992), lze odhadovat stáří sedimentace na období mezi cca 900–540 Ma (další ref. in (Mašek, 2000), ale spíše odpovídala rozsahu vendu (tj. nejvyššímu neoproterozoiku). Podloží této jednotky, kromě nepřímých údajů z xenolitů ordovické diatrémy (Frýda et al., 1996), které však nedávají jasnou odpověď, není známo. To se pak odráží v různých interpretacích vztahu TBO zejména k moldanubiku.

Sedimenty barrandienského proterozoika, jak vyplývá z jejich mineralogie a geochemie, sedimentovaly alespoň zčásti na oceánské kůře (Jakeš, 1976) a byly derivovány zejména z oblasti kůry typu ostrovních oblouků. Geochemicky poměrně primitivní zdroj klastik barrandienského proterozoika potvrzují i Sm-Nd charakteristiky barrandienských drob a břidlic, které kontrastují s vyzářejší kontinentální kůrou moldanubika. (Müller et al., 1990; Liew et al., 1988; Janoušek et al, 1995).

Sedimentace mocného souboru klastik **kralupsko-zbraslavské skupiny** (břidlic, prachovců a drob s vložkami konglomerátů, lydítů a místy i se stromatolitovými strukturami a karbonáty (Skoček,

Pouba, 2000) byla doprovázena submarinním vulkanismem (Fiala, 1977; Waldhausrová, 1997), jehož chemismus se v čase i prostoru měnil v závislosti na geodynamických podmínkách. Primitivní tholeiitické bazalty převažují ve starší části kralupsko-zbraslavské skupiny (Waldhausrová, 1997a), v jejich vyšších částech jsou však zastoupeny i tranzitní a draslíkem bohaté spility (Waldhausrová, 1997b). V nejvyšších částech sekvence (**davelském souvrství**) se v souvislosti s aktivizací subdukce chemismus magmat měnil. Vytvářely se vulkanické asociace typické pro ostrovní oblouky, jejichž představitelem je jílovské pásmo (Waldhausrová, 1984). Vulkanismus chemismem shodný s rysy současných ostrovních oblouků je přítomen i v ostrovní zóně středočeského plutonu (Kachlík 1992; Kachlík et al., 1999). Odrazem změny tektonického režimu byl i nástup diastrofických sedimentů **štěchovické skupiny**, který následoval ukládání euxinické facie černých břidlic **lečických vrstev**. Při kadomském vrásnění v zóně kadomsko-avalonského orogénu na periferii Gondwany, byly na rozhraní proterozoika a kambria (cca 560–540 Ma – Zulauf et al., 1999) proterozoické horniny zvrásněny a při okrajích TBO i metamorfovány.

Sedimenty a vulkanity kralupsko-zbraslavské skupiny jsou rozšířeny zejména v centrální a západní části barrandienského proterozoika, kde vulkanity vytvářejí několik pruhů (od východu k západu – pruh Klatovy Dobříš – Říčany, centrální vulkanický pruh (Kdyně – Plzeň – Kralupy), pruh pavlíkovský a stříbrsko-plaský. Za součást proterozoického vulkanismu byly považovány i horniny mariánsko-lázeňského komplexu, který je dnes interpretován jako paleozoický metaofioliový komplex po uzavření sasko-durynského oceánu. Přes přítomnost kambroordovických metagaber však není vyloučeno, že část tohoto komplexu může být metamorfovaným ekvivalentem neoproterozoických bazaltů TBO. Horniny davelského souvrství vystupují z podloží štěchovické skupiny zejména v j. okolí Prahy, mezi Davlí a Mníškem pod Brdy a v jílovském pásmu. Sedimenty štěchovické skupiny jsou rozšířeny pouze v jv. křídle barrandienského proterozoika a v oblasti ostrovní zóny středočeského plutonu.

Zvrásněný staropaleozoický pokryv kadomského fundamentu TBO

Na deformovaném a erozí různě postiženém kadomském podkladu spočívají diskordantně paleozoické sedimenty, které se ukládaly ve dvou samostatných sedimentárních cyklech (Chlupáč et al., 1992). Starší kambriový cyklus je odrazem transtenze při oddělování TBO od mateřské gondwanské pevniny. Ve spodním kambriu vznikají relativně úzké příkopovité deprese, zaplňované zralými a často recyklovanými kontinentálními klastiky. Příkladem jsou sedimenty **příbramsko-jinecké pánve** v Brdech, jejichž celková mocnost dosahuje až 3 km. Jde převážně kontinentální aluviální, říční klastické sedimenty – slepence, pískovce a droby, ojediněle též s vložkami břidlic. Mocné spodnokambriové sledy jsou též zachovány i **rožmitálském ostrově**. Přítomny jsou patrně i v ostrově **netvořicko-neveklovském a zbořenokosteleckém** (Kachlík, 1992; Kachlík, Janoušek, 2001).

Již v době sedimentace hošínsko-hořického souvrství zaznamenáváme první doklady subaerického vulkanismu alkalicko-vápenatého charakteru (Patočka et al. 1993), který vyvrcholil ve svrchním kambriu rozsáhlými subaerickými efuzemi ve **strašickém a křivoklátsko-rokycanském** pásmu (Waldhausrová, 1971). Poslední stopy tohoto vulkanismu jsou známy až z ordoviku (Röhlich, 1961; Fiala, 1971).

Ve středním kambriu došlo ke krátké mořské transgresi, která zanechala mořské sedimenty bohaté trilobitovou a brachiopodovou faunou v jineckém a skryjsko-týřovickém prostoru (viz ref. in Chlupáč et al., 1992). Střední kambrium je faunisticky doložené i v Železných horách (Havlíček, Šnajdr, 1951). Moře však brzy ustoupilo a svrchní kambrium v malé pavlovské pánvičce mělo opět kontinentální charakter.

Ordovicko-devonský sedimentační cyklus začíná po hiátu spjatém s reorganizací napětového pole (česká fáze). Směr os nově vzniklé pražské pánve je odkloněn od os kambriových depresí asi o 15°. Dochází k částečné inverzi reliéfu a kambriové vulkanity a sedimenty se stávají významným zdrojem klastického materiálu pro bazální členy ordoviku. V ordoviku měla nově založená pražská pánev (**obr. 5**) charakter poměrně úzkého příkopu (Havlíček, 1981), od sv. ordoviku však její rozsah mohl

značně přesahovat její dnešní rozměry, které jsou dány především zvrásněním a následnou dlouhotrvající erozí.

Rychlá subsidence pánevního dna v ordoviku se projevuje velkými mocnostmi ordovických siliciklastik, které dosahují až 2,5 km. Dominantní sedimentace břidlic, drob a pískovců je doprovázena polohami železných rud a submarinním diabasovým magmatismem, jehož vrchol nastal v Ilanvirnu. Přítomnost glacimarinních sedimentů v nejvyšším ordoviku (Brenchley, Štorch, 1989) dokazuje, že TBO byla v té době v dosahu vlivů gondwanského zalednění, které je charakteristické pro armorickou skupinu kontinentů (Steiner, Falk, 1981; Katzung, 1999). Spodnosilurská globální transgrese, spojená se záplavou značných ploch kontinentálních okrajů, se projevila uniformní sedimentací černých pelagických graptolitových břidlic (Štorch, 1986), které odrážejí snížený přínos materiálu do pánve v důsledku zvětšení vzdálenosti od zdrojových oblastí a snížení výškových rozdílů v reliéfu. Sedimentace graptolitových břidlic a laminovaných prachovců, vápnitých a tufitických břidlic je během svrchního siluru postupně zatlačována sedimentací karbonátů (např. Kříž, 1988). V devonu již převažuje karbonátová sedimentace, přičemž k nejvýraznějšímu faciálnímu rozrůznění dochází v pragu, kdy máme zastoupeny mělkovodní útesové facie i pelagické facie otevřeného moře (Chlupáč, 1988).

Tektonický neklid je patrný v sedimentárním záznamu od zlíchovu, kdy se na poměrně velkých plochách ukládají brekcie derivované z blízkých korálových útesů. Vlastní nástup variských tektonických pochodů indikují flyšoidní sedimenty středodevonského srbského souvrství, jmenovitě robílnských vrstev (Kukal, Jäger, 1988). Stáří nástupu siliciklastické sedimentace ve stupni givetu koresponduje se stářím vysokotlaké metamorfózy v okrajových částech TBO a allochtonních jednotkách derivovaných z předpokládané sasko-durynské sutury.

Horniny mladšího ordovicko-devonského cyklu se v TBO kromě oblasti Pražské pánve vyskytují také v ostrovní zóně středočeského plutonu, rožmitálské kře a v Železných horách. V této oblasti jsou postiženy variskou metamorfózou spjatou s intruzemi variských granitoidů středočeského a železnohorského plutonu.

Pro rekonstrukci geodynamického prostředí staropaleozoické sedimentace v TBO je významné i zhodnocení vulkanismu. Na rozdíl od CA kambrického magmatismu a vulkanismu, dominuje během ordoviku až devonu s extenzí spjatý převážně submarinní intradeskový bazický vulkanismus (Fiala, 1971; Patočka et al., 1993). Chemismus vulkanitů, které zahrnují alkalické bazalty, tholeiitické vnitrodeskové bazalty a bazaltoandezity a v neposlední řadě také silurské a devonské pikrobazalty odráží různý stupeň parciálního tavení pláště, ovlivněného patrně existencí horké skvrny v oblasti armorické skupiny sedimentů ve starším paleozoiku (Floyd et al., 2000).

Kromě tří etap intenzivnější vulkanické činnosti (neoproterozoikum, kabrium, ordovik - devon) jsou horniny tepelsko-barrandienské oblasti prostoupeny řadou hlubinných intruziv. Radiometrické údaje dovoluují rozdělit tato intruziva do dvou časově oddělených intervalů: kambro-ordovického a svrchnodevonsko-spodnokarbonského.

Starší etapa, která souvisí s kambroordovickým riftingem TBO od mateřské gondwanské pevniny zahrnuje řadu bazických masivů situovaných zejména při okrajích TBO. Jde o masivy **kdyňský**, **poběžovický** a pravděpodobně zčásti i o **mariánsko-lázeňský**. K této skupině patrně patří i masiv **ranský**, který vystupuje na hranici moldanubika, hlinské zóny a železnohorského plutonu, i když z tohoto masivu radiometrické datování dosud chybí. Uvnitř TBO pak k této skupině bazických masivů mohou patřit i drobnější bazické masivky jako je např. mladotická intruze na Rakovnicku a neratovický komplex, který je z větší části překryt křídou. V masivech jsou často zastoupeny diferenciální řady od olivnických gaber až po tonality, bazické horniny v nich však převažují. Intruziva jsou zejména v masivech ležících při tektonickém styku s okolními jednotkami varisky metamorfována v podmínkách vyšší amfibolitové facie. Plutony granitoidních hornin jsou situovány většinou dále od okraje TBO. Patří mezi řada větších i menších těles v západních Čechách (**obr. 6**) např. masivy **hanovský**, **lestkovský**, **tiská žula** čistecko-jesenického (lounského) plutonu na Rakovnicku a Lounsku, **mráčnícko-jeníkovický** masiv u Domažlic a **stodský** masiv j. od Plzně. Radiometricky určená stáří

těchto těles se pohybují od cca 520 Ma do 480 Ma. Místy jako např. v tepelském krystaliniku jsou tato tělesa postižena intenzivní variskou deformací, která jim dává až charakter ortorul.

Druhou skupinu hlubinných intruziv reprezentují variská převážně granitoidní intruziva, která reprezentují horniny magmatického oblouku, vzniklého nad k jv. subdukující litosférou sasko-durynského oceánu. Jsou reprezentována několika suitami hornin od gaber až po vysoce diferencované granity. Zvláštní kategorií z pláště derivovaných magmat jsou ultrakaliové horniny durbachitové suity. Většina těles intrudovala v rozmezí cca 370–340 Ma (Dörr et al., 1996; Holub et al., 1997). Starší členy byly při kontaktu s moldanubikem postiženy intenzivní variskou deformací (mirotické a starosedelské ortoruly ostrovní zóny jejichž protolit byl datován na 370 Ma – (Košler, Farrow, 1994) a část nejstarší suity středočeského plutonu (SCP), zahrnující zejména tonality sázavského typu a s nimi asociované gabroidní horniny. V mladších alkalicko-vápenatých draslíkem bohatých granodioritech se již projevují extenzní struktury spjaté s výzdvihem moldanubika.

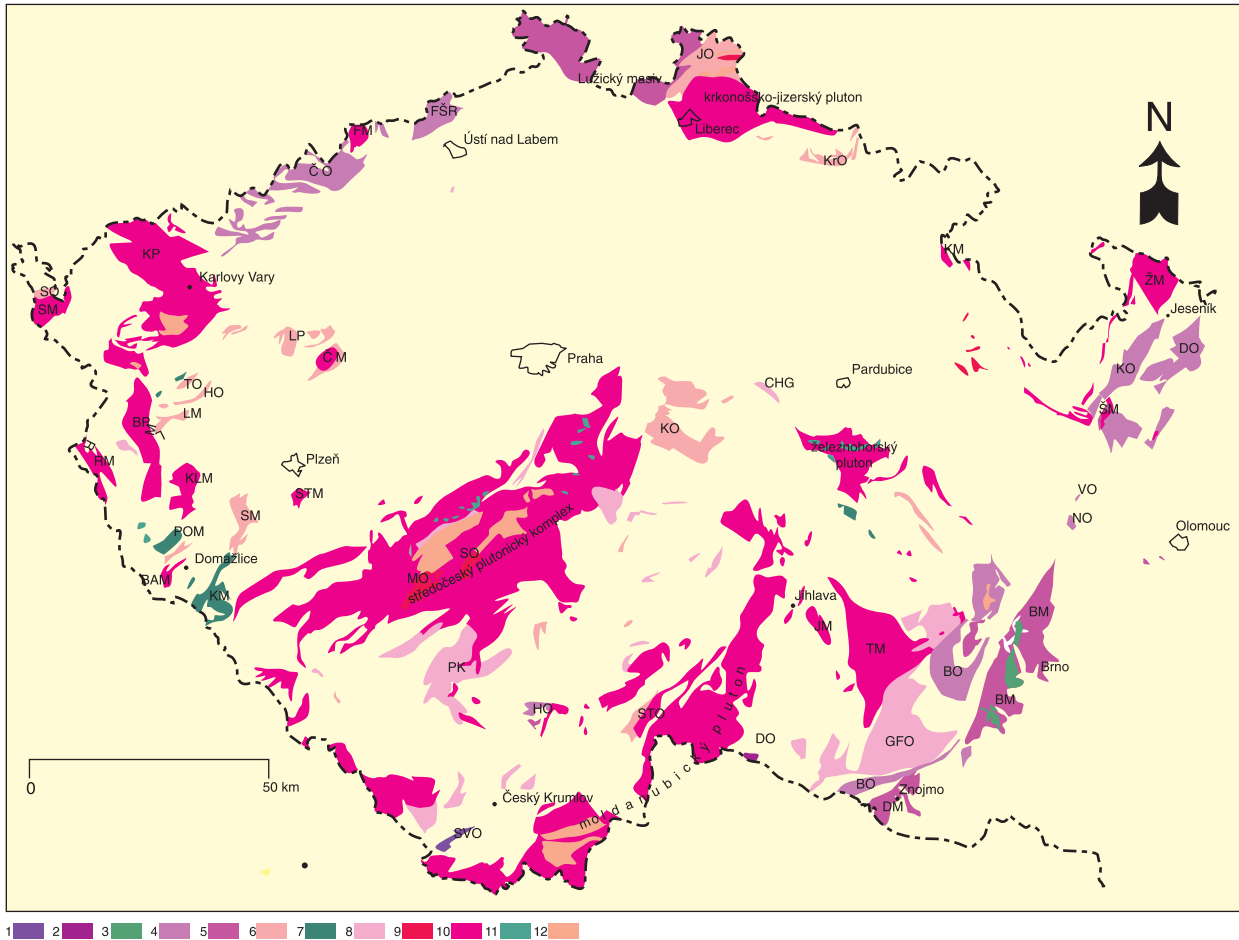
K této skupině se subdukci spjatých variských granitoidů patří největší a nejvíce diferencovaný pluton **středočeský** na hranici s moldanubikem, **borský a kladrubský** masiv, **babylonský** masiv, **štěnovický** masiv u Plzně, oválná intruze **čisteckého** masivu a rozsáhlý **železnohorský** pluton, který pod uloženinami křídý pokračuje k severu do podloží křídové pánve. Podrobnější charakteristika středočeského plutonu je v např. v práci (Holub et al., 1997), variských plutonitů západočeské oblasti (Cháb, 1997). Variského stáří jsou pravděpodobně i tonality poličského krystalinika, které je tentativně řazeno k tepelsko-barrandienské jednotce, i když jeho vyšší metamorfóza a přítomnost granulitů ukazují na afinitu k moldanubiku (např. Matte, 1991).

3.1.3. Saxothuringikum

Sasko-durynská jednotka tvoří severní a severozápadní část ČM. Na jihozápadě je oddělena od TBO a moldanubika tzv. tepelskou suturou (Matte, 2000), která reprezentuje hlubinný šev po uzavření sasko-durynského oceánu (viz kap. 2.3.). Východní hranicí s moravsko-slezskou oblastí tvoří násunové linie moravsko-slezského zlomového pásma v oblasti staroměstského krystalinika a velkovrbenské klenby, které indikují hlubinné rozhraní mezi oběma mikrokontinenty (Mísař, Dudek, 1993, Parry et al., 1997; Štípská et al., 2001). Na severozápadě a severu se jednotky saxothuringika noří pod mocný platformní pokryv permokarbonských, mezozoických, terciálních a kvartérních sedimentů. Pokračování jednotek severního okraje saxothuringika v Polsku lze jen obtížně sledovat z hlubokých vrtů a geofyzikálních měření. Saxothuringikum severní části ČM je intrakontinentální pravostrannou střížnou zónou, označovanou jako **labský lineament** nebo labská zóna rozděleno na dvě části, **krušnohorskou oblast (obr. 7)** a **lugickou** neboli **západosudetskou oblast (obr. 8)**. Obě oblasti se liší zejména odlišným variským termálním gradientem, který se projevil v různé intenzitě metamorfózy jednotek kadomského fundamentu i variského pokryvu. Samotná zóna **Labského břidličného pohorí** a **Nossen-Wisdruffského** krystalinika je silně ovlivněna opakovanými střížnými pohyby na této zóně a má proto charakter strukturního vějíře, příčného k hlavnímu sv-jz. protažení hlavních jednotek saxothuringika. Labský lineament se projevuje i v seismickém obraze, jako výrazná diskontinuita sledovatelná až k MOHO (Mohorovičičova diskontinuita na hranici kůry a zemského pláště).

Intenzita metamorfózy a deformace v krušnohorské a durynské oblasti saxothuringika klesá k SZ tj. z oblasti přiléhající bezprostředně k tepelské sutuře směrem do oblasti durynského paraautochtonu. V bezprostředním sousedství sutury, tj. v Krušných horách a alochtonních jednotkách (Münchberg, Frankenberg, Wildenfels), je ovlivněna existencí příkrovové stavby, která způsobuje metamorfní inverzi. Ještě komplikovanější je vývoj jednotek v západních Sudetech. Opakované pohyby na střížných zónách paralelních s Törnquistovou linií, vytvořily ze západních Sudet mozaiku dílčích teránů s rozličným erozním nívau. Pozdější kolize s brunovistulíkem ovlivnila východní okraj lugické jednotky. Západní Sudety mají v podstatě bivergentní stavbu. Od mediální zóny, kterou představují komplexy OSK a možná i Sovích hor, pozorujeme směrem k SZ vergenci přesunů metamorfních příkrovů k severozápadu na sasko-durynský autochton, což se projevuje metamorfní inverzí. Intenzita meta-

morfózy i stáří metamorfózy stoupá do tektonického nadloží (Kachlík, Patočka, 1998; Marheine et al., 1999; Marheine et al., 2002). Stěhování orogenní fronty se projevilo i v sedimentárním záznamu. Stáří klastických sledů klesá směrem na kadomské předpolí (Hladil et al., 1999; Kachlík, Patočka, 2001). Východní část lužické domény byla ovlivněna pozdější spodnokarbonskou kolizí s brunovistulickým mikrokontinentem. Nevyjasněno zůstává, zda komplexy jádra orlicko-sněžnické klenby a případně Sovích hor lze ztotožňovat s gföhlskou jednotkou moldanubika nebo představují samostatnou krustální doménu (srovnej např. Matte, 1990; Cymmerman et al., 1997; Franke, Zelazniewicz, 2000).

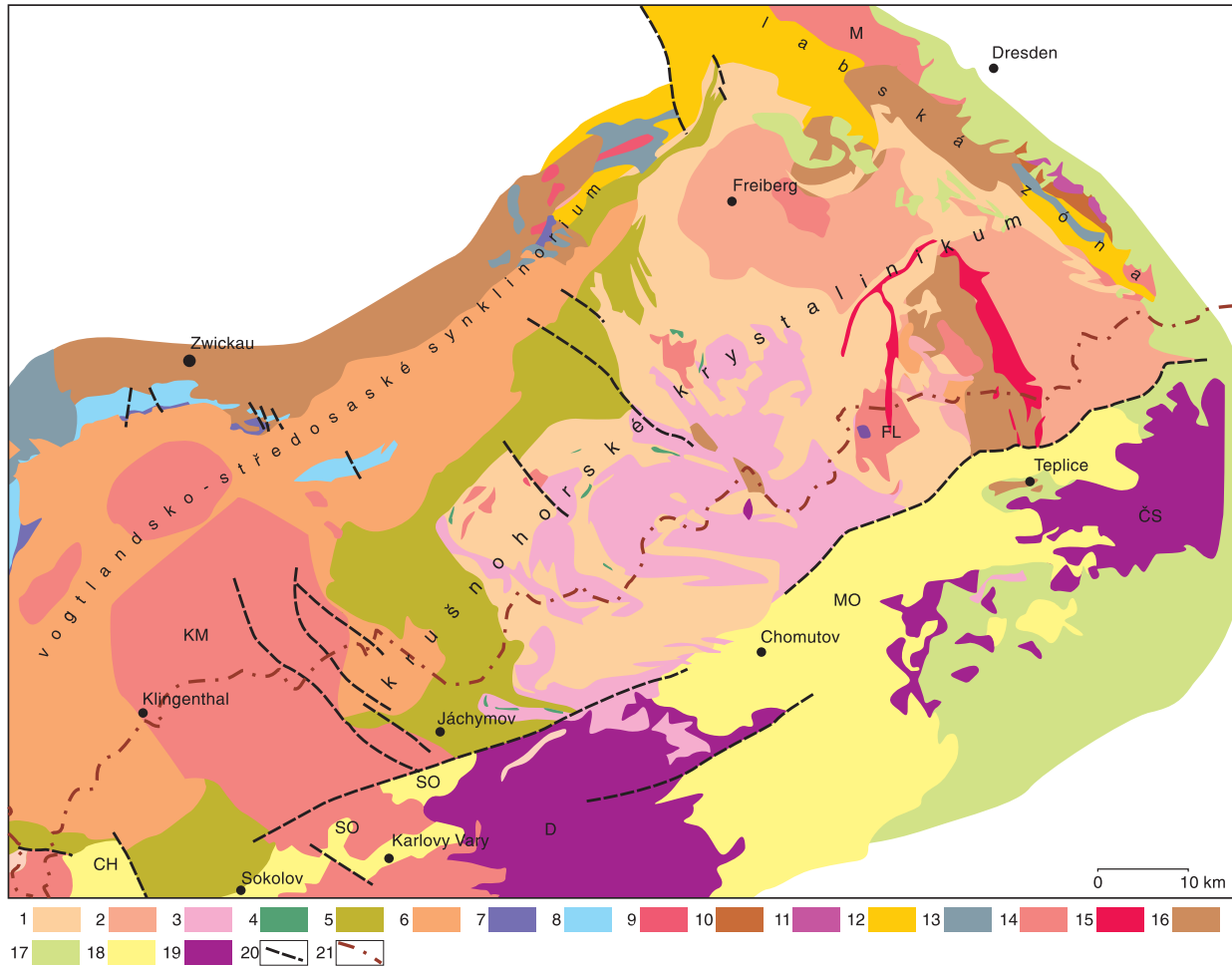


Obr. 6: Prevariská a variská intruziva Českého masivu

1 paleoproterozoická světlícká ortorula (SVO) - 2,1 Ga; **2** mezoproterozoická doberská ortorula (DO) - 1,3 Ga; **3** gabra, metadiority metabazitové zóny brněnské masivu - (BM) - (cca 700 Ma); **4** varisky přepracované kadomské ortoruly (540-600 Ma): krušnohorská oblast: FŠR - freiberské šedé ortoruly, ČO - červené ortoruly kateřinohorské a saydské klenby, moldanubikum: hlubocká ortorula (HO), moravosilezikum: BO - bítešská ortorula, NO - nectavská rula, VO - vranovská rula, KO - keprnická ortorula, DO - metagranity desenské klenby; **5** kadomské granitoidy: BM - brněnský masiv, DM - dyjský masiv; **6** kambroordovické ortoruly a metagranity: saxothuringikum SO - selbská ortorula, JO - jizerská ortorula, KrO - krkonošská ortorula, tepelsko-barrandienská oblast: TO - tepelská ortorula, LM - lestkovský masiv, HO - hanovský masiv, LP - lounský pluton, SM - stodský masiv, CHG - chvaletický granit; **7** kambroordovické bazické masivy: KM - kdyňský masiv, POM - poběžovický masiv; **8** prevariské ortoruly a metagranity nejistého stáří (? Kambroordovické). Moldanubikum s.l.: ortoruly podolského komplexu (PK), GFO - gföhlské ruly; STO - strážská ortorula, KO - kouřimská ortorula; **9** variské ortoruly v plášti středočeského plutonu (370-380 Ma): MO - mirotické ortoruly, SO - starosedelské ortoruly; **10** variské granitoidy (bez rozlišení) - 370, 350 - 270 Ma: saxothuringikum: SM - smrčinský masiv, FM - flájský masiv, KM - kudovský masiv, tepelsko-barrandienská oblast: BAM - babylonský masiv, KLM - kladrubský masiv, STM - štěnovický masiv, CM - čístecký masiv, silezikum ŠM - šumperský masiv; **11** bazické masivky ve variských plutonických komplexech; **12** borniny pláště prevariských a variských plutonitů a ortorul.

Geologická charakteristika

Jak již bylo uvedeno v předchozí úvodní kapitole, saxothuringikum v severní části ČM lze rozdělit do následujících oblastí: **krušnohorské, labské a sudetské**. Tyto oblasti mají některé společné rysy, např. shodný vývoj kadomského fundamentu, přítomnost kambroordovického vulkanismu a magmatismu, extenzi ve svrchním devonu až karbonu. Liší se jak v řadě aspektů vývoje staršího paleozoika, tak zejména v průběhu variských tektometamorfních procesů. Proto budou jednotky charakterizovány samostatně.



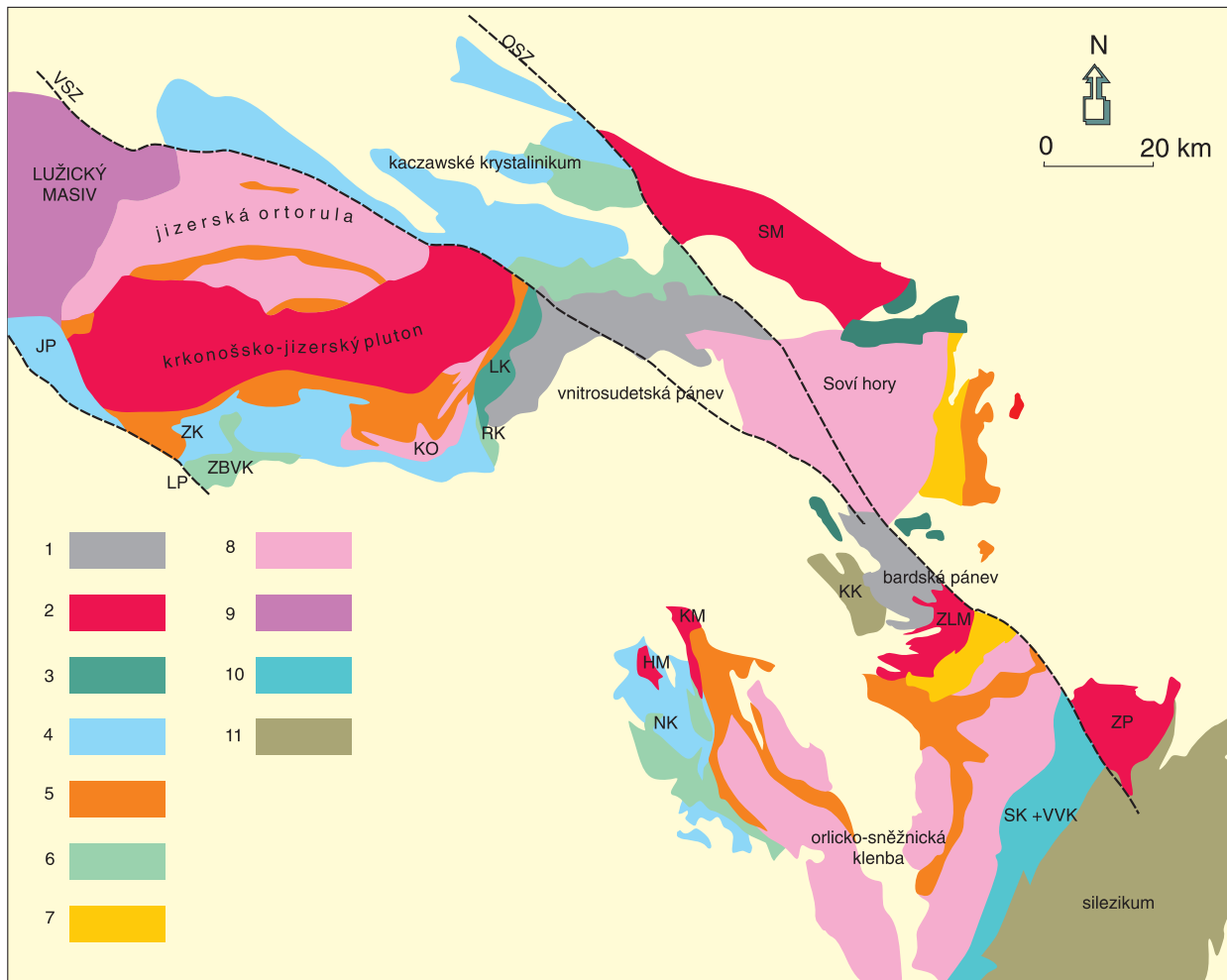
Obr. 7: Schematická geologická mapa krušnohorské oblasti saxothuringika.

Krušnohorské krystalinikum:

1 svory a pararuly kadomského basementu (podkladu), **2** ortoruly kadomského basementu (580–550 Ma), **3** kadomské tzv. červené ortoruly v allochtonní pozici s uzavřeninami vysokotlakých hornin, **4** amfibolity, eklogity, **5** patrně kambričské fylity a svory s vložkami karbonátů, kvarcitů, skarnů a reliktů vysokotlakých hornin, **6** slabě metamorfované fylity ordovického stáří s bojnými vložkami kvarcitů, **7** silurské grafitické fylity s lydity, středosasko-vogtlandské synklinorium: **8** devonské fylity a bazické vulkanity; **9** allochtonní ruly frankenberské kry;

Labská zóna, Wilsdruff-Nossenské krystalinikum a plášť saského granulitového poboří:

10 proterozoické droby, **11** kadomské granitoidy; **12** staropaleozoické slabě metamorfované vulkanosedimentární komplexy; **13** spodnokarbonská synorogenní klastika (flyš) – droby, břidlice, slepence ve středosasko-vogtlandském synklinoriu a labském břidličném poboří; **14** variské plutonity: **KM** – karlovarský masiv, **FM** – flájský masiv, **M** – mišeňský masiv, **15** žulové porfyry a ryolity; **16** postorogenní permské sedimenty a vulkanity; **17** sedimenty křídý; **18** neogenní kontinentální převážně limnické a fluviatilní sedimenty: **CH** – chabská, **SO** – sokolovská a **MO** – mostecké pánev; **19** terciární neovulkanity: **D** – Doupovské bory, **ČS** – České Středohoří; **20** zlomy; **21** státní hranice.



Obr. 8: Schematická geologická mapa Západních Sudet s vyznačením základních stavebních jednotek

1 synorogenní sedimenty (sv. devon – sp. karbon), **2** variské granitoidy, **3** metabazity a ruly, **4** fylity a metavulkanity, **5** fylity a svory, **6** metavulkanity, **7** mylonity, **8** ortoruly, migmatity, **9** kadomské granitoidy, **10** nerozlišené horniny staroměstského krystalinika a velkovrbenské klenby (?prekambrium – devon) **11** nerozlišené jednotky silezika (proterozoikum – devon).

Použité zkratky: JP – krystalinikum Ještědského poboří, ZK – železnobrodské krystalinikum, ZBVK – železnobrodský vulkanický komplex, KO – krkonošská ortorula, RK – rýčborské krystalinikum, LK – lezczyńiecké krystalinikum, SM – strzegomský masiv, KK – klodské krystalinikum, NK – novoměstské krystalinikum, ZLM – zlatostocký masiv, KM – kudovský masiv, HM – brádecký masiv, ZP – žulovský pluton, SK+VVK – staroměstské krystalinikum a velkovrbenská klenba, Zlomové linie: OSZ – okrajový sudetský zlom, VSZ – vnitřní sudetský zlom, LP – lužický přesmyk

V krušnohorské a durynské části saxothuringika můžeme vyčlenit následující strukturní patra:

- a) **autochtonní patro** tvořené kadomským podkladem (v krušnohorské části metamorfovaným až v podmínkách amfibolitové facie (500–700 °C 5–7 kbar – Kröner et al., 1995), např. v oblasti Durynského lesa postižené jen epizonální metamorfózou (Linneman et al., 2001). Autochtonní až paraautochtonní paleozoikum nasedá na kadomský podklad diskordantně (Buschmann et al., 1995). Sled paleozoika durynského vývoje začíná ojediněle kambriem (Elicki, 1997; Buschmann, 1995; Buschmann et al., 1995), většinou však spodním ordovikem. Sedimentace v kambriu a ordoviku byla doprovázena riftovým vulkanismem (Siebel et al., 1997; Bankwitz et al., 1994) a intruzemi granitů, často později přeměněných na různé typy ortorul (Linneman, 1995). Od ordoviku až do famenu se ukládaly pelagické sekvence. Přítomnost svrchnoordovických diamiktitů mohou dokládat příslušnost saxothuringika k armorické skupině mikrokontinentů. Od famenu zaznamenáváme první projevy diastrofické flyšové sedimentace, jejíž sedimenty byly derivovány z vyzvedávajícího se okraje tepelsko-barrandienské oblasti (Jakeš et al., 1979). V některých oblastech však ještě pokračovala karbonátová sedimentace. Autochtonní komplexy vystupují v Durynsku, Vogtlandu

a západní části Krušných hor a Smrčín, v dyleňském a slavkovském krystaliniku. Schäffer et al., (2000) však předpokládá i v západní „autochtonní“ části výrazné zpětné násuny směrem k jv. okraji saxothuringika, které vznikaly v souvislosti s tvorbou rhenohercynského akrečního klínu (retrowedge),

b) **alochtonní patro** je tvořeno příkrovy krystalinika nasunutými z kořenové zóny v oblasti tepelské (sasko-durynské) sutury na durynský paraautochton. Příkrovy jsou dnes zachovány v synformní struktuře **münchberské kry**, menších tektonických bradlech (Frankenberg, Wildenfels) a v oblasti **ZEV** (Zone Erbendorf-Vohenstrauß). V české části k těmto paraautochtonním až alochtonním šupinám patrně patří jednotka Kladské (Kachlík, 1997; Kachlík, 1993), která má shodné rysy např. s Wetzeldorfskou skupinou spočívající na bázi šupin allochtonních jednotek v zóně ZEV (Kachlík, 1997).

Alochton se vyznačuje stratigrafickou i metamorfní inverzí (Franke 1989). Paleozoické jednotky se liší faciálním vývojem od jednotek paraautochtonu (Franke, 1984; Franke, 1989; Falk et al. 1995). Podle Frankeho (1984) sedimentovaly hlubokovodnější sedimenty tzv. bavorského vývoje v distálnějších partiích sasko-durynského kontinentálního svahu nebo dokonce na oceánské kůře sasko-durynské mořské úžiny. Durynský vývoj reprezentují sedimenty ukládané v mělčích partiích bazénu. Protože to však neplatí pro celé období staropaleozoické sedimentace, neexistuje jednotný názor i na tuto otázku (např. Schreiber, 1992). Vysokotlaké horniny, které tvoří strukturně nejvyšší části alochtonní sekvence, vznikly metamorfózou kambroordovické oceánské kůry (Stosh, 1987) a byly vysunuty z oblasti tepelské sutury.

Imbrikace krustálního charakteru, kdy se střídají šupiny hornin tepelsko-barrandienské proveniencie a sasko-durynské proveniencie, jsou patrné i v širším okolí mariánsko-lázeňského komplexu (Kachlík, 1997), který představuje relikty staropaleozoické oceánské kůry (ofiolitový komplex) indikující ofiolitovou jizvu po zániku sasko-durynského oceánu.

Dosud jedním z největších problémů je umístění karbonských (cca 340 Ma - Kröner et al., 1998; Kröner et al., 1995) granulitů saského granulitového pohoří, které vystupují v podloží v paleozoického paraautochtonu (subparaautochton - Franke, Stein, 2000).

Prevariský a variský granitoidní magmatismus

Prevariský magmatismus je v krušnohorské oblasti reprezenován metamorfovanými ekvivalenty kadomských granitoidů lužického plutonu, v krušnohorské oblasti přeměněných na různé typy ortorul (např. **freiberské tzv. šedé ruly**, **červené ortoruly kateřinohorské** a **saydské klenby** - (Kröner et al., 1995) - (**obr. 6**). Kambroordovické granitoidy jsou známy z oblasti jádra smrčinského krystalinika (**selbská ortorula** a **wunsiedlská ortorula** - (Siebel et al., 1997). Variské granitoidy reprezentují poměrně složitě diferencovaný komplex granitoidů **smrčinského** a **karlovarského** plutonu a dalších drobných tělísek (**flájský** granit, granitoidy Slavkovského lesa), které intrudovaly v několika fázích poměrně dlouhém časovém rozmezí od cca 340 Ma do 290 Ma (Siebel et al., 1997; Trzebski et al., 1997). Ke starší fázi magmatismu patří drobná tělíska biotitických a amfibol biotitických dioritů (redwidzitů) a biotitických často porfyrických granitů (tzv. horské žuly). Mladší členy tvoří autometamorfované často dvojslídne tzv. krušnohorské žuly. Nejmladší granity prorážejí i permské vulkanity altenberské kry, doprovázejí je subvulkanické žíly granitových porfyrů.

Labská zóna

Samostatné postavení má v rámci saxothuringika Labské břidličné pohoří a jeho pokračování dále k SZ do nossen-wilsdruffského krystalinika, označovaná souborně jako labská zóna. Je to zešupinacovaná depresní zóna příčná k zonalitě saxothuringika. Neoproterozoické až spodnokarbonské horniny jsou zde silně stlačeny a nasouvány směrem k jihu na krušnohorské krystalinikum. Na území ČR však horniny této jednotky zasahují jen nepatrným výběžkem v údolí Labe u Děčína a v podloží křídly při j. okraji lužického masivu. Jde pravděpodobně o pokračování pruhu neoproterozoických weesen-

steinských drob. V labské zóně jsou přítomna tělesa kadomských granodioritů jz. okraje Lužického plutonu a jejich ekvivalenty, ordovické turmalinické granity i drobná tělíška variských posttektonických granitoidů.

Západní Sudety (Lugikum)

Horniny saxothuringika, pokračujícího za labskou zónou obloukovitě k SV, kde se stáčí až do směru SZ-JV, jsou pro své odlišnosti označovány již od doby klasických prací (Suess, 1912; Kossmat, 1927) jako lugikum nebo Západní Sudety (**obr. 8**). V minulosti byly západní Sudety oblastí, kde řada autorů předpokládala pokračování kaledonského orogénu ze severozápadní Evropy. Paleontologické nálezy na Ještědu (ref. v Chlupáč, 1993) v klodském krystaliniku (Hladil et al., 1999) a datování metamorfních událostí Ar-Ar metodou však ukázala, že hlavní orogeneze, která měla rozhodující význam pro dnešní stavbu oblasti, je variská (Maluski, Patočka, 1997; Marheine et al., 1999; Marheine et al., 2002).

V Západních Sudech tedy můžeme vyčlenit autochtonní doménu, kterou představuje kadomský fundament lužické antiklinální zóny a na něj transgredující autochtonní paleozoikum. Kadomský fundament tvoří neoproterozické horniny lužické drobové formace, kadomsky epizonálně metamorfované. Do lužické drobové formace intrudovaly v rozmezí 580–540 Ma CA granitoidy **lužického plutonu** (Gehmlich et al., 1997; Kröner et al., 1994; Kröner et al., 2001). Během oddělování součástí avalonsko-kadomského orogénu také v této oblasti došlo k ztenčení kadomské kůry a intruzím S typů kambroordovických granitoidů (cca 515–480 Ma Borkowska et al., 1990; Borkowska, 1980; Kröner et al., 1994; Kröner et al., 2001; Korytowski et al., 1993), které jsou reprezentovány **rumburským granitem** a jeho metamorfními ekvivalenty – **jizerskými, krkonošskými ortorulami** a v orlicko-kladské klenbě také **sněžnickými a gieraltowskými** ortorulami.

Na kadomsky deformovaný fundament transgresivně nasedá spodní až střední kambrium v doberlugské synklinále (Elicki, 1997; Buschmann et al., 1995) nebo spodní ordovik Hohe Dubrau (Brause, 1969; Hirschmann, Brause, 1969; Linneman et al., 2001). Sedimentace pokračovala až do spodního karbonu v Zhořeleckém břidličném pohoří (Linnemann, Schauer, 1999) a oblasti Ještědu (Koliha, 1929; Zikmundová, 1964; Chlupáč, 1964; Chlupáč, 1992; Chlupáč, 1993; Chlupáč, 1998b). Horniny autochtonu jsou na našem území v sz. okolí Ještědského pohoří reprezentovány neoproterozoickými metadrobami a fylitickými břidlicemi, na které diskordantně nasedají hrubší staropaleozoická písčité klastika s polohami metakonglomerátů. Ty pak přecházejí v mocnější komplexy fylitů s vložkami vápenců a kvarcitů, grafitických fylitů.

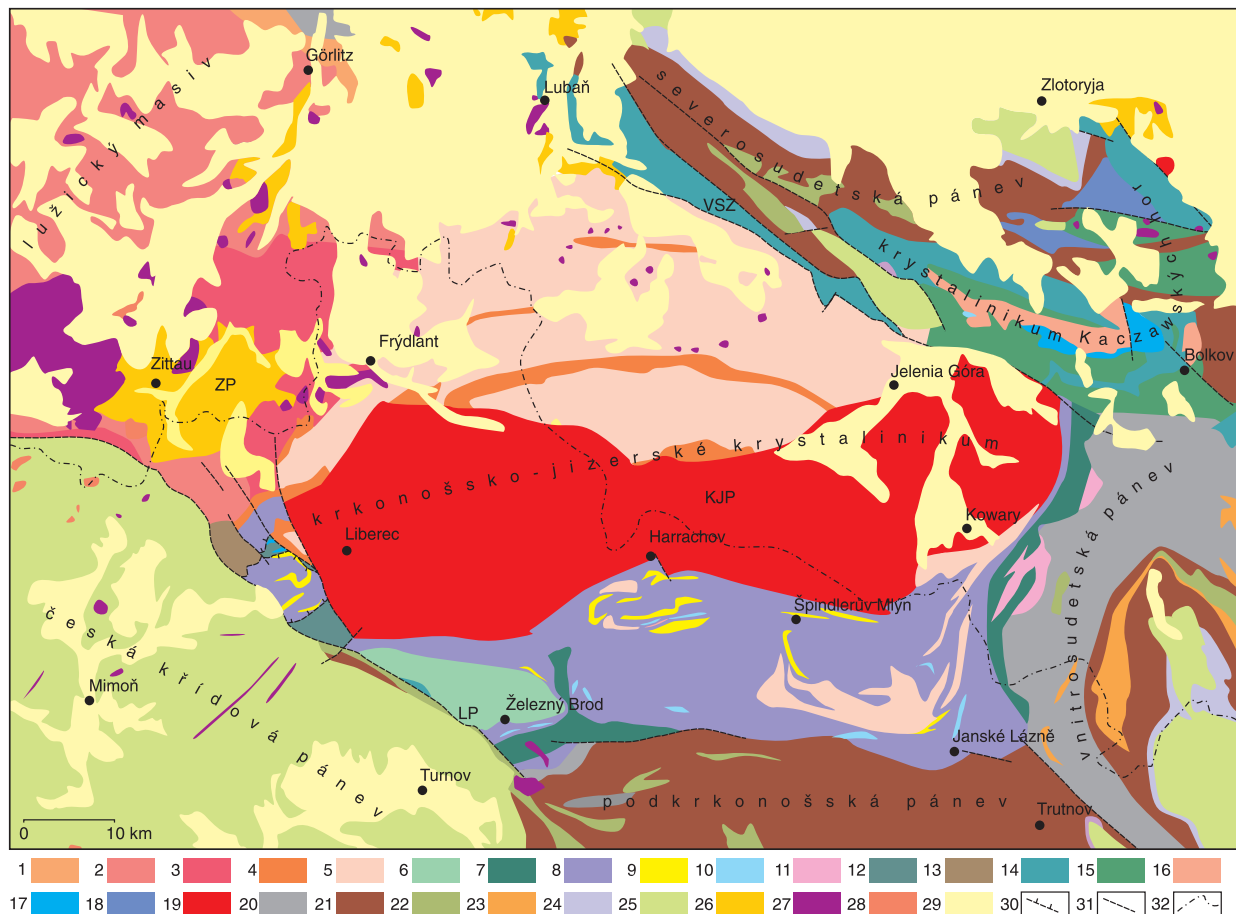
Hlavní etapa střížné deformace a vrásnění postihla tuto doménu až ke konci spodním karbonu – cca 330–320 Ma – Marheine et al., 1999; Marheine et al., 2002). Koresponduje s přesouváním orogenní fronty od JV k SZ (Kachlík, 1998a) a je doprovázena syntektonickou sedimentací kulmských drob s polohami štěrčíkových konglomerátů, které jsou zachovány mimo oblast Lužice také v jítravské skupině na Ještědském hřebetu. Na rozdíl od alochtonní domény, tato oblast nebyla postižena starší HP-LT metamorfózou svrchnodevonského stáří (Kachlík, 1998a).

Hranicí mezi autochtonní a paraautochtonní části lugika jsou Ještědské pohoří a západní část krkonošsko-jizerského krystalinika, v němž jsou již kambroordovické horniny varisky přeměněny na různé typy ortorul (jizerských), které sledují kontakt mezi více méně autochtonní a paraautochtonní doménou.

Paraautochtonní až alochtonní jednotky představuje krkonošsko-jizerské krystalinikum, krystalinikum Kaczawských hor a jednotky s ofiolity, které lemují blok Sovích hor. Samotné postavení bloku Sovích hor a OSK není dosud vyjasněno, patrně je však součástí k SZ sunutých metamorfních příkrovů.

Alochtonní doména představuje soustavu příkrovů, vysunutých k SZ z kořenové zóny mezi sasko-durynskou a tepelsko-barrandienskou mikrodorskou. Její průběh indikují výskyty HP-LT (8–10 kbar, 300–400) °C, metamorfítů (tzv. modrých břidlic, obsahujících alkalické amfiboly, které jsou stabilním pouze při nižších teplotách a vyšších tlacích) v jihokrkonošském (železnobrodském) a východokrkonoském (rýchorském) komplexu a jižnějších jednotkách Kaczawských hor (Bolkov Unit) – **obr. 9**.

Dalším dokladem pro existenci oceánské domény je přítomnost horniny oceánské afinity v obou výše zmiňovaných komplexech a ofiolitů v lemu Sovích hor.



Obr. 9: Geologická mapa krkonošsko-jizerského krystalinika (podle základní geologické mapy ČR 1: 500 000, upraveno).

Lužický masiv: 1 proterozoické droby a břidlice pláště lužického masivu, 2 granitoidy lužického masivu;

Krkonošsko-jizerské krystalinikum: 3 prevariské (kambroordovické granitoidy - cca 510-480 mil. let), 4 fylity, svory, metadroby v plášti jizerských ortorul (proterozoikum až kambrium ?), 5 jizerské a krkonošské ortoruly (vzniklé metamorfózou a deformací kambroordovických granitů během variské orogeneze); 6 staropaleozoické sericit - chloritické fylity (zčásti pokrývačské na železnobrodsku), 7 staropaleozoické metavulkanity železnobrodského komplexu, rýchorského krystalinika a lesczyniecké jednotky v Polsku, 8 staropaleozoické sericitické a sericit-grafitické fylity (? ordovik, silur); 9 kvarcitty; 10 vápence; 11 paczynské ruly lesczynieckého krystalinika, 12 svrchnodevonské fylity s vložkami vápenců v Ještědském břbetu; 13 spodnokarbonský flyš v ještědském poboří;

Krystalinikum Kaczawských bor: 14 staropaleozoické fylitické horniny (? ordovik - sp. karbon) nerozlišené, 15 převážně bazické metavulkanity staropaleozoického stáří, 16 fylity (radzimovické) - silur až devon?, 17 wojciechovské vápence (? silur; devon), 18 sedimentární a tektonické melanže (svrchní devon až spodní karbon); 19 variské plutonity; **KJP** - krkonošsko-jizerský pluton; **Postorogenní sedimenty a vulkanity:** 20 karbonské klastické sedimenty; 21 permské sedimenty; 22 bazické subaerické vulkanity permokarbonu, 23 kyselé subaerické vulkanity permokarbonu, 24 trias, 25 křída, 26 terciér **ZP** - žitavská pánev, 27 bazické neovulkanity (křída - terciér), 28 trachyty, fonolity (terciér), 29 nerozlišené kvartérní sedimenty; 30 přesmyky, násuny; 31 zlomy **LP** - lužický přesmyk **VSZ** - vnitrosudetský zlom; 32 státní hranice.

Litologická náplň jednotlivých dílčích příkrovů a šupin je velmi různorodá a kromě reliktní oceánské kůry zahrnuje zejména vulkanosedimentární sekvence pocházející z hlubších partií sasko-durynského kontinentálního svahu a oceánských prostor, které se začaly tvořit během staropaleozoického riftingu, jehož počátky spadají do období ordoviku (Kachlák, 1998b; Fajst, 1998; Patočka et al., 2000). Většinou jde o různé typy sericit-chloritických fylitů, grafitických fylitů s vložkami kvarcitů a vápenců a polohami bazických i kyselých metavulkanitů, ojediněle se vyskytují i ultrabazické žíly. Spolu s těmito horninami byla imbrikována i tělesa kambroordovických ortorul 515-505 Ma. Stratigrafická příslušnost alochtonních komplexů ve všech jednotkách není dosud dostatečně dobře známa, zejména v důsledku nedostatku paleontologických dokladů i radiometrických dat. Paleontologicky je u nás spolehlivě dolo-

žena pouze přítomnost siluru v jihokrkonoském komplexu (Horný, 1964). Nálezy ichnofosilií v pokrývačských fylitech s. od Železného Brodu a nedokonale zachovalých zbytků archeocytha a tentakulita (Hladil et al., in press) dokládají, že jiho a východokrkonoský komplex náleží nejspíše z větší části **staršímu paleozoiku**. To je v souladu i radiometrickými daty z vulkanitů. Protolity bimodálních metavulkanitů v obou jednotkách vykazují stáří v rozmezí 515–480 Ma (Kryza, Pin, 1997; Oliver, 1993; Bendl et al., 1995; Timmerman et al., 2000). Stáří ofiolitů v okolí Sovích hor je podstatně mladší (cca 420–400 Ma) – (Oliver et al. 1993; Zelazniewicz et al., 1998) než v případě protolitu oceánských hornin, které byly vysunuty z tepelské sutury v oblasti mariánsko-lázeňského komplexu.

Přítomnost prekambričských hornin, k nimž byly např. v české části řazeny horniny velkoupské skupiny a části radčické skupiny (Chaloupský et al., 1989) a v polské části Radzimowické fylity, se zatím nepodařilo spolehlivě doložit, jelikož kontakty kambroordovických metagranitů jsou většinou tektonické. Horní hranicí pro sedimentaci paleozoických sledů je datování metamorfózy ve facii modrých břidlic, spjaté se subdukci oceánské kůry i korový segmentů, k jejímuž vyznívání docházelo cca kolem 360 Ma (Maluski, Patočka, 1997). Na metamorfní etapu spjatou se subdukci bezprostředně navazuje exhumace hluboko subdukovaných krustálních fragmentů a jejich obdukce na paraautochtonní a autochtonní jednotky v předpolí deformační fronty, které se odehrálo cca mezi 345–325 Ma (Marheine et al. 1999; Marheine et al. 2002). Během výstupu došlo k reekvilibraci hornin v podmínkách facie zelených břidlic až nižší amfibolitové facie (v oblasti Rýchor) – (Kachlík, Patočka 1998; Maluski, Patočka 1997; Marheine et al. 1999). Vzniklá příkrovová stavba, se vyznačuje metamorfní a částečně i stratigrafickou inverzí (Kachlík, Patočka 1998). Proto stoupá směrem k východu krystalinita slíd a horniny získávají svorový a výjimečně až rulový vzhled.

Jádro **orlicko-sněžnické klenby** (**obr. 8**) je rovněž tvořeno převážně migmatity a prostoupeno varisky různě deformovanými a metamorfovanými typy kambroordovických ortorul (Hegner, Kröner, 2001; Kröner et al., 2001; Turniak et al., 2000). V nich jsou rozptýleny drobné čočky UHP eklogitů s coesitem (Bakun-Czubarov, 1998). Metabazity, vystupující hlavně jako ložní či pravé žíly, mají větší intradeskový charakter (Floyd et al., 1996). Do migmatitů jádra klenby jsou zavrásněny nebo imbrikovány horniny **strůňské** skupiny (pararuly, svory s vložkami kvarcitů a vápenců), které se vyznačují celkově nižší metamorfózou v podmínkách amfibolitové facie.

Ze vztahů žilných lamprofyrů, jejichž U-Pb datování zirkonů vykazuje stáří 492 Ma (Kröner et al. 2001), a které protínají metamorfní foliaci, tuto autoři vyvozují starokaledonské stáří metamorfózy. Řada dalších datování (Bröcker et al., 1997; Brueckner, 1991; Turniak et al. 2000; Marheine et al. 2002) však ukazuje, že horniny jádra klenby prodělaly kromě variské HP-HT metamorfózy (cca 390–370 Ma) také pozdější HT-LP reekvilibraci spjatou s rozsáhlou migmatitizací.

Již během svrchnodevonské exhumace spodnokorových krustálních jednotek byly aktivní sz- jv. orientované střížné zóny a zlomy, podle kterých se otevíraly relativně malé pánve (**swiebodzická, bardská a vnitrosudetská**) s rychle subsidujícím dnem, kde se hromadily velké mocnosti (až 8 km) převážně aluviálních a mořských flyšových sedimentů často s olistolity různého stáří (bardská deprese). Stejně jako radiometrická data i postupná migrace depocenter diastrofických sedimentů ukazuje postupnou migraci orogenní fronty z oblasti Sovích hor k západu (Kachlík, Patočka 1998; Hladil et al. 1999).

Zvláštní postavení mají ve stavbě Západních Sudet krystalinika **novoměstské** a **zábřežské**, které tvoří jihozápadní lem orlicko-sněžnické klenby. Názory na jejich příslušnost se různí. Někteří autoři je řadili k tepelsko-barrandienské jednotce, další je považují za součást jednotek Západních Sudet. Na jihozápadě se noří pod uloženiny křídly, na sv. je uhřínovské nasunutí odděluje tektonicky od jádra orlicko-sněžnické klenby, které je na něj nasunuto podle tohoto saxonského přesmyku.

Novoměstské krystalinikum je tvořeno převážně rytmicky uspořádaným komplexem biotiticko-muskovitických fylitů a metadrob s polohami bazických i kyselých metavulkanitů, které jsou metamorfovány v podmínkách facie zelených břidlic až epidotických amfibolitů. Metamorfní postižení klesá směrem k JZ do podloží ČKP.

Krystalinikum **zábřežské** leží v jv. prodloužení krystalinika novoměstského. Litologicky i metamorfni zonalitou se mu velmi podobá. Na rozdíl od předchozí jednotky jsou v něm více zastoupeny hrubší drobové facie, proti pelitickým, které převažují v krystaliniku novoměstském. V jižní části jednotky jsou droby a břidlice přeměny na páskované fylity, v severní více metamorfované části až na svory až ruly. Dělitkem je horizont kvarcitů s metakonglomeráty, které obsahují granitoidní valouny. Vložkové horniny tvoří kvarcity, zelené břidlice až amfibolity. Charakteristickým členem zábřežského krystalinika jsou polohy křemenných dioritů a tonalitů; jejich ekvivalenty jsou též v sousedních jednotkách – poličském a staroměstském krystaliniku, na které struktury zábřežského krystalinika navazují.

Stáří protolitu sedimentárních hornin není známo, většina autorů uvažuje na základě analogie s drobovými komplexy Lužice a TBO o neoproterozoickém stáří sedimentace. Není však vyloučeno, že méně metamorfované části zábřežského krystalinika mohou být i staropaleozoického stáří.

Východní lem orlicko-sněžnické klenby tvoří krystalinikum **staroměstské**. Od silezika, jej odděluje **nýznerovské** nasunutí. Staroměstské krystalinikum, tvoří různé typy svorů a rul, soustředěné v západní části, do nichž se vkládají polohy bimodálních metavulkanitů a metagaber kambroordovického stáří, které převládají v jeho východní části. Součástí krystalinika jsou i drobná tělíska ultrabazik. Staroměstské krystalinikum je interpretováno jako součást systému kambroordovických riftů, podle kterých došlo k oddělení sasko-durynského mikrokontinentu. V době variské suturace se tato zóna stává kořenovou zónou variských příkrovů vysouvaných na okraj kadomského bloku brunovistulika. V průběhu variské orogeneze (cca 340 Ma) do této jizvy itrudovalo protáhlé těleso tonalitu (Parry et al. 1997).

Variský granitoidní magmatismus

V závěru variské konvergence následovaly intruze pozdně syntektonických granitoidů, **zlatostockého**, **strzelinského** (340 Ma), **krkonošsko-jizerského masivu** 330–305 Ma (Pin, 1987; Pin et al., 1993; Kröner et al., 1994; Marheine et al. 2002) a ještě poněkud mladšího **strzegomského** masivu (271–281 Ma) – **obr. 6**. Variské je i stáří **kudowského** a **novohrádeckého** masivu v Orlických horách a patrně i synkinematické intruze tonalitů v zábřežském a staroměstském krystaliniku. Největší těleso krkonošsko-jizerského masivu, které vystupuje v jádře antifonní struktury krkonošsko-jizerského masivu zapadá směrem k jihu pod svůj převážně paleozoický metamorfni plášť. Jeho mocnost je podle reflexní seismiky odhadována na několik km. V krkonošsko-jizerském masivu jsou zastoupeny jednak porfyrické biotitické granity (**liberecký** granit) a jeho hrubozrná varieta **jizerský** granit (Klomínský, 1969), hybridní amfibol biotitický **fojtský** granodiorit a při jižním okraji mezi Libercem a Jabloncem i dvojslídny **tanvaldský** granit.

S intruzemi granitoidů se překrývá permokarbonský vulkanismus a sedimentace kontinentální intramontánní molasy v podkrkonošské a vnitrosudetské pánvi.

3.1.4. Moravsko-slezská oblast

MSO je nejvýchodnější částí ČM. Vyznačuje se celou řadou specifických znaků, které ji odlišují od jednotek, které byly součástí armorické skupiny mikrokontinentů. Její stavba je diskordantní vůči strukturní zonalitě západněji ležících jednotek ČM, shodná grenvillská (1,1–1,3 Ga) – (Hegner, Kröner 2000) stáří xenokrystů zirkonů a Nd modelové stáří granitoidů a metagranitoidů moravsko-slezské oblasti ukazují, že na rozdíl od zbytku ČM, se na petrogenезi magmatitů této jednotky podílela i grenvillská juvenilní kůra. Východní část této oblasti označovaná jako brunovistulikum je předpolím dvou orogénů – na západě orogénu variského, na východě alpského orogénu ZK. MSO představuje samostatnou paleogeografickou entitu, která akretovala k východoevropské platformě dříve, patrně již v kambriu. Z toho vyplývá řada odlišností i neoproterozoickém, ale hlavně v paleozoickém vývoji, které byly podrobněji charakterizovány v kap. 2.3.

MSO byla původně jednotným blokem, který byl součástí avalonsko-kadomského orogénu, rozprostírajícího se při severním okraji gondwanské pevniny. Variská kolize této jednotky s lugodanubikem

však způsobila, že západní část bloku byla silně varisky přepracována - rozlámána na dílčí bloky a později deformována a metamorfována. V důsledku silného tektometamorfního přepracování v rámci variského cyklu, nabyla odchylné znaky a je proto označována jako **moravosilezikum** (**obr. 10**). Východní **brunovistulická** část však od konce kadomské orogeneze nebyla žádnou další orogenezí výrazněji postižena a je tedy epikadomskou platformní jednotkou, která byla později během variské i alpínské orogeneze deformována víceméně jen křehce. Moravosilezikum je na západě omezenou složitým systémem násunů (moravsko-slezské zlomové pásmo), které konvergují k předpokládané sutuře mezi lugodanubikem a brunovistulikem. Východní okraj tvoří okraj kulmské předpolní pánve. Kosý průběh linie násunových linií a rozdílné denudační niveau však způsobuje, že se ve směru od severu k jihu s moravikem stýkají různé horninové komplexy (kulm, brněnský a dyjský masiv). Zčásti je styk obou jednotek překryt mladšími sedimenty permokarbonu boskovické brázdy.

Brunovistulikum, vystupuje na povrch na větší ploše pouze v **dyjském a brněnském** masivu. Menší výskyty tvořené převážně opět granitoidními horninami a jejich metamorfním pláštěm, případně paleozoickým obalem, jsou obnaženy v izolovaných vyzdvižených tektonických krátech v oblasti hornomoravského úvalu. Vrtným průzkumem a geofyzikálně je však zjištěno, že na východě jednotky brunovistulika zasahují až k peripieninskému lineamentu, na jihu až k Dunaji a na severu jsou vůči malopolskému masivu odděleny zlomovou zónou Krakow - Lubliniec.

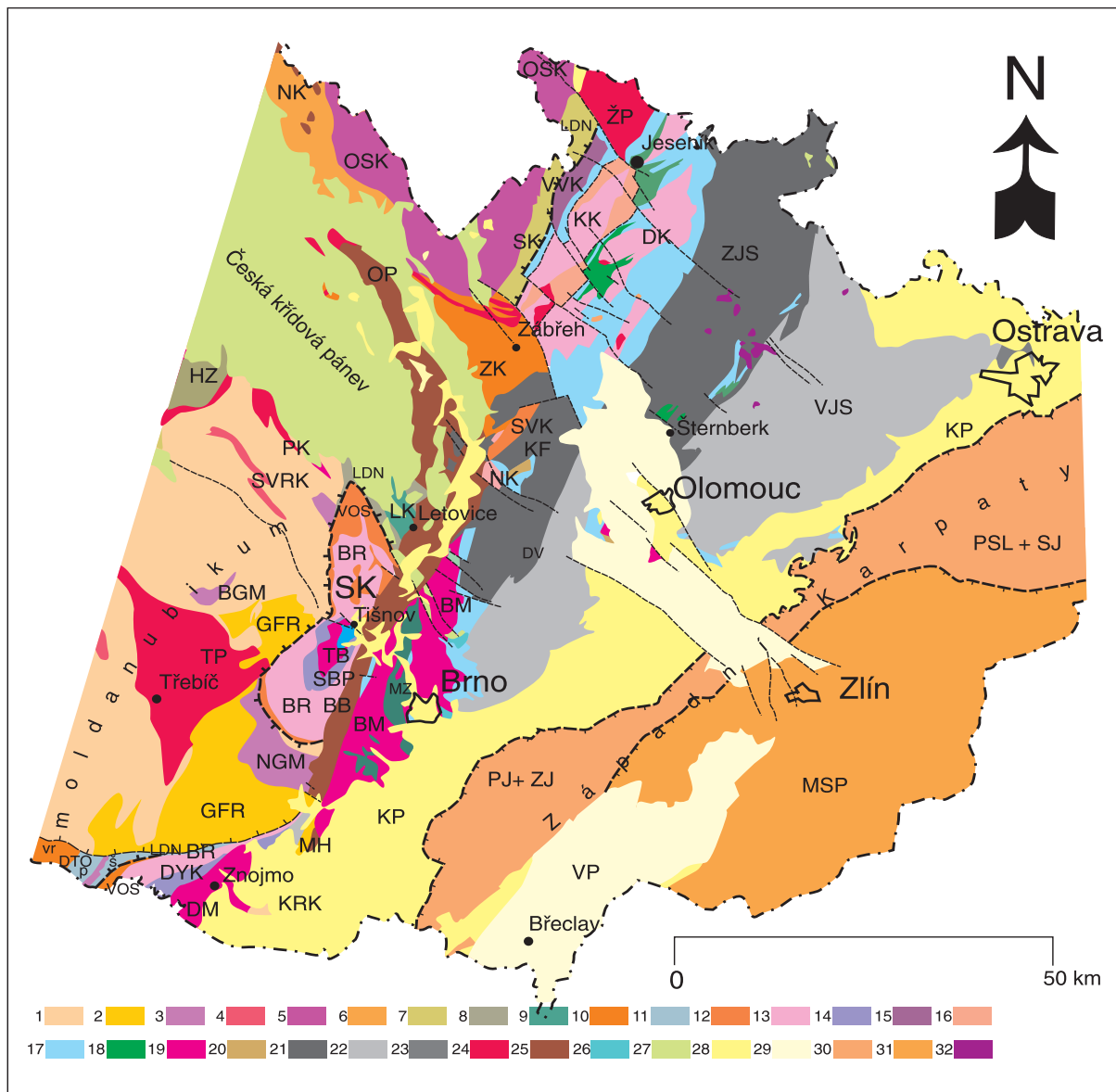
Vertikálně lze obě jednotky rozčlenit do tří strukturních pater: kadomského, variského a alpínského, které však má výrazně větší rozšíření a mocnosti na východě brunovistulika. V moravosileziku byl kadomský fundament spolu s paleozoickým pokryvem intenzivně varisky deformován a metamorfován. Intenzita deformace a metamorfózy paleozoického pokryvu brunovistulika rychle vyznívá směrem k východu. Michálkovická a orlovská vrása jsou nejvýchodnějšími významnými vrásovo-násunovými strukturami tj. okrajem variské orogenní fronty. Východně od těchto struktur nejsou již paleozoické sedimenty významněji postiženy variskými duktilními deformacemi.

Protože geologický vývoj v rozsahu od prekambria až do současnosti lze lépe rekonstruovat na příkladě brunovistulika, bude v následujícím stručném přehledu nejprve charakterizována tato jednotka a teprve pak její varisky silně přepracovaná část - moravosilezikum.

Geologická charakteristika

Brunovistulikum

Brunovistulikum je kadomským krustálním blokem, při jeho západním okraji varisky přepracovány. Jeho větší část je skryta pod sedimenty příkrovů vnějších Karpat (kap. 1.2.), karpatské předhlubně, autochtonních mezozoických a terciérních platformních formací jv. svahu ČM a zvrášených paleozoických jednotek (kambrium až sv. karbon - v Polsku až perm). Kadomský podklad vystupuje na povrch od jihu k severu pouze v dyjském masivu, brněnském masivu a ostrůvcích krystalinika v hornomoravském úvalu. V zakryté části se povrch kadomského fundamentu svažuje převážně směrem k V, kde v podloží flyšových příkrovů se nachází v hloubkách 5 až 10 km (např. Suk et al., 1991). Do podobných hloubek se kadomské podloží zanořuje v oblasti Nízkého Jeseníku k SZ až SSZ i pod mocné sedimenty devonu a spodního karbonu (kulmu). Je tedy patrné, že charakter reliéfu brunovistulika byl ovlivněn procesy vytváření variského a alpínské akrečního klínu. Reliéf jednotky je však silně ovlivněn příčnými sz. - jv. zlomy, které byly aktivní zejména během sedimentace devonu a karbonu. Některé z nich byly však reaktivovány i během mezozoika. Často inverzní pohyby na těchto zlomech způsobily, že hloubka kadomského patra i mocnost paleozoického a mezozoického pokryvu se výrazně liší v jednotlivých blocích. Nejvýznamnějšími strukturami jsou v tomto ohledu zejména zlomy nesvačilského a vranovického příkopu oddělující jihomoravský a středomoravský blok, zlomy konické a hornomoravského úvalu, které na sv. oddělují středomoravský a severomoravský blok (podrobnosti viz např. Dvořák, 1973; Dvořák, 1993).



Obr. 10: Schematická geologická mapa moravsko-slezské oblasti (moravosilezika).

Moldanubická oblast s.l (tj. včetně svrateckého krystalinika (SVRK) a poličského krystalinika (PK): **1** převážně pararuly a migmatity s pestrými vložkami nerozlišené (včetně krbovického krystalinika - KRK); **2** gřoblé ortoruly (GFR), migmatity (včetně jižní části krystalinika miroslavské bráti (MH)); **3** granulitové masivy s tělesy bazik a ultrabazik - NGM - náměšťský granulitový masiv, borský granulitový masiv; **4** patrně kambroordovické ortoruly; **5** ortoruly, migmatity jádra orlicko-sněžnické klenby (OSK) včetně níže metamorfovaných metasedimentů strónské skupiny; **6** novoměstské krystalinikum - NK (nerozlišené); **7** staroměstské krystalinikum - SK (nerozlišené); Letovické krystalinikum (LK); **8** svory a pararuly s vložkami metabazitů; **9** letovický metaofiolitový komplex; **10** zábřežské krystalinikum (ZK) nerozlišené; Moravosilezikum: moravikum dyjské (DYK) a svratecké klenby - SK (včetně nectavského (NK) a svinovsko-uranovského krystalinika (SVK) a drosendorfského tektonického okna - DTO); **11** pararuly a svory šafovské (š) a podbradské jednotky (p); **12** svory a pararuly vranovsko-olešnické (vos) a vratěňské skupiny (vr) a jejich ekvivalentů v svinovsko-uranovském krystaliniku (SVK); **13** kadomské ortoruly (bítešská rula - BR a její ekvivalenty v nectavském, svinovsko-uranovském krystaliniku, keprnické (KK) a desenské klenbě (DK); **14** lukovská skupina a skupina Bílého potoka (SBP); **15** velkovrbenská klenba - VVK (nerozlišené); **16** pararuly keprnické klenby (KK); **17** metamorfovaný a nemetamorfovaný devon až sp. Karbon moravosilezika a brunovistulika (nerozlišený); **18** devonské bazické masivy v silezikum (sobotínský, jesenícký) a rozsáhlejší tělesa metavulkanitů v podloží jeseníckého kulmu; Brunovistulikum: **19** kadomské plutonity (brněnský masiv - BM, včetně metabazitové zóny - MZ, dyjský masiv - DM a výskyty v bornomoravském úvalu); **20** kladecké fylity (KF); **21** spodní karbon převážně ve flyšovém vývoji (nerozlišený) západojesenického synklinoria (ZJS) a západní části Drabanské vrchoviny; **22** vizézský flyš Drabanské vrchoviny (DV) a východojesenického synklinoria (VJS); **23** namur bornoslezské pánve; **24** variské plutonity: TP - třebíčský pluton, ŽP - žulovský pluton (drobnější tělesa bez označení); Platformní jednotky ČM; **25** permokarbon boskovické brázd (BB), orlické pánve (OP) a relikty v Orlických horách; **26** jura (vápence, pískovce); **27** křída České křídové pánve, králického příkopu, relikty v blanenském prolomu, relikty výběžků osoblažské pánve; Karpatská soustava: **28** terciér karpatské předblubně včetně relikty ve východní části ČM; **29** pliocén vídeňské pánve (VP) a bornomoravského úvalu; **30** komplexy pouzdřanské (PJ), ždánické (ŽJ), podslezské (PSJ) a slezské (SJ) jednotky - (jura až terciér); **31** převážně paleogenní flyšové komplexy magurské skupiny příkrovů (MSP); **32** neovulkanity ČM, LDN - ludoganubické nasunutí.

Kadomský fundament brunovistulika lze rozdělit na základě geochemického charakteru kůry a zčásti i protolitového stáří granitoidních hornin dělit do tří dílčích celků (teránů) – **obr. 6: dyjského** na JZ, **metabazitové** zóny, která zaujímá centrální pozici a je přirozenou hranicí mezi oběma zbývajících terány a rozsáhlého **slavkovského** teránu, který tvoří sv. část brunovistulika (např. Finger et al., 1997; Finger, Steyrer, 1995).

Dyjský terán

Dyjský terán je tvořen převážně draslíkem bohatými biotitickými a dvojslídnyými granodiority a granity, které podle Sm-Nd a Sr izotopických dat představují vyzrálejší partie kadomské kůry, vzniklé na aktivním kontinentálním okraji Gondwany. Součástí pre-intruzivní suity jsou zbytky poměrně silně metamorfovaného pláště, představovaného různými typy rul a migmatitů a svrchnoproterozoického obalu, který patrně reprezentují pouze slabě přeměněné fylitické horniny therasburgského souvrství, popsáno z Rakouska. Podle dostupných radiometrických údajů představují granitoidy tohoto teránu starší část intruzivní suity brunovistulika (620– 590 Ma) – (Friedl et al., 1998). Horniny dyjského teránu v současném erozním řezu vystupují na povrch v **dyjské** klenbě a západní části **brněnského masivu**, z. od metabazitové zóny a zejména v Horním Rakousku, kde mají největší plošné rozšíření. Směrem k východu se noří pod sedimenty karpatské předlubně a paleozoické a mezozoické jednotky platformního pokryvu brunovistulika.

Horniny dyjského masivu a západní části brněnského masivu, které sahají až k okrajovému zlomu boskovické brázdy tvoří autochtonní podklad varisky přepracovaných jednotek moravika. Proto jsou granitoidy v blízkosti styku s příkrovy moravika silně varisky deformovány, mylonitizovány až fylonitizovány. Jejich varisky retrográdně přepracované ekvivalenty a horniny pláště (deblínská skupina) vystupují v parautochtonní pozici v jádře svratecké klenby moravika. Shodné geochemické rysy a protolitová stáří bítešské ruly, rul nectavského a svinovsko-vranovského krystalinika a granitoidů dyjského teránu ukazují, že tato část brunovistulika byla během variské orogeneze začleněna do příkrovové stavby moravika.

Horniny **krhovického** krystalinika a krystalinika jižní části **miroslavské** hrástě, které leží ve strukturním nadloží této části brunovistulika, jsou nejčastěji interpretovány jako příkrovové trosky přesunutého moldanubického příkrovu (Suess, 1912; Dudek, 1962). Podobnou strukturní pozici zaujímají v nadloží morávních příkrovů ve svratecké klenbě v. od Tišnova i jednotka brumovid (Zapletal, 1933), jejíž horniny mají zřejmou afinitu ke svrateckému krystaliniku.

Metabazitová zóna

Metabazitová zóna je pouze několik km široký pruh převážně bazických intruzivních i efuzivních hornin přibližně SJ směru sledovatelný od sz. okolí Blanska přes Brno směrem k Břeclavi. V podřízeném množství jsou však zastoupeny i ultrabazické ale i kyselé horniny Pokračování pod sedimenty boskovické brázdy na SZ i pod jednotky ZK na JV je dosud nejasné. Zatímco v západní části převažují bazická intruziva, metadiority, metagabra, ve východní části jsou zastoupeny i efuzivní členy – převážně tholeiitické metabazity, pronikáné žilami metaryolitů a metadoleritů. U-Pb stáří zirkonů z metaryolitů (725 ± 15 Ma Finger et al., 2000) pronikajících tholeiitické horniny je dokladem, že metabazitová zóna představuje reliktd kadomské ofiolitové jizvy, modifikovaný během variské kolize brunovistulika s moldanubikem. Metabazitová zóna je tedy nejstarší částí brunovistulika a zároveň představuje nejstarší bazický komplex inkorporovaný do stavby středoevropských variscid.

Slavkovský terán

Slavkovský terán zahrnuje zbylou část brunovistulika v. od metabazitové zóny. Na povrch vystupuje pouze ve východní části brněnského masivu a ostrůvcích krystalinika v hornomoravském úvalu. Patří k němu patrně i **kladecké** fylity, vystupující z podloží kulmu na Dražanské vysočině. V jižní a jihovýchodní části je tvořen primitivnějšími alkalicko-vápenatými amfibolicko-biotitickými granodiority

a tonality. V oblasti drobných výskytů krystalinika v hornomoravském úvalu dominují kontaktně metamorfované chloriticko-biotitické fylity pronikané hruborznnými pegmatoidními granity nebo biotitickými granodiority. Fylity přecházejí v jihomoravském i středomoravském bloku směrem k JV do výše metamorfovaných dvojslídnych pararul a biotických pararul s granátem a sillimanitem, které jsou spolu s migmatity dominující horninou v severomoravské části slavkovského teránu. Granotoidní horniny jsou zde zastoupeny pouze na podřízené ploše.

Moravosilezikum

Moravosilezikum představuje segment kadomské kůry brunovistulika, který byl spolu se svým paleozoickým (patrně převážně devonským) pokryvem deformován a metamorfován během spodnokarbonské kolize brunovistulika a lugodanubika. Vystupuje v řadě klenb či strukturních elevací v podloží lugodanubického nasunutí (**obr. 2, 10**). Od jihu k severu jsou to klenby **dyjská a svratecká**. Spolu se strukturně podobnými elevacemi **nectavského a svinovsko-vranovského** krystalinika jsou tyto jednotky označovány jako **moravikum**. Příčné sz. – jv. zlomy labského lineamentu moravikum oddělují od **silezika**, které je reprezentováno od východu k západu klenbami **desenskou, vidnavskou, keprnickou a velkovrbenskou**. V depresních zónách, případně v oblastech dílčích násunů mezi klenbami silezika je zachován ve větší míře jejich převážně devonský obal (starší paleozoické jednotky nebyly dosud paleontologicky doloženy).

Stavba obou jednotek se vyznačuje inverzní metamorfní zonálností a existencí východovergentní variské příkrovové stavby, do které byly zahrnuty jednotky kadomského fundamentu a paleozoického pokryvu. Intenzita variské deformace klesá v jednotlivých dílčích příkrovech generelně od západu k východu směrem od tektonického nadloží do podloží.

Kromě složitější vnitřní stavby, projevující se opakováním několika klenbových struktur, je jedním z hlavních rozdílů mezi moravikem a silezikem intenzita postižení a deformace devonského obalu. Zatímco v dyjské a svratecké klenbě je devon metamorfován pouze v nižší části facie zelených břidlic, v jednotkách silezika je často metamorfován až v amfibolitové facii. Intenzita metamorfózy devonského obalu tedy roste od jihu k severu, patrně ve stejném směru se zvětšuje i velikost zkrácení kůry během variské orogeneze.

Moravikum dyjské klenby

Moravikum dyjské klenby je soustava krystalinických příkrovů nasunutých během variské kolize moldanubika a brunovistulika na okraj brunovistulického mikrokontinentu, reprezentovaného kadomským fundamentem dyjské klenby a jeho devonským obalem, který je však skryt pod terciénními sedimenty karpatské předhlubně.

Od tektonického podloží do nadloží jsou to tzv. **spodní morávní příkrov**, který je tvořen slabě metamorfovanými fylitickými horninami tzv. **lukovské skupiny** (Batík, 1999). Kromě různých typů fylitů jsou jeho součástí také vložky zelených břidlic, kvarcitů a ve svrchní části na styku s bítešskou rulou rovněž erlánů a mramorů. Stáří této jednotky není dosud známo, podle vztahů k fundamentu (intruze granitoidů podobných horninám dyjského masivu) je tato jednotka považována za neoproterozoickou (Batík, 1999) nebo staropaleozoickou (Svoboda, Prantl, 1951).

V tektonickém nadloží spodního morávního příkrovu spočívá **svrchní morávní příkrov** tvořený deskovitým tělesem **bítešské ortoruly** a pravděpodobně jeho metamorfním pláštěm, který tvoří převážně metasedimenty tzv. **vranovské skupiny**. V této jednotce dominují různé typy stauroliticko-granatických svorů, směrem do nadloží přibývá biotitických pararul. Vložkové horniny tvoří tremoliticke mramory, kvarcity a amfibolity. Jelikož bítešská ortorula gechemicky i geochronoloicky odpovídá kadomským graniotidům západní části brunovistulika (Friedl et al., 2000), v případě intruzivního vztahu jsou i horniny vnějších fylitů minimálně neoproterozoického stáří. Na základě poněkud odchylné litologie bývá vyčleňována některými badateli jako zvláštní jednotka tzv. **svorová zóna (šafovská skupina)**, která byla naopak rakouskými geology dříve považována za produkt retrogrese moldanu-

bických hornin (Suess, 1912; Preclik, 1926). Českými autory je moravská svorová zóna považována za samostatnou litotektonickou jednotku v podloží moldanubického nasunutí, svojí strukturální pozicí ekvivalentní svrateckému a letovickému krystaliniku. Podle některých českých autorů např. (Dudek, 1971) jsou k moraviku řazeny i jednotky vystupující v údolí Dyje z. a jz. od Vranova nad Dyjí, které jsou rakouskými geology považovány již za součást moldanubika. Jde patrně o tektonické opakování jednotek moravika oddělených lamelou moldanubických hornin s granulity u Stálek.

Moravikum svratecké klenby

Svratecká klenba je klasickou oblastí, v níž lze doložit variské přesunutí příkrovů moravika přes brunovistulický parautochton, který spolu s devonským obalem vystupuje v jádře klenby v jv. okolí Tišnova ve dvojitém tektonickém okně (Jaroš, Mísař, 1974). Zešupinacení devonského obalu **závist-ské a květnické jednotky** (spodno až středodevonská klastika a svrchnodevonské vápence) spolu s podložním kadomským basementem reprezenovaným retrográdně postiženými migmatity a pararulami, pronikánými kadomskými intruzivami odlišuje stavbu jádra svratecké a dyjské klenby. Morávní příkrovy reprezentované příkrovem **vnitřních fylitů (skupina Bílého potoka)** a příkrovem **bítešské ruly s pláštěm vnějších fylitů (olešnická skupina)** se jak strukturální pozicí, litologicky i metamorfně shodují s obdobnými jednotkami v klenbě dyjské (**lukovská = perneggská skupina, vranovská skupina**). Podobně jako v dyjské klenbě je vyčleňována v nadloží morávních jednotek svorová zóna, která má litologicky i metamorfně mnoho společných znaků s letovickým a svrateckým krystalinikem (přítomnost metagaber, ortorul, granátických svorů). Charakteristické červené migmatity svrateckého krystalinika, v tektonickém nadloží morávních příkrovů, které jsou přítomny i ve východním křídle klenby v. od Tišnova (tzv. **klucaninská série** Zapletal, 1932), dokládá, že čelo moldanubického příkrovu zasahovalo minimálně až k okraji boskovické brázdy. Šikmá kolize brunovistulika s moldanubikem způsobila, že dominantní směr tektonického transportu je k SV. Východní složka pohybu, která byla dříve považována za dominantní, však dosahuje také řádu desetikilometrových přesunů.

Za součást moravika jsou považovány i dvě malé tektonicky omezené kry, vyzvednuté z podloží kulmu a permokarbonu boskovické brázdy v těsném sousedství předpokládaného pokračování násunových struktur moravsko-slezského zlomového pásma, v tomto úseku označovaného jako tzv. vacetínské nasunutí. Jižnější kra **nectavská**, omezená systémem sz. – jv. konických zlomů vystupuje z podloží transgredujícího permokarbonu boskovické brázdy v. od Jevíčka (**obr. 10**). Její stavba se podobá v mnohém stavbě v dyjské i svratecké klenbě. Nectavská rula, geochemicky korelovatelná s bítešskou (Hanžl, 1994) je nasunuta k SV na komplex fylitických hornin s karbonáty, které odpovídají vnitřním fylitům (skupina bílého potoka). Při severním okraji vystupují z podloží kulmu i patrně devonské karbonáty obalu brunovistulického parautochtonu. **Svinovsko-vranovské krystalinikum** tvoří úzký pruh krystalinika uvnitř mezi tzv. mírovským kulmem a kulmem Dražanské vrchoviny. Na západě se tektonicky stýká podél vacetínského nasunutí s nadložním zábřežským krystalinikem. Jeho stavba se od nectavského krystalinika dosti liší. Jeho dílčí jednotky jsou výrazně protaženy sv. – jz. směrem. Od západu k východu vystupuje těleso kataklastických žul a komplex biotických fylitů až granátických svorů s vložkami kvarcitů, amfibolitů a vápenců. Litologie i vyšší intenzita metamorfózy metasedimentární sekvence, odpovídající amfibolitové facii (cca 600° C) svědčí spíše pro její paralelizaci s vnějšími fylity (olešnickou skupinou) svratecké klenby (Němečková, Babůrek, 1999). Jelikož korelace kataklastické žuly od Vranové s bítešskou rulou nebo horninami předeovonského podkladu není dosud prokázána, zůstává dosud variská příkrovová stavba tohoto krystalinika dosud neobjasněna.

Slezikum

Slezikum je plošně nejrozsáhlejší a nejširší úsek varisky přepracovaného kadomského basementu mezi varisky nedeformovaným brunovistulikem na východě a armorickými mikrokontinenty na západě (**obr. 10**). Slezikum buduje podstatnou část pohoří Hrubého Jeseníku a při hranicích s Polskem

také Vidnavskou pahorkatinu. Západní hranici s lugodanubikem tvoří **nýznerovské** nasunutí, východní tektonickou hranici vůči převážně flyšovým sekvencím pak západovergentní **andělsko-horské** nasunutí. Na jihu je zlomy labské linie, konkrétně bušínským zlomovým pásmem tektonicky oddělena od moravika. Na severu se noří v Polsku pod mladší kvartérní uloženiny.

Na jednotkách silezika lze nejlépe rekonstruovat variský geotektonický cyklus. Začal devonským riftingem kadomské kůry a vznikem úzkých riftových bazénů s bimodálním vulkanismem, který později vystřídala produkce magmat převážně tholeiitického charakteru, které dokládají zrychlení procesů rozpadu kadomské kůry. Kadomská kůra je tak rozčleněna do dvou ztenčených a nakloněných ker, které dnes vystupují v desenské a keprnické klenbě. Oddělovaly je relativně úzké devonské pánve, jejichž výplň je v dnešní invertované podobě zastoupena v zóně červenohorského sedla mezi desenskou a keprnickou klenbou, pásmem Branné, případně částí hornin velkovrbenské klenby. Ve spodním karbonu došlo ke konvergenci lugodanubika a brunovistulika. Kadomský fundament i devonský obal byly intenzivně deformovány během vytváření variského akrečního klínu. V závěru spodního karbonu a ve svrchním karbonu jsou během pokračující šikmé konvergence lugické a brunovistulické domény vysouvány směrem k SV na nedeformované brunovistulické předpolí. Orogenní fronta migrovala v čase i prostoru od Z k V, což dokládá k východu klesající Ar-Ar stáří (340–300 Ma – Maluski et al., 1995) i překládání osy předpolní pánve. Zatímco předpolí bylo během spodního karbonu v kompresi, hluboce subdukované korové segmenty na západě byly v závěrečných fázích exhumovány již v extenzním režimu. Extenzi doprovázejí intruze variských granitoidů, které neznáme z oblasti moravika. Výrazným rozdílem ve srovnání s moravikem je výraznější začlenění devonských komplexů do variských subdukčních procesů. Devonské komplexy prodělaly během subdukce rozčleněného okraje brunovistulika barrovienskou metamorfózu až v podmínkách amfibolitové facie (< 600 °C, 6–8 kbar – Cháb et al., 1990), přesto byla na několika místech v devonských metamorfitech odpovídajících amfibolitové facii nalezena poměrně bohatá devonská společenstva fauny (Chlupáč, 1989). Podobně jako v moraviku, je i v sileziku vyvinuta barrovienská metamorfnní inverzní zonálnost od chloritové zóny na východě až po kyanitovou zónu na západě při hranici s lugikem (Souček, 1978).

Hlubší erozní řez a podstatně větší ztluštění variské kůry, mělo za následek natavení spodních částí kůry a průnik variských granitoidních těles reprezentovaných především **žulovským** plutonem, **šumperským** masivem a několika drobnějšími masivky, jejichž stáří se pohybuje kolem 340 Ma (Jedlička, 1995; Hegner, Kröner, 2000). Všechny masivky mají alkalicko-vápenatý chemismus a reprezentují korovým tavením slabě ovlivněné I-typy magmat. Variské intruze způsobily prohrátí pláště, v němž docházelo k vysokoteplotní nízkotlaké reekvilibraci barrovienských minerálních asociací, doprovázených blastézou andalusitu a sillimanitu. Dalším rozdílem proti moraviku je i podstatně větší zkrácení prostoru a tedy i větší allochtonita jednotek ve srovnání s jednotkami moravika.

Tektonicky nejnižší parautochtonní jednotkou silezika je **desenská** klenba, jejíž pokračováním k S za příčný sz. – jv. bělský zlom je klenba **vidnavská**. Vyznačuje se nejnižším stupněm variské deformace kadomského fundamentu, který má často charakter retrográdních procesů (nepenetrativní mylonitizace a fylonitizace) granitoidů a biotitem bohatých migmatitů stromatitického nebo oftalmického typu s vložkami amfibolitů. Devonský obal, který tvoří bazální klastické členy (kvarcity, kvarcitické fylity, ojediněle konglomeráty) a mladší vulkanosedimentární komplexy (bimodální vulkanity a jejich tufy, fylity až svory s vložkami karbonátů) místy více než km mocnosti, je metamorfován prográdně ve facii zelených břidlic až amfibolitové. Stratigraficky patrně zahrnuje spodní až svrchní devon, i když paleontologické doklady jsou sporé. V důsledku tektonické imbrikace se různé části sledu několikrát opakují. Intenzita imbrikací roste k Z, nejvýraznější je v zóně Červenohorského sedla. V této tektonicky silně zkrácené zóně vystupují devonské masivy **sobotínský** a **jesenický**, které jsou tvořeny převážně devonskými tholeiitickými lávami, subvulkanickými členy a podřízenými ultrabaziky přeměněnými na různé typy amfibolitů a gabroamfibolitů.

V nadloží této zešupinacené zóny vystupuje kadomský basement opět v klenbě **keprnické**. Je reprezentován varisky silněji přepracovanými keprnickými ortorulami a staurolitickými svory, které obsahu-

jí vložky erlánů a kvarcitů. Další významnou jednotkou oddělující keprnickou klenbu od nejvyššího příkrovu silezika představuje jednotka **branné**, která je tvořena silně stlačenými a metamorfovanými klastiky (kvarcity, konglomeráty, výše pak grafitické fylity až svory, vápence a erlány). Jednotka branné je opět tektonicky silně zkráceným devonským bazénem riftogenního charakteru. Strukturně nejvyšším a nejvíce metamorfovanou doménou, omezenou na Z nýznerovským a na V ramzovským nasunutím je pestrý komplex hornin **velkovrbenské** klenby. Sestává z kadomského basementu (Kröner et al., 2000b) a patrně silně metamorfovaného devonského obalu, který je tvořen metapelitickými litologiemi s hojnými vložkami karbonátů a kvarcitů, kyselých i bazických metavulkanitů. Obě jednotky byly během devonské subdukce brunovistulika subdukovány až do hloubek přes 50 km, což odpovídá minerálním paragenezím v granát-kyanitických svorech a eklogitech (Žáček, 1996). Vyšší stáří protolitu ortorul nalezené v této zóně (Kröner et al., 2000) však může znamenat, že jde o samostatný krustální segment analogický suspektním teránům středoněmeckého krystalinického prahu.

Paleozoický pokryv brunovistulika a moravosilezika

Paleozoické (variské) strukturní patro) představuje samostatný vývojový cyklus brunovistulika. Výraznými úhlovými diskordancemi je odděleno od staršího cyklu kadomského, během něhož vznikl fundament brunovistulika a moravosilezika. Podle současných znalostí tvoří pokryv kadomského fundamentu brunovistulika na našem území kambrium (nově zjištěno v hlubokých vrtech na Němčičky 3 a Měnín 1 na jv. od Brna (Roth 1981; Jachowicz, Přichystal, 1997), silur (doložen pouze na jediné lokalitě u Stínavy (jz. od Prostějova) a zejména plošně velmi rozsáhlé komplexy devonu, spodního až svrchního karbonu. Shodné rysy zejména devonského pokryvu moravosilezika a brunovistulika jsou jedním z dalších dokladů, že obě jednotky byly součástí původně jednotného mikrokontinentu, jehož západní část se začala v devonu oddělovat podle úzkých riftových pánví. Tyto termálně změkčené domény se pak během spodnokarbonské kolize lugodanubika s brunovistulikem staly místy největšího zkrácení a nasouvání variských příkrovů silezika na brunovistulické předpolí (viz stavba silezika). Přes existující rozdíly v intenzitě deformace a metamorfózy mezi devonskými jednotkami moravosilezika a brunovistulika, je proto charakteristika paleozoického pokryvu podána společně pro obě jednotky.

Paleozoický pokryv brunovistulika a moravosilezika má značný plošný rozsah. Devonské a spodnokarbonské komplexy vystupují v dnešním erozním řezu na rozsáhlých areálech v Hrubém Jeseníku, Nížkém Jeseníku a na Dražanské vrchovině. Plošně méně rozsáhlé výskyty devonu a spodního karbonu (mimo hlavní výskyty na Dražanské vrchovině) jsou rozptýleny podél východního okrajového zlomu boskovické brázdy (od Miroslavské hrásti až po Boskovice) a ve vyzvednutých krátech v Hornomoravském úvalu. Nejzápadnějšími výskyty pouze slabě deformovaného devonského pokryvu jsou odkryvy v tektonickém okně pod morávními příkrovy v jádře svratecké klenby u Tišnova (**obr. 10**). Rozsáhlé plochy devonských a karbonských hornin jsou skryty pod sedimenty karpatské předhlubně a příkrovy vnějších flyšových Karpat. Vrty je doloženo jejich pokračování na sv. až ke slovenským hranicím. V jihomoravském a části středomoravského bloku brunovistulika jsou často pod jednotkami flyše a předhlubně zachovány ještě sedimenty autochtonního mezozoika (jury a křídly), které budou charakterizovány v kap. 4.2.2. Protože rozsah silurských a kambrických hornin není znám bude charakterizován jen významnější část devonsko-karbonského pokryvu.

Devon je počátkem nového sedimentačního cyklu, který začal velkou transgresí na povrch brunovistulika zarovnávaný dlouhou erozí. Transgrese začala v severnějších částech patrně během spodního devonu a elevační oblasti, jako byla např. oblast moravského krasu, byly zaplaveny ve středním devonu. Sedimentace plynule pokračuje až do spodního karbonu. Během zaplavování pasivního okraje brunovistulického kontinentu docházelo již od středního devonu, ale zejména ve svrchním devonu ke ztenčování kadomského fundamentu a vzniku úzkých, ale hlubokých riftových pánví, doprovázených bimodálním riftovým vulkanismem (Barth, 1963; Přichystal, 1990, Patočka, Valenta, 1996). Bathymetrické rozdíly mezi jednotlivými segmenty se projevují ve faciálním vývoji sedimentů, které můžeme rozdělit do čtyř základních faciálních vývojů (Chlupáč, 1994; Hladil et al., 1999): okrajového

mělkovodního tišnovského, přechodního (ludmírovského) vývoje, hlubokovodního pánevního drahanského vývoje a platformního vývoje (vývoj moravského krasu).

Tišnovský vývoj je rozšířen při západním okraji devonského sedimentačního prostoru v dyjské a svratecké klenbě. Vyznačuje se značnými mocnostmi bazálních siliciklastických písčitých sedimentů (pískovců, slepenců) a extrémně mělkovodními karbonátovými sekvencemi středno až svrchno-devonského stáří.

Ludmírovský vývoj reprezentuje sedimenty ukládané na svazích karbonátové platformy, která byla situována na východním stabilním podkladu kadomské platformy brunovistulika a dnes je skryta pod sedimenty karpatské soustavy. Spojuje tedy znaky mělkovodního platformního vývoje a hlubokodního pánevního vývoje. Nad bazálními klastiky jsou vyvinuty pelagické břidlice **stínavsko-chabičovského** souvrství, které jsou typickým členem pánevního drahanského vývoje. Chybí v nich však větší mocnosti vulkanitů. Nadložní vápencový sled naopak připomíná macošské souvrství platformního vývoje. V klasickém vývoji je odkryt v němčickém pruhu s. od moravského krasu a konicko-mladečském pruhu v s. části Drahanské vrchoviny. Větší část je však skryta pod sedimenty západní a centrální části kulmské pánve.

Pánevní **drahanský vývoj** se vyznačuje převahou hlubokovodnější pelitické sedimentace, velkými mocnostmi sedimentů (až 1,8 km – vrt Zlaté Hory) a hojnými tělesy synriftových vulkanitů, které teprve v závěru devonu vystřídaly poriftové vápencové facie. Vulkanosedimentární sekvence pánevního vývoje jsou rozšířeny zejména v riftogenezi postižené západní části brunovistulika, tj. na Drahanské vysočině. Největší rozšíření mají v Hrubém Jeseníku (vrbenský devon, šternbersko-hornobenešovské pásmo). Zatímco na Drahanské vysočině jsou anchimetamorfované, v západní části Hrubého Jeseníku jsou většinou silně metamorfované (vrbenské vrstvy, rejvízské vrstvy v obalu desenské klenby mají charakter fylitů až svorů). Bez paleontologických dokladů se k tomuto vývoji řadí i vulkanosedimentární sekvence jednotky Branné a velkovrbenské klenby. Bazické metavulkanity devonského stáří jsou nahromaděny v jesenickém a sobotínském masivu (zde i ze subvulkanickými ekvivalenty) a šternbersko-hornobenešovském bradlovém pásmu (Barth, 1963; Přichystal, 1990; Přichystal et al., 1993), kde je doprovázejí ložiska synsedimentárních železných rud.

Platformní vývoj moravského krasu, který má velké plošné rozšíření na variskými procesy neovlivněné východní platformní části brunovistulika, se vyznačuje převahou mělkovodní karbonátové sedimentace po celou dobu devonu a nepřítomností větších těles vulkanitů. Na povrch dnes vystupuje v moravském krasu a ostrůvcích krystalinika a paleozoika v hornomoravském úvalu (např. hranický devon). Větší část této souvislé platformy je však skryta pod mladšími sedimenty karbonu a sedimenty karpatské soustavy (Chlupáč, 1994). Kontinentální a později i mořská klastika středno až svrchnodevonského stáří typu (načervenalé pískovce, slepenice, prachovce a břidlice typu „old red“) místy dosahují anomálních mocností až 1,6 km (vrt Němčičky) je však možné, že spodní část pískovců a břidlic patří kambriu, jejich mocnost je však velmi proměnlivá. Nad nimi spočívají mocná vápencová souvrství macošského a líšeňského souvrství, které přecházejí až do spodního karbonu. Jejich mocnost může dosáhnout až dvou kilometrů, mění se však v důsledku různé rychlosti synsedimentárních pohybů v jednotlivých krátech (detaily např. (Dvořák, 1993). Obecně největších mocností však dosahují tato devonská souvrství na východě brunovistulika.

Zvláštní postavení v rámci devonských sedimentů mají **trnávecké břidlice**, vystupující v okolí Městečka Trnávky (Chlupáč 1961). Fylitické břidlice se zachovalými zbytky střednodevonské fauny spočívají v nadloží hornin zábřežského krystalinika a v podloží tzv. mírovského kulmu, který tvoří pruh flyše sz. od kladeckých fylitů podloží brunovistulika jz. od Mohelnice. Část autorů tuto část komplexu drob, slepenců a břidlic označuje jako **mohelnické** souvrství a klade je do devonu (např. Hladil et al., 1999). Jiní autoři je považují za součást spodnokarbonského flyše, čemuž by nasvědčovala přítomnost valounů patrně devonských vápenců (Zapletal, 1994).

Začátkem spodního karbonu se v důsledku počínající kolize brunovistulika s lugodanubikem mění charakter sedimentace v prostoru západního okraje brunovistulika. V předpolí od jihozápadu se nasouvají

cích příkrovů moldanubika a moravika se začala vytvářet předpolní pánev, kde karbonátovou sedimentací vystřídaly mocné siliciklastické flyšové sledy, dosahující až několikakilometrové mocnosti (celková odhadovaná mocnost jednotlivých souvrství je 7–8 km). Na západě začala flyšová sedimentace již v blízkosti hranice spodnokarbonských stupňů turnai a visé. S postupující deformací okraje brunovistulika se depocentra přesouvají směrem k východu, kde je nástup flyšové sedimentace zaznamenán až ve svrchním visé. Sedimentace zde bez přerušení pokračovala až do začátku svrchního karbonu (namuru A). Proto docházelo k částečné redepozici starších sedimentů na Z do mladších jednotek na V pánve. Pro vývoj pánve měla velký vliv mobilita předflyšového podkladu, oslabené zóny se stávaly místem nejintenzivnějšího zkracování sedimentačního prostoru. Pánev byla rozčleněna do dílčích depresních a elevačních zón, které se postupně zaplňovaly sedimenty a současně byly deformovány. Nejvýraznějšími elevacemi byla zóna šternbersko-hornobenešovského pásma, kde vystupují předflyšové jednotky devonu až spodního karbonu a oblast elevace mezi Hranicemi a Odrami, kde jsou mocnosti flyšových sledů minimální. Na západ od elevační zóny šternbersko-hornobenešovského pásma jsou flyšové jednotky vrásněny s vergencí k Z a nasouvány zpětně na devon vrbenských vrstev podle andělskohorského nasunutí (Cháb, 1990), na východ od této elevace devonského podkladu a kadomského fundamentu pak vrásy i s nimi spojené přesmyky mají vergenci k V směrem na předpolí.

Na základě proudových indikátorů byly sedimenty do kulmské pánve přinášeny v současných souřadnicích od JZ podél osy dílčích pánví (Kumpera, Foldyna, 1992; Hartley, Otava, 2001), v menší míře pak od západu (Dvořák, 1993). Mocnost spodnokarbonských flyšových jednotek postupně klesá směrem k východu, (vrty v podloží hornoslezské pánve zjištěná mocnost flyšových sledů činí jen přes 1 km). Platformní karbonátová sedimentace se v této oblasti udržela až do svrchního visé.

Flyšové sledy v průběhu namuru vystřídala sedimentace nejdříve uhlonosné paralické a pak kontinentální molasy hornoslezské pánve, prostorově se částečně překrývající s nejmladšími flyšovými jednotkami. Její maximální mocnost dosahuje přes 3 km. Směrem od čela variské deformační fronty, kterou představují struktury michálkovické a orlovské vrásy, její mocnost prudce klesá na první stovky metrů. V beskydské oblasti se svrchnokarbonské sedimenty pod sedimenty ZK nalézají v hloubkách několika set metrů, jižně od Frenštátu však hloubka karbonského reliéfu prudce stoupá až na více než 2 km.

Sedimenty uhlonosného svrchního karbonu byly zastiženy vrty v hloubkách přes 2–4 km na pomezí jihomoravského a středomoravského bloku v oblasti Němčiček, Uhřic a Dambořic jv. od Brna. Jejich paleogeografická souvislost se sedimenty hornoslezské pánve není dosud objasněna. Sedimenty paralické molasy ostravského souvrství s uhelnými slojemi dosahují mocnosti až přes 1,5 km. Původní mocnosti jsou však druhotně sníženy pozdější denudací.

Spodnokarbonské sedimenty kulmské flyšové facie tj. rytmicky uspořádaná klastika, především droby a břidlice s polohami konglomerátů, budují rozsáhlé areály Nízkého Jeseníku a Dražanské vysočiny (**obr. 10**). Jde převážně o sedimenty ukládané různými typy subakvatických turbiditních proudů, bahnotoků a úlomkotoků, které byly zásobovány řekami, které přinášely hrubě klastický materiál z vyklenujících se jednotek moravosilezika a posléze i moldanubika. Tyto dva dílčí sedimentační prostory oddělují zlomy labské linie, v nichž jsou mocnosti karbonu silně redukovány. Podle některých autorů mohla tato elevace od sebe oba dílčí prostory oddělovat již v době sedimentace (Dvořák, 1993; Maštera, 1975). Drobnější výskyty sp. karbonu se shodují s výskyty reliktního devonu uvedených v předchozím textu.

Dražanský a nízkojesenický vývoj kulmu se liší v řadě aspektů. Jesenický vývoj dosahuje větších mocností, podle řady znaků je většinou hlubokovodnější než dražanský. Rozsáhlé deltové vějíře račických a lulečských slepenců myslejovického souvrství dokládají větší blízkost pobřeží v stratigraficky nejvyšší jednotce kulmu v oblasti Dražanské vrchoviny a také v podloží miocénu předhlubně na jih od zlomového pásma Hané.

V jesenické oblasti dělí elevace šternbersko-hornobenešovského pásma pánve na dvě samostatná synklinoria z rozdílnou výplní i stářím, méně výrazným ekvivalentem této vnitropánvní elevace na

Drahanské vrchovině je pruh výskytů šupin siluru a devonu, které vystupují na několika místech v okolí Stínavy (Dvořák, 1973; Chadima, Melichar, 1998). Západojesenické synklinorium je tvořeno tmavými břidlicemi, prachovci a drobnými **andělskohorského** souvrství a souvrství **hornobenešovského** turnaiského a spodnovisečského stáří, které podle analýzy těžkých minerálů (Hartley, Otava, 2001) byly dotovány materiálem z podložního devonu a slabě metamorfovaných komplexů moravika. Tyto jednotky byly silně deformovány a směrem k západu i epizonálně metamorfovány. Nový cyklus převážně jemněji rytmického flyše představuje nadložní **moravické** souvrství, které je rozšířeno již východně od šternbersko-hornobenešovského pásma ve východojesenickém synklinoriu, v němž starší jednotky nejsou známy.

Nejmladší cyklus v kulmské sedimentace představuje **hradecko-kyjovické** souvrství, které je rozšířeno v nejvýchodnějších částech jesenického kulmu a v jeho nadloží již spočívají sedimenty paralicke molasy **ostravského** souvrství hornoslezské pánve (paralická molasa – sekvence sedimentů v němž dochází k periodickému střídání mořských a kontinentálních sedimentů v důsledku opakujících se ingresí mořské hladiny). Představují jej hrubě lavicovité droby, místy přecházející až do slepenců s vložkami břidlic. Směrem do nadloží přibývá jílovitých břidlic na úkor drob. Asociace těžkých minerálů (zejména granátů) ukazují, že hlavním zdrojem materiálu v době sedimentace těchto jednotek již byly horniny moldanubika a patrně také vynořený hřbet v oblasti dnešního hornomravského úvalu.

Odlíšnosti drahanského vývoje kulmu a jeho obtížná přímá paralelizace s kulemem nízkoesenické pánve se projevila v samostatném litostratigrafickém členění drahanského kulmu. Jak ukazují sporá paleontologická data, celkový rozsah kulmské sedimentace je přibližně stejný. Na Drahanské vrchovině přecházejí hlubokovodní devonské sedimenty **ponikevského** souvrství nebo karbonáty líšeňského souvrství do jemnozrnných prachovitých břidlic březinských nebo velenovských **protivanovského** souvrství (Dvořák, 1993). Směrem do nadloží přibývá hruběji lavicovitých brodeckých drob s polohami slepenců. V jejich nadloží spočívá samostatný cyklus jemně rytmicky zvrstvených břidlic a podřízených drob **rozstáňského** souvrství. Nejmladší součástí Drahanského kulmu je **myslejo-vické** souvrství, které vystupuje při východním okraji Drahanské vrchoviny a v podloží předhlubně až po Slavkovsko – Dražovickou elevaci. Je faciálně velmi proměnlivé. Představuje proximální části výnosových kuželů delt v nichž dominují polymiktní, místy až blokové slepence s hojnými valouny granulitů, durbachitů a migmatitů moldanubika (Štelcl, 1960; Vrána, Novák, 2000). Račické a lulečské slepence (oblast jz. od Vyškova) přecházejí k sv. v distálnější facie s vyšším podílem břidlic se svrchnovisečskou faunou. Stratigraficky i podle analýzy těžkých minerálů se částečně dají paralelizovat s hradecko-kyjovickým souvrstvím nízkoesenického kulmu. Problematika stratigraficky příslušnosti tzv. mírovského kulmu j. od M. Třebové, byla diskutována již v textu o devonu.

Svrchnokarbonská paralická molasa

Nejmladší celek svrchnokarbonského stáří představují molasové sedimenty variské předhlubně označované na našem a polském území jako **hornoslezská** pánev. Má zhruba trojúhelníkovitý tvar. Její nejjižnější výběžky zasahují do okolí Frenštátu p. Radhoštěm, odkud se postupně rozšiřuje směrem k severu až k příčné sz. – jv. krakovské zlomové zóně. Na našem území vystupuje na povrch na malé ploše v Ostravě a jejím okolí. Většina pánve je však skryta pod sedimenty karpatské předhlubně a flyšovými příkrovy ZK. Hornoslezská pánev je naše největší černouhelná pánev se značnými zásobami černého uhlí, které jsou však skryty většinou v několika set metrové hloubce, která roste směrem k jihu i východu.

Předhlubeň vznikla prohybem litosféry pod dosouvajícími se variskými příkrovy kulmu. Orlovská porucha ji rozděluje na rychle subsidující západní část s velkými více než 3 km mocnostmi sedimentů a platformní východní část, kde jsou mocnosti uhlonosných sedimentů podstatně menší.

Sedimenty uhlonosné molasy se plynule vyvíjejí z podložních kulmských sedimentů **hradecko-kyjovického** souvrství, které tvoří podloží větší části hornoslezské pánve. Dělí se na dvě patra: mořskou

(paralickou) molasu **ostravského** souvrství a kontinentální molasu souvrství **karvinského**, která je od spodního souvrství oddělena stratigrafickým hiátem spojeným s denudací podložních jednotek. Stratigraficky mají sedimenty obou souvrství na našem území rozsah od namuru A do westphalu B, v Polsku sedimentace pokračovala až do svrchního karbonu (stefanu).

Ostravské souvrství má cyklický charakter typický pro uhlonosné cyklotémy. Litologicky je tedy velmi pestré. Mnohokrát nad sebou se opakují nahoru se zjemňující cykly – pískovec, prachovec, sloj, jílovec s mořskou nebo brakickou faunou. Cykličnost byla způsobována řadou faktorů: např. periodickými relativními zdvihy mořské hladiny, kompakcí prouhelňující se rašeliny, klimatickými faktory apod. Obsahuje až 500 uhelných slojí, z nichž však jen část je těžitelná. Jejich počet i mocnosti klesají k východu.

Nadložní kontinentální **karvinské** souvrství je zachováno v denudačních reliktech zejména v karvinské části pánve, dále na Jablunkovsku a Frenštátsku. Jeho mocnost dosahuje maximálně až 1 km. Po delší přestávce v sedimentaci se uložila až 15 m mocná sloj Prokop, která vznikla z rozsáhlého rašeliniště, které vznikalo na březích patrně velkého bezodtokého zarůstajícího jezera. Na rozdíl od ostravského souvrství je mocnost transgresivně regresivních cyklů větší, počet uhelných slojí je naopak nižší. Směrem do nadloží mocnost cyklů klesá, což je odrazem postupného vyznívání sedimentace, která byla umožňována soustavným poklesem dna pánve.

Součástí ostravského souvrství jsou i četné vložky vulkanoklastického materiálu, zjílovatělé tufy (tonsteiny) či přeplavené tufity (brousky), jejichž mocnost může dosahovat až několika metrů. Jsou dokladem přetrvávajícího kyselého explozivního vulkanismu v oblasti formujícího se variského horstva. Tyto vulkanické vložky jsou přítomny i v podložním kulmu, zejména v moravickém souvrství.

Uložením variské uhlonosné molasy je prakticky ukončen proces variské orogeneze, během níž vznikly základní rysy geologické stavby ČM. Horský reliéf, který ČM získal během variských pochodů, je postupně zarovnáván, aby se posléze přeměnil po mnoha milionech let eroze v relativně stabilní epivariskou platformu.

4. Geologická, litologická a stratigrafická charakteristika postorogenních jednotek

Během karbonu vyznívají vrásové deformace jednotek ČM spjaté často s výraznými laterálními přesuny jednotek. ČM je od té doby převážně deformován jen v křehkém režimu. ČM je postupně transformován ve stabilní, konsolidovanou platformní jednotku, která je více méně již jen křehce porušována periodicky se opakujícími vertikálními pohyby kůry (příp. horizontálními posuny km řádu), které vytvářely akomodační prostor pro ukládání sedimentů v pánvích, které vznikaly na erodovaném variském podkladu. Postvariský vývoj můžeme rozdělit do dvou zhruba dvou dílčích fází: období permokarbonu až spodního triasu, kdy mají vznikající pánve úzké prostorové vazby k variské zonalitě ČM, a období jury až kvartéru, kdy je sedimentární pokryv je na variské zónální stavbě již zcela nezávislý. Druhou skupinu jednotek můžeme považovat za typicky platformní, tj. nezvrásněné, spočívající převážně subhorizontálně na starším podloží ČM.

Geologický vývoj ČM v tomto období byl přehledně podán v kap. 2.5. V dalším textu budou charakterizovány stručně hlavní geologické a litologické rysy postorogenních jednotek ČM.

4.1. Svrchnopaleozoické limnické pánve

Svrchnopaleozoické limnické pánve vznikaly v závěrečných fázích variské orogeneze, kdy postupně vyznívaly kompresní deformace a kolizemi ztluštěná a ve spodních partiích natavená kůra začala gravitačně kolabovat. Ve svrchních partiích kůry během extenze docházelo k poklesu dílčích bloků,

kteří byly následně vyplňovány většími mocnostmi sedimentů. Vznikaly tak různé typy intrakratonických postorogenních pánví, jejichž okraje jsou obvykle omezeny synsedimentárními nebo mladšími zlomy. Převážná část permokarbonských pánví má proto charakter asymetrických příkropů s dílčími hrástěmi. Primární transgresivní okraje jsou zachovány jen zřídka.

První skupinu svrchnopaleozoických permokarbonských pánví představují intramontanní limnické (jezerní) pánve, které byly vyplňovány sedimenty již od namuru (vnitrosudetská pánev na našem území) ale častěji až od westphalu do stefanu (tj. cca 310–290 Ma). Tyto pánve jsou rozšířeny především v lemu bývalých kolizních kontaktů saxothuringika a bohemika a bohemika a moldanubika, jejichž natavená a lehká spodní kůra byla rychle exhumována.

Druhá skupina úzkých příkopovitých, často asymetrických depresí je již nezávislá na průběhu hlavních rozhraní variského orogénu. Vzniká oživením pohybů na sz. – jv. a ssv. – jjz. zlomech, které jsou reakcí na šikmý pohyb armorických mikrokontinentů vůči Laurussii. Pánve tohoto typu mají stratigrafické rozsahy sedimentů v intervalu od stephanu do konce permu.

V té době byl ČM blízkosti rovníku (Krs et al., 2001) v oblasti tropického klimatu, které se během permu postupně aridizovalo. Barva permokarbonských sedimentů i jejich složení často odráží klimatické změny. Červené sedimenty, odpovídají klimaticky sušším obdobím, zatímco pestré nebo šedé sedimenty obdobím humidnějším. Charakteristická barevnost sedimentů posloužila již k minulosti k základnímu rozdělení výplně limnických pánví do základních litostratigrafických jednotek – souvrství (např. ve středočeských pánvích **spodní šedé** (kladenské), **spodní červené** týnecké, **svrchní šedé** – slánské, **svrchní červené** – línské).

Permokarbonské sedimenty představují většinou proluviální a deluviální sedimenty (sedimenty výnosových kuželů, svahové sedimenty, sedimenty náhlých splachů), nivní sedimenty (sedimenty meandrujících a divočích řek), které se laterálně i vertikálně zastupují se sedimenty průtočných nebo neprůtočných jezer. Jezerní (limnické) sedimenty se vyznačují tmavými laminárně zvrstvenými sedimenty se slojkami uhlí, přítomností deltových vějířů, jezerních karbonátů a v neposlední řadě i často bohatými nálezy fauny – ryb a obojživelníků. V permu byly dosti běžné i pouštní eolické sedimenty. Protože je zvláště v červených sedimentech nedostatek fauny i flóry, podle které by bylo možno sledy jednotlivých pánví přesně stratigraficky zařadit, je jejich výplň stratigraficky zařazována pouze na lito-logické bázi a analogiích s jinými pánvemi oblasti.

Permokarbonské sedimenty jsou, podobně jako v karbonu, často charakteristicky cyklicky upořádané, což odráží klimatické vlivy, místní tektonické poměry nebo změny přínosu materiálu. Zejména fluviální sekvence se projevují nahoru se zjemňujícími cykly slepence a pískovce (arkózy) na bázi cyklů přecházejí do jemnějších prachovců a jílovců s uhelnými slojemi. Nejvýznamnější uhelné sloje, v minulosti i průmyslově těžené v kladensko-rakovnické pánvi a západočeských pánvích a vnitrosudetské pánvi, jsou zastoupeny v šedě nebo pestrě zbarvených megacyklech. V červeně zbarvených karbonských (týnecké, línské) a permských souvrstvích podkrkonošské a vnitrosudetské pánve, která se vyznačují často malým obsahem organické hmoty, vyššími obsahy bóru a přítomností minerálů dokládajících suché aridní pouštní podmínky (sádrovce, dolomit), většinou uhelné sloje nejsou přítomny nebo mají jen malé mocnosti.

Velmi dobrými korelačními horizonty tam, kde není průkazná flóra nebo fauna, jsou pak uhelné sloje, polohy tufů (tonsteinů) nebo tufitů (brousků), horizonty jezerních sedimentů, které jde často korelovat na velké vzdálenosti uvnitř pánví a někdy i mezi jednotlivými pánvemi.

Westphálsko-stephanské intramontanní deprese

K první skupině pánví náleží zejména pánve středočeské, západočeské, krušnohorské i lugické oblasti. Nejrozlehlejšími pánvemi jsou pánve **plzeňská**, **kladensko-rakovnická**, **mělnicko-roudnická**, **mnichovohradištská**, **podkrkonošská** a **vnitrosudetská**, jejíž větší část se však rozkládá v Polsku. Menší pánvičky a denudační relikt permokarbonského v okolí hlavních pánví dokládají, že původní roz-

sah permokarbonské sedimentace byl ještě větší (**obr. 11**). Pouze část plochy permokarbonských pánví vystupuje na povrch, větší část je skryta pod mladšími sedimenty zejména ČKP. Některé pánve jako např. česko-kamenická a mělnicko roudnická jsou zakryté křídovými sedimenty zcela a jejich povrch je uložen v hloubkách obvykle několik set metrů. Mocnosti dnes zachovaných sedimentů v největších pánvích plzeňské, kladensko-rakovnické, mšensko-roudnické, mnichovohradištské a podkrkonošské dosahují řádově stovek metrů. V centrálních částech pánve nebo zakleslých krách v žatecké a roudnické oblasti, v území v. od Mladé Boleslavi běžně přesahují 1 km a v nejhlubších částech dosahují až 1 800 m (Pešek et al., 2001) např. v mnichovohradištské pánvi a podkrkonošské pánvi. Největší mocnosti a nejuplněnější sled (namur až trias) je zachován v pánvi vnitrosudetské, kde v polské části dosahují svrchnokarbonské sedimentární a vulkanické komplexy mocnosti až přes 4,5 km (bez podložních spodnokarbonských mořských a kontinentálních uloženin). Na české straně jsou nižší, ale v osní části deprese mezi Broumovem a Teplicemi nad Metují jsou odhadovány na 2,5 až 3,5 km.

Nedílnou součástí permokarbonských pánví jsou i vulkanické horniny, ve větších mocnostech zachované zejména v lugických pánvích, kde dosahují i mnohasetmetrové mocnosti a často zastupují větší části vrstevního sledu (např. v mnichovohradištské pánvi). Stručný přehled o vývoji vulkanismu v permokarbonských pánvích je podán níže.

Svrchnopaleozoické pánve západočeské a středočeské oblasti

Pánve západočeské a středočeské oblasti mají mnoho společných znaků ve vývoji, proto bude jejich stručná charakteristika podána společně. Rozsahem největší a nejlépe odkrytá je i ekonomicky nejvýznamnější pánve **kladensko-rakovnická** s rozsáhlými povrchovými výchozy sedimentů na Lounsku a Rakovnicku. Je protažena sv. – jz. směrem v soulase se strukturami variského podloží a v podloží křídly navazuje na pánve mšensko roudnickou (**obr. 11**). Na tektonicky podmíněné deprese permokarbonského reliéfu jsou vázány pánve západočeské. Největší z nich, pánve **plzeňská** tvoří ssz. – jiv. orientovanou asymetrickou příkopovou propadlinu. Další pánve menšího rozsahu jako **manětínská** a **nýřanská** jsou většinou tektonicky zakleslými relikty původně většího a souvislejšího sedimentačního prostoru. Podložím těchto pánví jsou převážně komplexy barrandienského svrchního proterozoika, méně paleozoika a kambroordovické plutonity (např. tzv. lounský masiv).

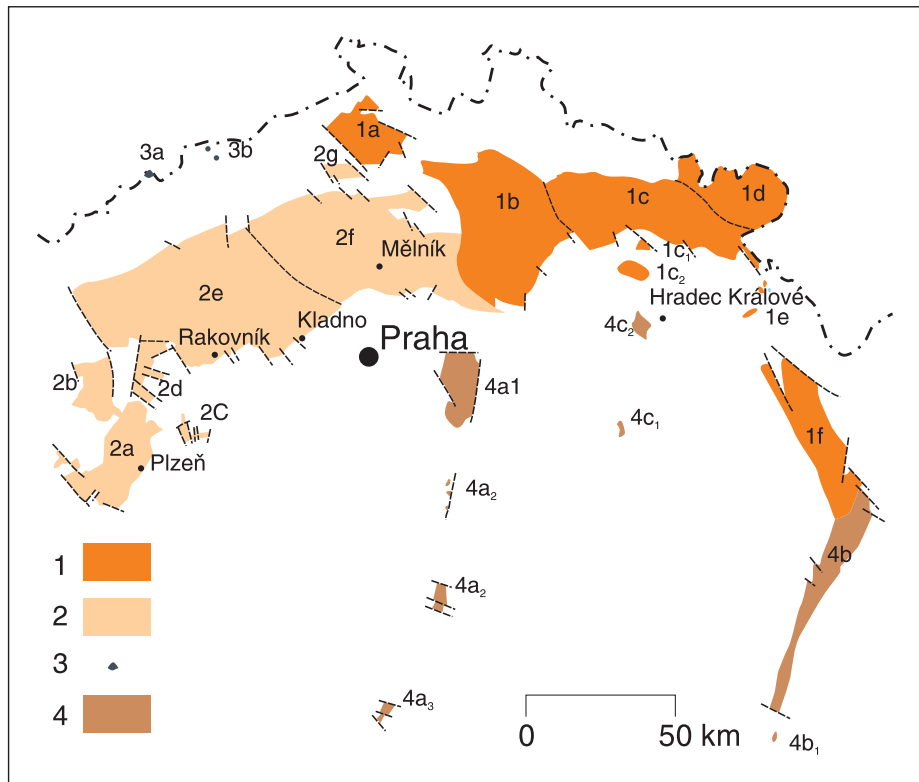
Nejstarší samostatný sedimentační cyklus představují sedimenty radnických vrstev **kladenského** souvrství se slojemi **plzeňského** a **radnického** souslojí, které byly těženy na Plzeňsku. Vystupují při bázi permokarbonské v plzeňské a kladensko-rakovnické pánvi. V ostatních pánvích středočeské oblasti nejsou tyto nejstarší sedimenty zastoupeny. Mezi sedimenty tohoto souvrství převažují fluvialní cykly s přechody do bažinné či jezerní sedimentace. Pánve byly zakládány v poměrně členitém reliéfu, proto jsou sedimenty laterálně velmi proměnlivé a nestálé. Z paleogeografických rekonstrukcí vyplývá, že materiál byl řekami do pánví přinášen převážně z JV, z prostoru středočeského plutonu a moldanubika. Sedimentace byla doprovázena kyselým subaerickým vulkanismem, jehož centra byla pravděpodobně v západních Čechách.

Po delším intrawestphálském hiátu, který byl spojen s erozí podloží, se ukládal další cyklus **nýřanských** vrstev s hlavní nýřanskou slojí. Uložení tohoto souvrství se ukládaly v již rozsáhlejší a méně členité pánvi. Pískovce, arkózy, prachovce a jílovce s málo mocnými slojkami uhlí se podobají podložním radnickým vrstvám. Podle flóry náleží ještě svrchnímu westphalu.

Nadložní **týnecké** souvrství se vyznačuje červenými barvami. Převažují různé typy říčních sedimentů s převahou pískovců a arkóz nad jezerními prachovci či jílovci. Uhelne sloje jsou nevýznamné. Toto souvrství již odpovídá stephanu.

Svrchní šedé – **slánské** souvrství se ukládalo opět v humidnější klimatické epizodě. Sedimentace v tomto období měla patrně největší rozsah a během ní došlo k propojení západočeských středočeských a lugických pánví. Vzniká rozsáhlé souvislé jezero, které mělo až 200 km délky a 100 m hloubku a sahalo z okolí Plzně až do vnitrosudetské pánve (okolí Žacléře v sv. Čechách – (Pešek

et al., 2001). Toto souvrství obsahuje též dvě skupiny uhelných slojí - mělnické při bázi a kounovské ve svrchní části souvrství.



Obr. 11: Svrchnopaleozoické limnické pánve ČM - odkrytá mapa (podle členění přijatého Československou stratigrafickou komisí - Commission 1994):

1 Pánve sudetské oblasti: **1a** - Česko-kamenická pánev, **1b** - mnichovbradištská pánev, **1c** - podkrkonošská pánev (s reliktu permokarbonu na Zvičíně - **1c₁** a na Hoříckém břbetu - **1c₂**), **1d** - vnitrosudetská pánev (česká část), **1e** - výskyty permu v Orlických horách, **1f** - orlická pánev. **2** svrchnopaleozoické pánve středočeské oblasti: **2a** - plzeňská pánev, **2b** - manětínská pánev, **2c** - radnická pánev, **2d** - žibelská pánev, **2e** - kladensko-rakovnická pánev, **2f** - mšensko-roudnická pánev, **2g** - výskyt u Kravař. **3** svrchnopaleozoické pánve české části krušnohorské oblasti: **3a** - relikt u Brandova, **3b** - reliktu mezi Moldavou a Teplicemi. **4** svrchnopaleozoické brázdy: **4a** - blanická brázda - severní část: **4a₁** - českobrodská dílní pánev, **4a₂** - centrální část - reliktu v okolí Vlašimi a Tábora, **4a₃** - reliktu v okolí Českých Budějovic, **4b** - boskovická brázda - **4b₁** reliktu u Miroslavi, **4c** - jihlavská brázda, **4c₁** - reliktu u Kraskova v Železných horách, **4c₂** - reliktu u Hradce Králové

Po delším intrawestphálském hiátu, který byl spojen s erozí podloží, se ukládal další cyklus **nýřanských** vrstev s hlavní nýřanskou slojí. Uložení tohoto souvrství se ukládaly v již rozsáhlejší a méně členité pánvi. Pískovce, arkózy, prachovce a jílovce s málo mocnými slojkami uhlí se podobají podložním radnickým vrstvám. Podle flóry náleží ještě svrchnímu westphalu.

Nadložní **týnecké** souvrství se vyznačuje červenými barvami. Převažují různé typy říčních sedimentů s převahou pískovců a arkóz nad jezerními prachovci či jílovci. Uhlé sloje jsou nevýznamné. Toto souvrství již odpovídá stephanu.

Svrchní šedé - **slánské** souvrství se ukládalo opět v humidnější klimatické epizodě. Sedimentace v tomto období měla patrně největší rozsah a během ní došlo k propojení západočeských středočeských a lугických pánví. Vzniká rozsáhlé souvislé jezero, které mělo až 200 km délky a 100 m hloubku a sahlo z okolí Plzně až do vnitrosudetské pánve (okolí Žacléře v sv. Čechách - (Pešek et al., 2001). Toto souvrství obsahuje též dvě skupiny uhelných slojí - mělnické při bázi a kounovské ve svrchní části souvrství.

Po uložení slánského souvrství došlo opět k přerušení sedimentace a lokální erozi starších sedimentů, která byla vyvolána změnou napětového režimu v této části variscid. Zatímco sedimentace v západočeských a středočeských pánvích byla postupně ukončena, sedimentace se přesouvala do oblastí lугických pánví a do úzkých příkopových depresí tzv. brázd (blanické, jihlavské, boskovické a orlické).

Líňské souvrství, které má opět převažující červenou barvu, je nejmladším souvrstvím, které vystupuje v oblasti středočeských pánví. Převažují červeně zbarvené prachovce a jílovce s vložkami tufitů. Vulkanická tělesa bazaltoidů známá z okolí Žatce svědčí o opětném zintenzivnění vulkanické činnosti, která vyvrcholila během spodního permu v podkrkonošské a vnitrosudetské pánvi.

Svrchnopaleozoické pánve lugické oblasti

Nejvýznamnějšími pánvemi lugické oblasti jsou pánve **podkrkonošská** a **vnitrosudetská**. **Mnichovohradištská** pánev, která vystupuje na povrch kolem lužické poruchy, z větší části je však skryta pod křídovými sedimenty, propojovala v období stepanu pánve středočeské a lugické oblasti. Zcela zakrytá křídovými sedimenty je i pánev **českokamenická** v okolí České Lípy. **Orlická** pánev je zahrnuta do stati o permokarbonských brázdách.

Pánve lugické oblasti se od středočeských pánví se odlišují podstatně větším stratigrafickým rozsahem, velkými mocnostmi sedimentů, větším zastoupením vulkanitů a jinou strukturní orientací. Nejkompletnější sled má vnitrosudetská pánev, protažená sz. – jv. směrem. Její větší část však leží na území Polska. Hronovsko-poříčský přesmyk ji na Z odděluje od pánve podkrkonošské. Sedimentace v této pánvi začala již na rozhraní sp. a sv. karbonu tzv. **blazkowickými** vrstvami, které náleží sv. visé až sp. namuru. U nás však jsou známy jen z vrtů a důlních děl v okolí Žacléře. Nadložní **žacléřské** souvrství westphalského stáří se uložilo po hiátu a erozi podloží. Je složeno z několika dílčích cyklů, oddělených kratšími hiáty. Převažují šedé proluviální a aluviální sedimenty, mnohdy s velkými valouny krkonoško-jizerského krystalinika, které tvoří podloží západní části pánve. Mají charakteristickou cyklickou stavbu s nahoru se zjemňujícími cykly, které obsahují až 60 uhelných slojí o mocnosti většinou do 1 m, z nichž některé byly průmyslově těženy v okolí Žacléře. Ve vyšší části souvrství jsou hojné projevy kyselého i bazického vulkanismu reprezentované výlevy ryolitů a bazaltoidů.

V nadložním **odolovském** souvrství (nejvyšší westphal až stephan) převažují naopak sedimenty červených barev (arkózy, prachovce, jílovce). Uhlenné sloje se vyskytují jen v nejvyšší části. V tomto období komunikovala pánev s oblastí středočeskou.

Po hiátu se uložilo souvrství **chvalečské**, které reprezentuje svrchní stephan až spodní perm. Jde opět o cyklicky zvrstvené pískovce, prachovce a jílovce, ojediněle s horizonty šedých prachovců a polohami jezerních vápenců. Jeho ekvivalenty již ve středočeských pánvích chybí. Nadložní spodnopermské **broumovské** souvrství tvoří převážně písčité sedimenty s velmi hojnými lávovými příkrovy kyselých i bazických vulkanitů (ryolitů a melafyrů), případně jejich vulkanoklastických ekvivalentů. Vulkanity tvoří tři cykly, které začínají bazickými vulkanity a byly zakončeny výlevy ryolitů nebo explozemi ignimbitů. Mocnost ryolitových vulkanitů a pyroklastik např. v Javořích a Vraních horách na pomezí Čech a Polska dosahují místy mocnosti až 300–600 m. V tomto souvrství dosahuje vulkanická činnost ve vnitrosudetské pánvi svého vrcholu.

Po hiátu, který se projevuje erozí podloží (slepence obsahují velké množství vulkanitů podložního souvrství) pokračuje sedimentace **trutnovského** souvrství (saxon) převážně aluviálními pískovci a slepenci, které se střídají se sedimenty občasných toků. **Bohuslavické** souvrství kladené do thuringu (stř. – sv. perm), se vyznačuje nejvyšší ariditou, pískovce mají často příměs minerálů (sádrovce, dolomitů), které vznikaly v pouštním hypersalinním prostředí.

Nejmladším souvrstvím vnitrosudetské pánve je **bohdašínské** souvrství triasového stáří. Představují jej světlé kaolinické pískovce. Vystupuje z podloží křídý polické pánve a při okrajích trutnovsko-náchodské deprese.

Podkrkonošská a mnichovohradištská pánev

Podkrkonošská pánev je v.-z. směrem protažená asymetrická deprese mezi kozákovským hřbetem, který tvoří konvenční hranici s mnichovohradištskou pánví a hronovsko-poříčskou poruchou, která ji odděluje od pánve vnitrosudetské. Na severu trangreduje na krkonoško-jizerské krystalinikum

nebo je od něj oddělena zlomově. Na jihu se noří pod sedimenty křída. Spodní karbonská část sledu (nejvyšší westphal až stephan) se shoduje s poměry v sousední mnichovohradištské části pánve. Sedimenty **syřenovského** souvrství s uhelnými slojemi lze korelovat se sedimenty slánského souvrství středočeských pánví a odolovského souvrství vnitrosudetské pánve. Semilské souvrství tvořené červeně zbarvenými pískovci pak s línským souvrstvím. Mladší permské až triasové sedimenty jsou zachovány převážně jen v podkrkonošské pánvi, jejíž sled je obdobný jako v pánvi vnitrosudetské. Převažují červené, cyklicky zvrstvené pískovce, arkózy a prachovce s obzory jezerních sedimentů se sladkovodní faunou, které umožňují jednotlivé části sledu stratigraficky paralelizovat. Mezi spodním a středním permem došlo ve východní části podkrkonošské pánve k vytvoření k původní ose pánve příčné trutnovsko – náchodské deprese, mocnost jejíž výplně dosahuje až 1,7 km.

Vulkanická činnost v sousedních pánvích mnichovohradištské a vnitrosudetské vrcholí v období spodního permu (autun) ve **vrchlabském** souvrství a spodní části **prosečenského** souvrství. Jezerní sedimentace byla několikrát přerušena několik desítek metrů mocnými lávovými příkrovy bazaltoidů a andezitoidů (melafyrů), které se rozlévaly na značných plochách pánve ve dvou fázích. Ve starší fázi se vylily lávové příkrovy v údolí Jizery mezi Semily a Vrchlábím, v mladší fázi na rozhraní vrchlabského a prosečenského souvrství pak příkrovy v okolí Kozákova a Lomnice nad Popelkou. Výlevná tělesa jsou doprovázena ložními a pravými žilami a ojediněle též subvulkanickými tělesy. V podstatě v menší míře jsou zastoupeny výskyty kyselých vulkanitů a jejich tufů. Vyskytují se v okolí v sv. okolí Rovenska a v okolí Kozákova.

Mnichovohradištská pánev navazuje na Z na pánev podkrkonošskou. Její osa je protažena severojižním směrem. Nejvyšší prokázaná mocnost sedimentů a vulkanitů dosahuje až 1,4 km. Na povrch vystupuje v jen úzkém pruhu podél lužické poruchy. Většina plochy je skryta pod uloženinami křída. Jsou v ní zastoupeny sedimenty nejvyššího westphalu až spodního permu (autunu). Paleogeograficky je přechodem mezi středočeskou a lugickou oblastí. Podloží tvoří slabě metamorfované sledy lugika v sz. části, v j. jižní části patrně proterozoikum a starší paleozoikum středočeské oblasti.

Stratigrafické členění ztěžuje vysoké zastoupení vulkanitů, které v severní části pánve reprezentují místy až 90 % celé mocnosti vrstevního sledu. Starší části sledu mají shodné znaky se středočeskou oblastí (syřenovské souvrství), mladší části výplně, které vystupují spíše v severní části se dají přímo korelovat se sedimenty podkrkonošské pánve.

Vulkanická činnost byla přítomna již od bazálních členů **syřenovského** souvrství, její vrchol však podobně jako v pánvi podkrkonošské spadá až do spodního permu (vrchlabské souvrství). Zastoupeny jsou jak andezitoidy tak i tělesa kyselých vulkanitů a ignimbritů. Na rozdíl od předchozí pánve kyselý vulkanismus vyznívá až v sedimentech chotěvického souvrství a patří tedy k nejmladším projevům permokarbonského vulkanismu v ČM. Celkové mocnosti vulkanitů mnohde převyšují několik set metrů.

Hojné reliktů permských sedimentů se v lugické oblasti vyskytují ještě v podhůří Orlických hor. Většinou jsou srovnávány s chotěvickým souvrstvím sp. permu. Mocnosti kolísají od desítek až po první stovky metrů.

Relikty svrchního paleozoika v krušnohorské oblasti.

Plošně zanedbatelné, ale paleogeograficky významné jsou výskyty permokarbonského uhlí v Krušných horách, které dokládají komunikaci středočeských pánví s rozsáhlými pánvemi v sasko-duryňské oblasti, kam byly středočeské pánve patrně odvodňovány. Relikt u Brandova tvoří karbonské sedimenty s uhelnými slojemi, které jsou diskordantně překryty permskými uloženinami. Až několik km mocné jsou vulkanosedimentární komplexy tzv. **altenberské kaldery**, která na naše území zasahuje tělesem **teplického** ryolitu (sz. od Teplíc). Vytvářely se v několika etapách od westphalu až do spodního permu a v závěru byly proniknuty subvulkanickými tělesy permských granitů. Efuze kyselých vulkanitů, střídající se s polohami ignimbritů a pyroklastiků převažují nad sedimenty svrchno-westphalského stáří.

Sedimenty svrchnostephanských až spodnopermských brázd

Ukládaly se v asymetrických příkopovitých depresích typu pul apart, vzniklých na levostranných horizontálních posunech ssv. – jz. směru. Mezi tyto brázdy náleží od z. k V brázdy **blanická**, **jihlavská** a **boskovická**, na níž po přerušení na malonínské hrásti navazuje **orlická** pánev strukturně podobného založení (**obr. 11**). Vyznačují se velkou mocností sedimentů (v boskovické brázdě přesahuje 3 km), rychlým poklesem dna pánve (indikovaných hrubozrnnými slepenci a brekciemi podél jejich východního tektonického omezení). Mocnost sedimentů zejména v blanické a jihlavské brázdě je druhotně ovlivněna pozdější denudací. Tyto původně patrně souvislé deprese se projevují pouze nesouvislými výskyty permu na podloží moldanubické nebo středočeské oblasti.

Sedimentace v těchto pánvích začala ve svrchním karbonu (stephanu). Starší cyklus sedimentů proluviálních, fluviálních sedimentů, případně jezerních klastik s uhelnými slojemi je přítomen pouze na menší části plochy těchto pánví, vyplňoval deprese ještě poměrně členitého reliéfu. Uhelné sloje v této nižší části sledu jsou známy jak z blanické tak i boskovické brázdy, kde byly těženy v rosicko-oslavanském revíru. Na podstatně větší ploše již sedimentovaly spodnopermské převážně červeně zbarvené sedimenty, které plynule nasedají na starší karbonská souvrství. Vulkanické produkty jsou velice řídké. Zastoupeny jsou především kyselými vulkanoklastiky tufy (zcela ojedinělá tělesa ryolitů) jsou známa z rosicko-oslavanské pánve.

4.2. Platformní jednotky Českého masivu

K platformním jednotkám ČM řadíme nezvrásněné převážně subhorizontálně uložené sedimentární komplexy, mezozoika, terciéru a kvartéru a je doprovázející vulkanické horniny. Spočívají transgresivně na varisky zvrásněném podloží ČM. Mocnost jednotek platformního pokryvu silně kolísá, od několika metrů v případě kvartérních sedimentů do až více než 900 m v případě nejhlubších osních partií ČKP. Jednotky platformního pokryvu jsou většinou s výjimkou flexur nebo vrás o velké vlnové délce deformovány pouze křehce v blízkosti významných zlomových linií, které byly rejuvenovány během tzv. saxonské orogeneze.

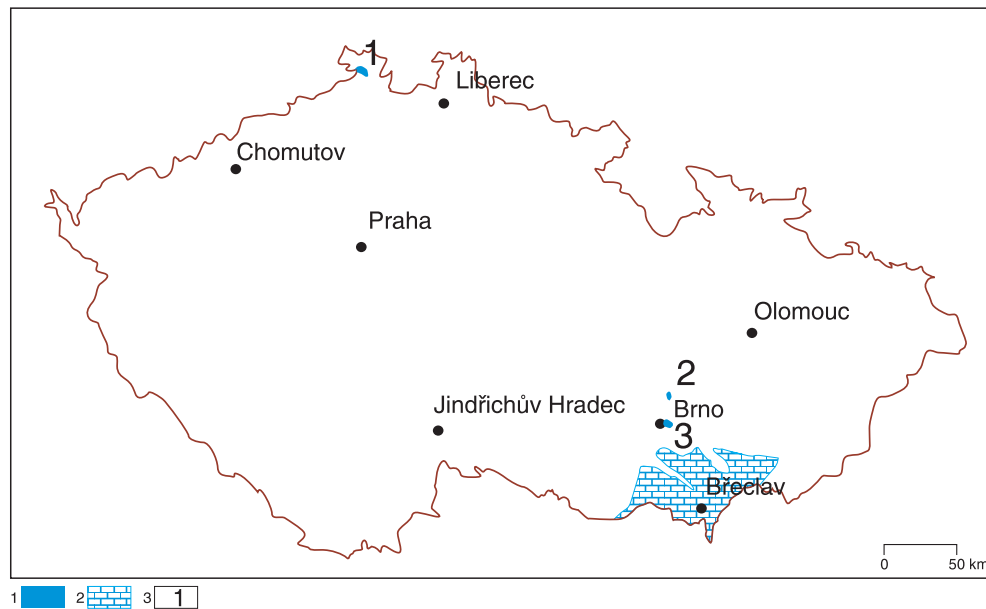
Počátek platformního vývoje klademe nečastěji do triasu. Protože trias vystupuje z podloží křídý jen na malé ploše v polické a trutnovsko-náchodské depresi podkrkonošské pánve a navazuje na podložní permokarbonské uložení, byl stručně charakterizován již v předchozí kapitole. Proto budou charakterizovány platformní jednotky v rozsahu od jury až do kvartéru.

4.2.1. Platformní sedimenty jury

Jurské sedimenty se na území ČM se s současným erozním řezu vyskytují jen v drobných reliktech. V severních Čechách jsou vyvečeny podél lužické poruchy z podloží sedimentů křídý např. u Krásné Lípy a Doubice, plošně poněkud rozsáhlejší výskyty jsou v okolí Brna (Stránská skála, Švédské šance) a na několika lokalitách podél blanského prolomu v moravském krasu (např. Olomučany) – **obr. 12**. Jde většinou o středno až svrchnojurské sedimenty úzkého mořského průlivu, který spojoval boreální epikontinentální jurské moře na SZ s Tethydu. Na bázi bývají většinou písčité sedimenty, které do nadloží přecházejí do vápenců a dolomitů. Celková mocnost nepřesahuje 100 m. Původně větší rozšíření jurských sedimentů dokazují nálezy valounů jurských rohovců v okolí Třebíče, Svitav i v oblasti předhlubně.

Mnohem větší plošný i stratigrafický rozsah i mocnosti mají platformní jurské sedimenty na jv. svazích ČM v podloží předhlubně a flyšových jednotek – **obr. 12**. Spočívají transgresivně buď přímo na kadomském fundamentu brunovistulika nebo na jeho paleozoickém pokryvu. Rozšířeny jsou v oblasti jihomoravského bloku a části středomoravského bloku, po zhruba linii Brno-Ždánice. Na jih pokračují až do podloží Vídeňského lesa a na východě daleko do podloží flyšových jednotek ZK. Největších mocností dosahuje jura ve vranovickém a nesvačilském příkopu (ve vrtu Němčičky bylo zastíženo až 1,9 km jurských uložení). Reliéf jurských sedimentů se poměrně prudce sklání k V pod příkrovové

jednotky ZK. Zatímco v oblasti Pavlovských vrchů byly jurské sedimenty vrty zastiženy v hloubkách 500 m, v oblasti Lednice již v hloubkách přes 3 km.



Obr. 12: Relikty jurských sedimentů na území Českého masivu.

- 1 Výskyty podél lužického přesmyku (Krásná Lípa, Doubice) v Severních Čechách.
- 2 Výskyty v Moravském krasu (např. Olomučany).
- 3 rozsah autochtonních jurských sedimentů jv. svahů ČM v podloží miocénní Karpatské předblubně a jednotek vnějšího flyše (Eliáš 1981).

Jurský sled začíná transgresivní sekvencí spodní až střední jury (liasu nebo doggeru) v níž jsou zastoupeny kontinentální i mořské pískovce, slepence a jílovce. Koncem spodní a ve svrchní juře došlo k významnému zdvihnutí hladiny. Při sz. okraji pánve se vytvořila karbonátová platforma s převahou dolomitů a vápenců, která se k JV svažovala do hlubokovodnějšího pánevního prostředí, kde sedimentovaly jílovito-karbonátové sedimenty větších mocností. Jurské sedimenty místy přecházejí až do sp. křídly.

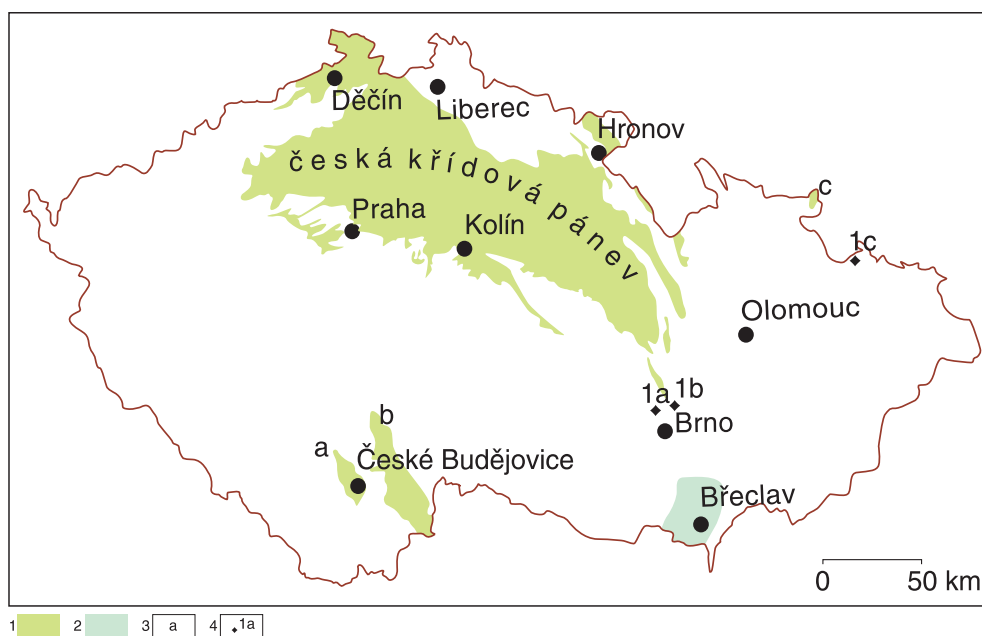
Kromě tzv. autochtonní jury jsou jurské horniny zastoupeny také v příkrovových jednotkách ZK (viz kap. 1.2.).

4.2.2. Platformní jednotky křídly

Křídla byla období klimatického optima bez polárních čepiček a také období kdy docházelo k zrychlené tvorbě středooceánských hřbetů při otevírání nových velkých oceánů. Proto v jejím průběhu dochází k periodickým transgresím, během nichž byly relativně mělkými epikontinentálními moři zaplaveny značné části kontinentů, včetně převážné části Evropy. ČM byl velkým ostrovem, který byl v průběhu maximálního zdvihnutí mořské hladiny téměř zcela zaplaven, kromě j. a jz. části, tvořené mol-danubikem a jz. částí tepelsko-barrandienské oblasti.

V souvislosti s otevíráním Atlantiku a horotvornými pochody v oblasti Tethydy byly oživeny pohyby na mladovariských sz. – jv. zlomech labské linie (lužická porucha, železnohorský zlom aj.) a vnitrosudetském zlomu, které měly v této době charakter pravostranných posunů (Uličný, 1997). Transtenze v prostoru labské zóny umožňovala dlouhodobý pokles dílčích segmentů variského fundamentu a zakládání nejdříve jezerních a pak i rozsáhlejší mořské pánve, jejíž rozsah se v průběhu cenomanu a zvláště turonu rychle zvětšoval. Tato pánev, která tvoří nejsouvislejší a nejmocnější část platformního pokryvu severní a střední části ČM je označována jako **Česká křídlová pánev (ČKP)** – (obr. 13). Kromě nejrozsáhlejší ČKP však k ukládání křídlových sedimentů docházelo ještě v několika dalších oblastech: v prostoru jihočeských pánví **českokbudějovické** a **třeboňské**, v oblasti oso-

blažského výběžku, kam zasahovala pánev **opolská** a v oblasti jv. svahů ČM, které byly periodicky zaplavovány z oblasti Tethydy již v průběhu sp. křídý a pak později ve svrchní křídě (**obr. 13**). Křída polické pánve a králického prolomu je považována za její součást. Křídové sedimenty jsou i poměrně plošně rozšířenou součástí příkrovů vnějšího flyšového pásma (kap. 1.2).



Obr. 13: Rozšíření křídových sedimentů Českého masivu.

1 povrchové výskyty křídý v Českém masivu; **2** autochtonní křída jibovýchodních svahů Českého masivu skrytá pod uloženinami jednotek Západních Karpat; **3** plošně méně rozsáblé samostatné pánve: **a** - českobudějovická pánev, **b** - třeboňská pánev, **c** - osoblažská pánev; **4** bodové výskyty křídý: **1a** - křída u Kuřimi, **1b** - křída u Rudic, **1c** - křída u Hněvošic

Česká křídová pánev

ČKP je rozsáhlá pánev, která pokrývá značné plochy v severních Čechách, Polabí a zasahuje až na Svitavsko. Podobně jako další křídové pánve v prostoru střední Evropy má její osa protažení sz. - jv, v soulase s labskou zlomovou linií. Mocnosti sedimentů v nejhlubší osní části dosahují přes 900 m, část sedimentů však byla odstraněna pozdější erozí, takže celková mocnost dosahovala přes 1 km. Sedimentace se v prostoru ČKP začala během spodního či středního cenomanu ukládáním sladkovodních sedimentů. Mořská transgrese zasáhla oblast ČKP ve svrchním cenomanu a od té doby pokračovala mořská sedimentace plynule bez přerušení až do santonu. Původní rozsah ČKP byl ještě větší, protože na s. jsou sedimenty pánve odděleny od přilehlých celků krystalinika a permokarbonu tektonicky (lužický přesmyk, uhřínovské nasunutí), zachovalé březní útesové facie jsou známy pouze z Kutnohorska, Časlavska a okolí Prahy. V západní podkrušnohorské části je část ČKP zakryta uloženinami terciéru a terciérními vulkanity Českého středohoří. Terciér zakrývá i východní okraj křídové pánve na Svitavsku a Opatovicku. K částečné inverzi výplně ČKP došlo během saxonské orogeneze během paleogénu (Coubal, 1990). Ve východních částech pánve vznikají ploché vrásové struktury v z. a sv.-jz. směru. Některé poklesové zlomy, byly po ukončení sedimentace invertovány jako přesmyky, proto je v jejich okolí část sledu erodována. Nejúplnější sled je zachován v oblasti Českého středohoří, kde byly křídové sedimenty uchráněny neogénní subsidencí a mocným vulkanickým pokryvem.

Ve vývoji ČKP můžeme rozlišit tři hlavní fáze jejího vyplňování: spodní až střední cenoman, svrchní cenoman až sv. turon, coniac až santon.

V první fázi docházelo k vyplňování dílčích depresí v ještě poměrně členitém reliéfu sedimenty říčních toků, ústících do jezerních pánví odvodňovaných patrně k severu. V té době se ukládaly bazál-

ní části peruckých vrstev představované konglomeráty, často červeně zbarvenými pískovci a jezerními jílovci, někdy i se slojkami uhlí.

Druhá fáze vyplňování ČKP začala ve svrchním cenomanu. Z oblasti Tethydy přišla mořská transgrese, sladkovodní sedimenty byly plynule vystřídány lagunárními sedimenty, které směrem do nadloží plynule přecházejí do facií marinních často glaukonitických pískovců **korycanského** souvrství. Mělkomořské křemenné pískovce, často charakteristicky proudově zvrstvené, představují sedimenty pobřežních valů, bariérových ostrovů apod. Během svrchního cenomanu dosáhla transgrese svého vrcholu, což se projevilo nástupem pelagických facií sedimentů – tmavších prachovců a jílovců. Cenomanské sladkovodní sedimenty mají většinou řádově desetimetrové mocnosti, výjimečně přesahují 100 m. Protože vyplňují deprese reliéfu, nejsou zastoupeny po celé ploše pánve. Nadložní vrstvy mají již téměř celopánevní rozšíření, kromě dílčích elevací, které byly zaplaveny až během turonu (útesové facie v okolí Prahy, Kolínsku a Kutnohorsku).

Po dílčím hiátu na počátku turonu, který se projevilo erozí nebo kondenzovanou sedimentací glaukonitických poloh dochází opět k velké transgresi, během níž se pánev dále rozšířila a byly zaplaveny poslední elevace. Proto se na většině území pánve ukládaly prachovité vápnité slínovce – opuky **bělohorského** souvrství, na menších plochách pak slinité vápence. Pouze v oblasti lužické, kde docházelo k nejrychlejší subsidenci dna pánve a z lužického ostrova bylo dodáváno do pánve velké množství písčitého materiálu, pokračovalo ukládání kvádrových pískovců. Kvádrové pískovce spodno-až svrchnoturnského stáří s typickými šikými zvrstveními až mnohametrového řádu, jsou obnaženy v oblasti skalních měst na Děčínsku, Českém ráji a polické pánvi a jsou interpretovány buď jako sedimenty migrujících podvodních dun (Skoček, Valečka, 1983) nebo jako sedimenty mělkovodních delt (Uličný 2001), které progradovaly od severu k jihu hluboko do pánve (např. až na Boleslavsko a Kokořínsko). Většina skalních měst je tvořena pískovci **jizerského** souvrství, které mohou dosahovat mocnosti až 400 m. Směrem do pánve jsou jizerské pískovce zastupovány vápnitými jílovci a slínovci. Mocnost jizerských pískovců je minimální v oherské části pánve.

Poslední etapa začala výraznou dílčí transgresí na bázi **teplického** souvrství, kde dominují prachovito-písčité sedimenty, které pak přecházejí do slínovců. Pouze místy se ještě udržela písčité sedimentace. Zrychlená subsidence vyvrcholila v době ukládání **březenského** souvrství, které má vyšší průměs nezralého materiálu (živců, úlomků hornin) a dosahuje značných mocností (až 550 m). Rozšířeno je v ohárecké části pánve a centrální části pánve od Hradce Králové ke Svitavám. Ve svrchní části přechází až do flyšoidního vývoje, v němž se střídají pískovce s jílovci. Oblasti zvýšené subsidence se přesunuly do východních částí pánve – např. kladského prolomu a oblasti Svitavska. Nejmladší **merboltické** souvrství tvořené jemnozrnnými pískovci se zachovalo pouze v zakleslých krátech v Českém středohoří.

Jihočeské pánve

Jihočeské pánve **českobudějovická** a **třeboňská** jsou intramontanní tektonicky založené deprese na zlomech sz.-jv. a ssv.-jjz. směru (Malecha, 1965). Vznikly ve svrchní křídě a sedimentace v nich s přestávkami pokračovala až do terciéru. Terciérní sedimenty z větší části křídové uloženiny překrývají. Jde výhradně o sladkovodní klastické sedimenty (pískovce, jílovce) uspořádané do fluviačních nahoru se zjemňujících cyklů. V třeboňské pánvi dosahují mocnosti až 400 m.

Autochtonní křída jihovýchodních svahů ČM

Po dílčí regresi koncem křídě a počátkem jury byly jurské sedimenty částečně erodovány. K opětné transgresi došlo koncem spodní křídě aptu až albu, kdy moře z oblasti Tethydy opět zalilo jv. okraj ČM. Dokládají to zakleslé kry sp. křídě u Kuřimi (Krystek, Samuel, 1979). Bioklastické vápence téhož stáří jsou známy i z vrstev v okolí Pavlovských vrchů. Ve svrchní křídě při globální transgresi došlo přes ČKP k propojení boreální a tethydní oblasti. Nejstaršími vrstvami, které zůstaly zachovány ve zkrasovělých depresích v devonských karbonátech moravského krasu, jsou **rudické** vrstvy u Blanska.

Jsou zastoupeny jíly a pískovci až 100 m mocnosti. Jejich stáří není paleontologicky doloženo, část autorů je řadí do spodní křídly. Cenomanské pískovce blanenského prolomu patří patrně k nejstarším sedimentům ČKP.

4.2.3. Platformní jednotky terciéru

V terciéru byl ČM s výjimkou svého jihovýchodního okraje, kam periodicky pronikaly transgrese moře z tethydní oblasti souší. K významnější sedimentaci docházelo jen v oblasti **oháreckého riftu** (prolomu), který patří k jedné z větví riftového systému západní a střední Evropy a je obvykle spojován buď s prohyby kůry v předpolí alpského orogénu nebo se ztenčením kůry vyvolané vmístěním plášťového diapiru (tzv. horské skvrny) v oblasti předpolí Alp, případně s oběma fenomény. Vyklenuté části ČM byly odvodňovány do těchto pánví nebo do předhlubně. Relikty říčních sedimentů dovolují přibližně rekonstruovat terciérní říční síť, která se od současné velmi odlišovala (Malkovský, 1979). Sedimentace byla doprovázena intenzivním subaerickým bimodálním (kyselým i bazickým) alkalickým vulkanismem, jehož chemismus odpovídá charakteristikám vulkanitů z recentních riftů (Ulrych et al., 1999). Rozsah vulkanické činnosti přesahuje hlavní etapy ukládání sedimentů. Započal již ve svrchní křídě a pokračoval lokálně až do pleistocénu (viz kap. 5).

Terciérní sedimenty jsou po horninách křídového stáří nejrozšířenější součástí platformního pokryvu ČM. Lze je rozdělit jednak: na sedimenty autochtonního paleogénu, terciér limnických pánví ČM (**obr. 14**) a převážně neogénní sedimenty karpatské předhlubně, které byly charakterizovány již v kap. 1.2.

Sedimenty autochtonního paleogénu

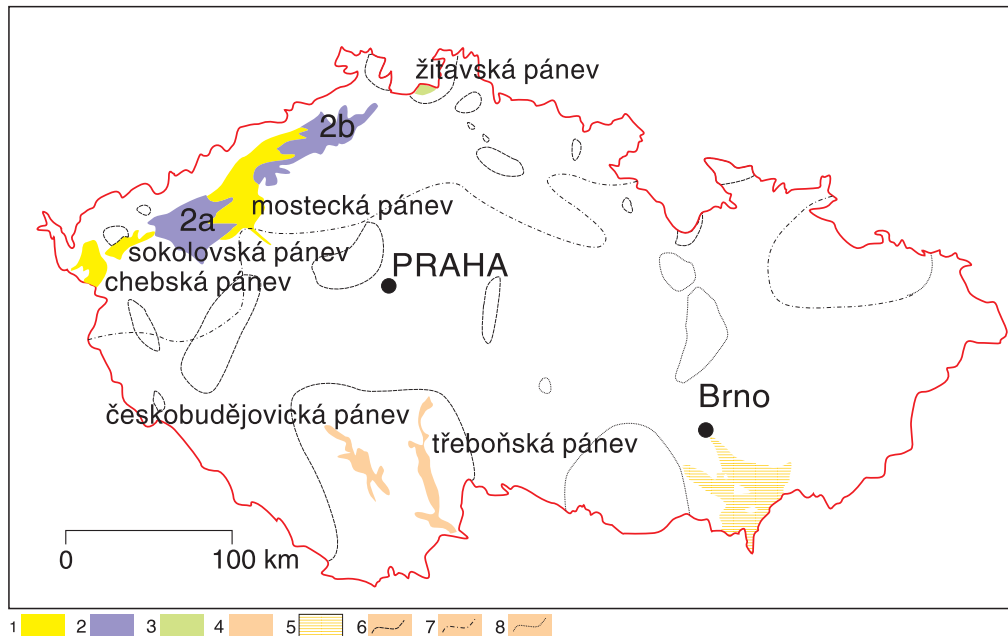
Sedimenty autochtonního paleogénu jsou známy z vrtů z okolí **nesvačilského a vranovického** příkopu jv. od Brna. Vypĺňují hluboce zaříznuté kaňony vytvořené říční erozí během svrchnokřídové a paleogénní regrese. Při bázi a svazích kaňonů jsou rozšířeny hrubá klastika (slepence, brekcie), ukládaná gravitačními proudy a skluzy. Ve vyšších partiích přecházejí do vápnatých jílovců s písčitou příměsí. Po vyplnění údolí se sedimentace rozšířila i do okolí depresí. Maximální mocnost autochtonního paleogénu dosahuje až 600 m.

Severočeské pánve

Severočeské pánve jsou soustavou několika samostatných tektonicky založených depresí, oddělených příčnými sv.-jv. orientovanými hřbety krystalinika, případně tělesy vulkanitů. Jsou sledovatelné z okolí Markredwitz v SRN až do okolí Žitavy. Kromě izolovaných reliktních v SRN zahrnují **chebskou, sokolovskou, mosteckou a žitavskou** pánev (zasahuje na našem území u pouze u Hrádku nad Nisou). Nedílnou součástí pánví jsou **vulkanity Doupovských hor a Českého středohoří**, které místy zastupují pánevní sedimenty ve značných mocnostech. Současný rozsah zejména podkrušnohorských pánví byl patrně původně větší. Rozsah pánve byl později modifikován mladšími poklesy na podkrušnohorském a střezovském zlomu, podle nichž výplň pánve zaklesla a v okrajových částech byly její sedimenty podle těchto zlomů značně deformovány a proto pod značnými úhly sklánějí směrem do centra pánve.

Severočeské pánve byly založeny během staršího terciéru v tektonicky oslabené zóně v blízkosti staré variské sutury mezi TBO a saxothuringikem (kap. 2.3.), které spolu s permokarbonským a křídovým pokryvem tvoří nejčastěji podloží pánve. Varisky zformovaná kůra zde byla ztenčena extenzí v předpolí alpského orogénu natolik, že se obnovila komunikace se svrchním pláštěm a podél tektonických linií sv.-jz. směru (pásmo tzv. litoměřického hlubinného zlomu) začala pronikat alkalická magmata, srovnatelná s vulkanickými asociacemi recentních riftů. Průnik magmat předcházel pokles křehké části kůry, která vyvrcholila v během hlavní riftové fáze mezi cca 43–16 Ma od tj. od eocénu do miocénu uložením až 700 m mocných říčních a jezerních klastik s uhelnými slojemi, prokládanými místy polohami efuzivních vulkanitů nebo vulkanoklastických hornin. Sedimentace pak pokračovala ještě

v pliocénu v chebské pánvi oživením pohybů v tzv. chebsko-domažlickém příkopu geneticky spojeným s linií mariánsko-lázeňského zlomu, který je seismicky aktivní až do recentu. Sopečná činnost v okolí této pánve trvala podle posledních radiometrických údajů až do pleistocénu (Železná hůrka cca 0,7 Ma, Komorní hůrka 0, 5 Ma – Wagner et al. 2002). Vývoj pánví je možno podle charakteru stáří sedimentů, dominujícího prostředí sedimentace, přítomnosti vulkanismu a řídicího tektonického režimu rozdělit do tří etap: předriftového stádia, riftového stádia a poriftového stádia.



Obr. 14: Rozšíření terciérních sedimentů v Českého masívu:

1 podkrušnohorské pánve, **2a** - vulkanický komplex Doupovských hor, **2b** - vulkanický komplex Českého středohoří, **3** žitavská pánve (česká část), **4** jihočeské pánve, **5** autochtónní paleogén na jv. svazích brunovistulika skrytý pod sedimenty předblubně a karpatskými příkrovy, **6** oblasti s relikty sladkovodních terciérních sedimentů, **7** okraje rozšíření drobných těles neovulkanitů, **8** oblasti s relikty převážně mořských sedimentů výběžků karpatské předblubně

Během prvního stádia vývoje se ukládaly v depresích ještě poměrně nerovného reliéfu bazální, převážně říční sedimenty, pestrobarevné písky, jíly a splachové sedimenty **starosedelského** souvrství eocénního stáří. Tyto sedimenty jsou byly často před sedimentací mladších souvrství erodovány, ale na jejich původně velké rozšíření ukazují nálezy jejich reliktnů pod vulkanity i v širším okolí současných pánví. Větší rozšíření mají zejména v sokolovské pánvi.

Druhá fáze začala po delším přerušení sedimentace během oligocénu a trvala až do spodního miocénu. Během této hlavní riftové fáze vrcholí vulkanická aktivita uložením **střezovského** souvrství a jeho ekvivalentů v pánvích chebské a žitavské. Výlevy vulkanitů a ukládání pyroklastik doprovázela sedimentace říčních, bažinných a jezerních sedimentů (písků, jílu) s uhelnými slojemi, které místy dosahují mocnosti až desítek metrů (**novosedelského** souvrství v chebské a **mosteckého** souvrství v mostecké pánvi). Jezerní jílovce (**cyprisové** souvrství) v chebské a sokolovské pánvi dosahuje až 200 m mocnosti. V mostecké pánvi je mocnost jezerních sedimentů a bažinných sedimentů ještě vyšší, ve svrchní části v nadloží hlavního sloje dosahuje až 350 m. Do největší mostecké pánve ústily dva velké toky, které odvodňovaly rozsáhlé území Čech. V místě jejich ústí vznikly velké písčité laloky bílinské a žatecké delty.

Podobný je vývoj **žitavské** pánve, která je od podkrušnohorských pánví oddělena vulkanity Českého středohoří a hřbetem křídových sedimentů. Mocnost slojového **hrádeckého** souvrství zde dosahuje až 350 m. Nad bazálními slepenci převažují pískovce a jílovce, hnědouhelná sloj dosahuje mocnosti přes 20 m.

Nejmladšími sedimenty, které jsou zachovány pouze v chebské pánvi, jsou poriftové pliocénní sedimenty **vildštejnského** souvrství. Spočívají transgresivně na podložním cyprisovém souvrství. Jejich mocnost dosahuje až 170 m. V centrálních částech pánve se ukládaly jezerní jíly a písky, místy i s uhelnými slojkami. V okrajových částech pánve jsou zastoupeny i hrubší štěrkopísky. Ukládání těchto sedimentů bylo řízeno aktivitou mariánsko-lázeňského zlomu, podle něhož byl založen nesouvislý chebsko-domažlický příkop v němž jsou na několika místech zachovány terciérní sedimenty podobné litologie jako v pánvi chebské.

Jihočeské pánve

Jihočeské pánve **českobudějovická** a **třeboňská** byly založeny již během svrchní křídly, jejíž sedimenty tvoří společně s krystalikem moldanubika podloží terciérní výplně těchto pánví. I během terciéru byla sedimentace převážně říčních a jezerních sedimentů byla přerušována častými hiáty, které byly spojeny s erozí podložních vrstev. Sedimenty jihočeských pánví mají pravděpodobný rozsah od oligocénu až do pliocénu.

Bazální **lipnické** souvrství písků, jílu a štěrku, místy druhotně silicifikovaných o mocnosti do 30 m je zachováno nesouvisle v podloží mladších souvrství. Jeho stáří není paleontologicky doloženo a proto se do oligocénu klade s rezervou (Malkovský, 1995). K spodnímu miocénu patří transgresivně uložená souvrství **zlivské** a **mydlovarské**. Uložení těchto souvrství představují říční a jezerní klastické sedimenty (písky, štěrky, jíly) s polohami diatomitů, uhelných jílu s vyvinutou lignitovou slojí. Hojně jsou i vložky zjílovatělých vulkanických hornin. Přítomnost slanomilných rozsivek v nejmocnějším mydlovarském souvrství ukazuje na komunikaci této pánve s alpskou předhlubní. Nadložní souvrství **domanínské**, tvořené diatomovými jíly obsahuje celosvětově známé tektity vltavíny (skla vzniklá tavením hornin po dopadu rieského meteoritu v sousedním Bavorsku). Jejich radiometricky zjištěné stáří cca 15 Ma, je maximálním stářím sedimentů tohoto souvrství. Nejmladší souvrství **ledenické**, tvořené především kaolinickými jíly, je pliocénního stáří. Nad tímto souvrstvím spočívají ještě mladší štěrky, které obsahují opracované přeplavené vltavíny. Celková mocnost terciéru nepřevyšuje 200 m v třeboňské části pánve, v budějovické jsou zachované mocnosti ještě menší.

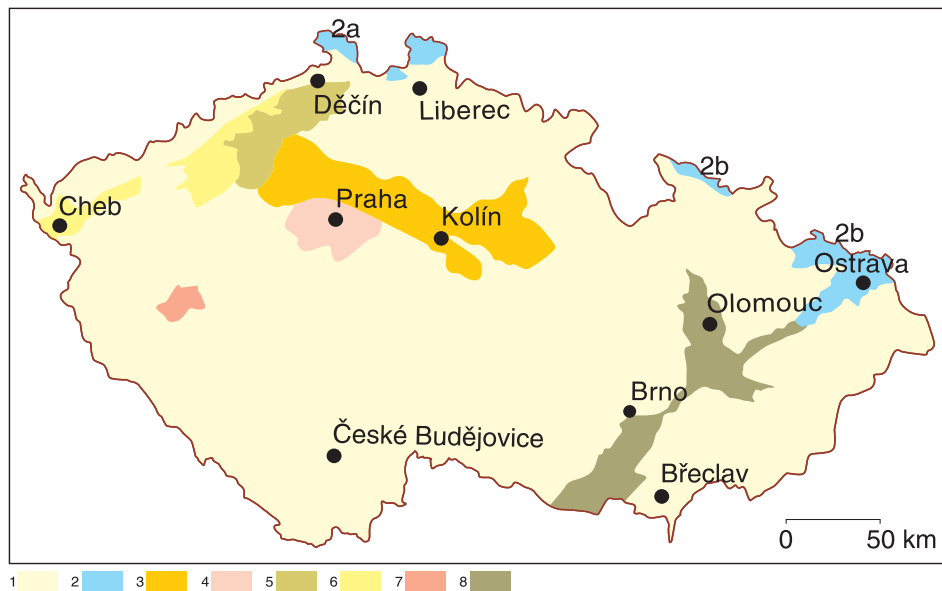
Relikty terciéru ve střední a západních Čechách

Relikty většinou říčních a ojediněle i jezerních sedimentů, které jsou rozptýleny v západních a středních Čechách, jsou pozůstatkem terciérní říční sítě, která odvodňovala oblast na západ od středočeského plutonu. Východní část byla odvodňována do karpatské předhlubně. Stáří těchto sedimentů kolísá od oligocénu do pliocénu.

4.2.4. Kvartér

Kvartér je obdobím, kdy byl ČM po ústupu moře karpatské předhlubně v průběhu terciéru výhradně souší. Je to období velmi krátké v porovnání s délkou ostatních geologických útvarů (cca 1,6 - 1,8 Ma). Charakter geologických zejména exogenních geologických procesů byl v kvartéru poznamenán existencí rozsáhlých kontinentálních ledovců, které pokrývaly celou značnou část severní Evropy. Naše území se v době staršího kvartéru (pleistocénu) rozkládalo v tzv. periglaciální oblasti (ovlivňované ledovci) mezi severoevropským kontinentálním ledovcem a horským ledovcem, který pokrýval Alpy. Kontinentální ledovec pronikl na naše území pouze dvakrát v období elsterského a sálského zalednění a to pouze do oblasti Frýdlantského a Šluknovského výběžku a na část severní Moravy (**obr. 15**). Na Šumavě, v Krkonoších a Jeseníkách vznikly malé horské ledovce. Většina území byla v kvartéru oblastí snosu (denudační), k významnější akumulaci sedimentů docházelo jen Podkrušnohoří, Polabí a oblasti moravských úvalů (**obr. 15**). Přestože kvartérní sedimenty jsou nejrozšířenějšími horninami pokryvu ČM, jejich mocnost se pohybuje v řádu maximálně několika metrů. Výjimečně v oblastech zasažených ledovcem (výplně hlubokých podledovcových koryt) přesahuje sto metrů. Kvartérní sedimenty jsou velmi pestré v závislosti na genezi, převažují nezpevněné klastické horniny, méně zastoupeny jsou sedimenty chemogenní.

Glacigenní sedimenty jsou na našem území zastoupeny převážně glaciofluviálními sedimenty výplavových předledovcových plošin, v menší míře také glacialimnickými sedimenty a sedimenty morén horských a výjimečně i kontinentálních ledovců. Sedimenty extraglaciální oblasti zahrnují říční terasové uloženiny, sedimenty svahové (deluviální), eolické sedimenty (spraše). Podstatně menší plochy zaujímají chemogenní a varvitické jezerní sedimenty, sladkovodní vápence, travertiny a pod. Také kvartérní vulkanity a vulkanoklastika jsou omezena jen na oblast okolí Chebské pánve a okolí Bruntálu (Velký a Malý Roudný).



Obr. 15: Rozšíření kvartérních uloženin v Českého masivu:

1 - kvartér denudačních oblastí; kvartér akumulčních oblastí; **2** - kvartér oblastí kontinentálního zalednění; **2a** - severočeská oblast, **2b** - oderská oblast;
Kvartér extraglaciálních oblastí: **3** Polabí, **4** oblast Pražské plošiny, **5** oblast Českého středohoří, **6** oblast podkrušnohorských pánví, **7** oblast Plzeňské pánve, **8** oblast moravských úvalů.

5. Neoidní vulkanismus na území České republiky

Neoidní vulkanity na území ČR jsou součástí poměrně rozsáhlé středoevropské vulkanické provincie, která vznikla v předpolí Alpského orogénu patrně v souvislosti s extenzní kůry vyvolané výstupem plášťového diapiru (horké skvrny). Ten vyvolal tavení v plášti, jehož důsledkem je výstup bimodálních alkalických vulkanitů. Vulkanismus započal již ve svrchní křídě (79 Ma) a trval až do kvartéru. Během starší předdriftové fáze vulkanismu (79–cca 50 Ma) vystupovaly malé objemy ultramafických ultraalkalických vulkanitů (olivinických melilitů, polzenitů, nefelinitů), které tvoří drobnější žilná tělesa (např. tzv. čertovy zdi v okolí Českého Dubu v oblasti mezi Českým středohořím a lužickým přesmykem). Místa jsou doprovázeny i subvulkanickými intruzemi (Osečenský komplex (Pivec et al., 1998).

Druhá a nejintenzivnější oligomiocénní fáze vulkanismu, která časově koresponduje s tvorbou podkrušnohorského riftu (40–24 Ma) – (Pivec et al., 1998) je charakteristická bimodálním vulkanismem. Představuje více než 90 % objemu všech vulkanických produktů neovulkanitů ČM. Její produkty jsou rozšířeny v oblasti vlastního riftu, v Českém středohoří (Ulrych et al., 1999) a Doupovských horách. Nejrozšířenějšími horninami jsou různé typy alkalických olivinických bazaltů, bazanitů, podstatně méně jsou zastoupeny trachybazalty, trachyty, tefrity a ještě alkaliemi bohatší fonolity. Subvulkanické intruzivní centrum je odkryto v Roztokách nad Labem a v centru vulkanického komplexu Doupovských hor.

V poslední fázi pliocénního až kvartérního vulkanismu stáří opět převažují bazičtější členy, pikrobazalty, bazanity, olivinické nefelinity až melilitity. Tyto horniny, které tvoří přírodní aparáty, žíly, ojed-

něle též rozsáhlejší výlevy jsou rozšířeny v labské vulkanotektonické zóně, v okolí lužického přemyku, v Nížkém Jeseníku a v širším okolí chebsko-domažlického příkopu a francké linie v sousedním SRN. Tedy kolem saxonsky reaktivovaných sz.-jv. zlomových linií. Často uzavírají uzavřeniny (xenolity) hornin pláště (lherzolity) vynesené z hloubek několika desítek km. Nejmladšími sopkami na našem území jsou kvartérní vulkány Železná a Kamenná hůrka u Chebu a Velký a Malý Roudný u Bruntálu v Nížkém Jeseníku.

Nejvýchodněji položenými neovulkanity na území ČR jsou žilné bazalty a trachyandezity, které pronikají horninami flyše u Uherského Brodu na východní Moravě. Tyto vulkanity však geneticky souvisí s vývojem karpatského vulkanického oblouku.

Oblastí s největším nahromaděním vulkanických hornin, místy o mocnosti až 500 m, je České středohoří. Jsou zde zastoupeny nerůznější vulkanické produkty (různé typy vulkanoklastik, efuziva, žíly, přírodní dráhy i subvulkanická intruziva), které vznikly ve čtyřech hlavních epizodách 36–13 Ma (Cajz et al., 1999). V prvních fázích byl vulkanismus značně explozivní. Z této fáze se zachovaly explozivní diatrémy (někdy s xenolity hornin z hlubokého podloží – např. granátické peridotity, které jsou zdrojem pyropů – českých granátů). Podobné mocnosti vulkanických produktů jsou známy i z oblasti Doupovského vulkanického komplexu (stratovulkánu). V ostatních oblastech mocnosti výlevů, případně pyroklastik dosahují většinou pouze první desítky metrů.

Použitá literatura

- Adamovič, J., Coubal, M., 1999. Intrusive geometries and Cenozoic stress history of the northern part of Bohemian Massif. *Geolines*, 9: 5–14.
- Andrusov, D., Čorná, O., 1976. Über das Alter des Moldanubikums nach mikrofloristischen Forschungen. *Geologické Práce, Správy*, 65: 81–89.
- Babuška, V., Plomerová, J., 2001. Subcrustal lithosphere around the Saxothuringian-Moldanubian Suture Zone – a model derived from anisotropy of seismic wave velocities. *Tectonophysics*, 332: 185–199.
- Bakun-Czubarov, N., 1998. Ilmenite-bearing eclogites of the West Sudetes – their geochemistry and mineral chemistry. *Archiwum mineralogiczne*, 51: 29–110.
- Bankwitz, P., Bankwitz, E., Kramer, W., Pin, C., 1994. Early Palaeozoic bimodal volcanism in the Vesser area, Thuringian forest, eastern Germany. *Zbl. Geol. Paläont. Teil. I*, 1992: 1113–1132.
- Barth, V., 1963. Variský geosynklinální vulkanismus v Hrubém a Nížkém Jeseníku a jeho vztahy k tektonice. *Acta PFUP, Geol.*, 10: 5–117.
- Batík, P., 1999. Moravikum dyjské klenby – kadomské předpolí variského orogénu. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 74(3): 363–368.
- Beard, B. L. et al., 1995. Geochronology and geochemistry of eclogites from the Mariánské Lázně Complex, Czech Republic: Implications for Variscan orogenesis. *Geol. Rundsch.*, 84: 552–567.
- Bendl, J., Patočka, F., 1995. The 87 Rb 86 Sr isotope geochemistry of the metamorphosed bimodal volcanic association of the Rýchory Mts. Crystalline Complex, West Sudetes, Bohemian Massif. *Geologica Sudetica*, 29: 3–18.
- Beránek, B., Dudek, A., 1981. Geologický výklad transformovaných polí v Českém masivu a Západních Karpatech. *Sbor. geo. Věd, UG*, 17: 47–60.
- Beránek, B., Zátopek, A., 1981. Earth's crust structure in Czechoslovakia and in Central Europe by methods of explosion seismology. In: A. Zátopek (Editor), *Geophysical synthesis in Czechoslovakia*. Veda, Bratislava, pp. 243–264.
- Borkowska, M., Choukrone, P., Hameurt, P., Martineau, F., 1990. A geochemical investigation of the age, significance and structural evolution of the Caledonian-Variscan granite gneisses of the Snieznik metamorphic area (Central Sudetes, Poland). *Geologica Sudetica*, 25: 1–27.
- Borkowska, M., Mameurt, J., Vidal, P., 1980. Origin and age of Izera gneisses and Rumburk granites in the Western Sudetes. *Acta Geologica Polonica*, 30: 121–145.
- Brause, H., 1969. Das verdeckte Altpalaeozoikum der Lausitz un seine regionale Stellung. *Abh. Dtsch. Akad. Wiss. Kl. Bergb. Huttenwesen Montangeol.*, 1: 143.
- Brenchley, P. J., Štorch, P., 1989. Environmental-Changes in the Hirnantian (Upper Ordovician) of the Prague Basin, Czechoslovakia. *Geological Journal*, 24(3): 165–181.
- Bröcker, M., Cosca, M. and Klemd, R., 1997. Geochronologie von Eklogiten und assoziierten Nebensteinen des Orlica-Snieznik Kristallins (Sudeten, Poland): Ergebnisse von U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr und Ar-Ar Untersuchungen. *Terra Nostra*, 97(5): 29–30.
- Brueckner, H. K., Medaris, L. G. Jr., Bakun-Czubarov, N., 1991. Nd and Sr age and isotope patterns from Variscan eclogites of the eastern Bohemian Massif. *N. Jb. Mineral. Abh.*, 163: 169–196.
- Buschmann, B., 1995. Geotectonic facies analysis of the Rothstein Formation (Neoproterozoic, Saxothuringian Zone, Germany), *Bergakademie Freiberg, Freiberg*.
- Buschmann, B., Linneman, U., Schneider, J., Süß, T., 1995. Die Cadomische Entwicklung im Untergrund der Torgau-Doberluger Synklinale. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaften*, 23(5/6): 729–749.
- Cajz, V., Vokurka, K., Balogh, K., Lang, M., Ulrych, J., 1999. The České středohoří Mts.: volcanostratigraphy and geochemistry. *Geolines*, 9: 21–28.
- Commission, R.o.t.W.G.f.R.G.C.o.t.B.M.a.t.f.C.S., 1994. Regional geological subdivision of the Bohemian Massif on the territory of the Czech Republic. *J. Czech Geol. Soc.*, 39(1): 127–144.
- Condie, K. C., 1989. *Plate Tectonic and Crustal Evolution*. Pergamon Press;
- Coubal, M., 1990. Compression along faults: example from the Bohemian Cretaceous Basin. *Mineral. Slovaca*, 22: 139–144.

Crowley, Q. G., Patočka, F. and Parrish, R. R., 2001. The Ancestry and affinity of Central Europe: New U-Pb (LA-PIMMS) ages of inherited Zircons from Early Palaeozoic granitoids of the W Sudetes, NE Bohemian Massif. ESF Europrobe meeting, joint meeting of Europrobe, TESZ, TIMPEBAR, URALIDES and SW-Iberia projects, Neoproterozoic – Early Palaeozoic time-slice symposium: orogeny and cratonic response on the margin of Baltica, 30 September – 2 October, 2001, Middle East Technical University Ankara, Turkey.

Cymmerman, Z., Piasecki, M. A., Seston, R., 1997. Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, 134: 717–725.

Dallmeyer, R. D., Urban, M., 1998. Variscan vs Cadomian tectonothermal activity in northwestern sectors of the Tepla-Barrandian zone, Czech Republic: constraints from Ar-40/Ar-39 ages. *Geologische Rundschau*, 87(1): 94–106.

Dörr, W., Fišera, M., Franke, W., 1992. Cadomian magmatic events in the Bohemian Massif – U-Pb data from felsic magmatic pebbles. Abstracts 7th Geol. Workshop Styles of superposed Variscan nappe tectonics, Czechoslovakia. *Czechoslovak Acad. Sci.*: 3.

Dörr, W. et al., 1996. The Tepla-Barrandian / Moldanubian s.str. boundary: Preliminary geochronological results from fault-related plutons. *Terra Nostra*, 96/2: 34–38.

Dudek, A., 1962. Zum Problem der Moldanubischen Überschiebung im Nordteile der Thayakuppel. *Geologie*, 11: 757–791.

Dudek, A., Jenček, V., 1971. Beziehungen zwischen dem Moravikum und Moldanubikum am Westrand der Thaya-Kuppel. *Vest. ústr. úst. geol.*, 46(6): 331–338.

Dvořák, J., 1973. Synsedimentary tectonics of the Palaeozoic of the Drahaný Upland (Sudeticum, Moravia, Czechoslovakia). *Tectonophysics*, 17: 359–391.

Dvořák, J., 1993. Moravské paleozoikum. In: A. Přichystal, V. Obstová, M. Suk (Editors), *Geologie Moravy a Slezska. Moravské zemské muzeum a Sekce geol. věd PřF MU, Brno*, pp. 41–58.

Edel, J. B., Weber, K., 1995. Cadomian terranes, wrench faulting and thrusting in the central Europe Variscides: geophysical and geological evidence. *Geologische Rundschau*, 84: 412–432.

Elicki, O., 1997. Biostratigraphische data of the German Cambrian – present state of knowledge. *Freiberger Forschungsheft, C*, 466: 155–165.

Ellenberger, F., Tamain, A. L. G., 1980. Hercynian Europe. *Episodes*, 1980: 22–27.

Fajst, M., Kachlík V., Patočka, F., 1998. Geochemistry and Petrology of the Early Palaeozoic Železný Brod Volcanic Complex (W Sudetes, Bohemian Massif): Geodynamic interpretations. *Golines*, 6: 14–15.

Fiala, F., 1971. Ordovický diabasový vulkanismus a biotitické lammprofyry Barrandienu. *Sbor. Geol. Věd., Geol.*, 19: 7–97.

Fiala, F., 1977. Proterozoic volcanism of the Barrandian and question of spilites (in Czech). *Sbor. geol. Věd*, 30: 7–47.

Fiala, J., Patočka, F., 1994. The evolution of Variscan terranes of the Moldanubicum Region, Bohemian Massif. *Beiträge zur Geologie und Petrologie der KTB-Location und Ihres Umfeldes*, 94–3. Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, 1–8 pp.

Finger, F., Roberts, M. P., Haunschmidt, B., Schermayer, A., Steyer, H. P., 1997. Variscan granitoids of Central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations. *Mineralogy and Petrology*, 61: 67–96.

Finger, F., Steyrer, H. P., 1995. A Tectonic Model For the Eastern Variscides – Indications From a Chemical Study of Amphibolites in the South-Eastern Bohemian Massif. *Geologica Carpathica*, 46(3): 137–150.

Finger, F., Tichomirowa, M., Pin, C., Hanžl, P., 2000. Relics of an early-Panafrican metabasite-metarhyolite formation in the Brno Massif, Moravia, Czech Republic. *International Journal of Earth Sciences*, 89(2): 328–335.

Floyd, P. A., Winchester, J., Seston, R., Kryza, R., Crowley, Q. G. (Editors), 2000. Review of geochemical variation in Lower Palaeozoic metabasites from the NE Bohemian Massif: intracontinental rifting and plume-ridge interaction. *Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan Belt. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, London.

Floyd, P. A. et al., 1996. Geochemistry of early Palaeozoic amphibolites from the Orlica– Sněžník dome, Bohemian massif: Petrogenesis and palaeotectonic aspects. *Geologische Rundschau*, 85(2): 225–238.

Franke, W., 1984. Variszischer Deckenbau im Raume der Munchberger Gneissmasse – abgeleitet aus Facies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Palaeozoikum. *Geotekt. Forsch.*, 68: 1–253.

Franke, W., 1989. Tectonostratigraphic units in the Variscan Belt of Central Europe. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 230: 67–90.

Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 179: 35–61.

- Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (Editors), 2000. Orogenic processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geol. Soc. (London) Spec. paper, 179, 464 pp.
- Franke, W., Stein, E., 2000. Exhumation of high-grade rocks in the Saxo-Thuringian Belt: geological constraints and geodynamic concepts. In: W. Franke, V. Haak, O. Oncken and D. Tanner (Editors), Orogenic processes: Quantification and Modelling in the Variscan belt. Geol. Soc. Spec. Publ., London, pp. 337–335.
- Franke, W., Zelazniewicz, A., 2000. The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. Geol. Soc. Spec. Publ., 179: 63–85.
- Friedl, G., 1997. U/Pb –Datierungen an Zirkonen und Monaziten aus Gesteinen vom Österreichischen Anteil der Böhmisches Masse, University of Salzburg, Salzburg.
- Friedl, G., Finger, F., McNaughton, N. J. and Fletcher, I. R., 2000. Deducing the ancestry of terranes: SHRIMP evidence for South America-derived Gondwana fragments in Central Europe. *Geology*, 28(11): 1035–1038.
- Friedl, G., Mc Naughton, N., Fletcher, I. R., Finger, F., 1998. New SHRIMP-zircon ages for orthogneiss from the south-eastern part of the Bohemian Massif (Lower Austria). *Acta Univ. Carol. Geol.*, 42(2): 251–252.
- Fritz, H., Dalmeyer, D. R., Neubauer, F., 1996. Thick-skinned versus thin-skinned thrusting: Rheology controlled thrust propagation in the Variscan collisional belt (The southeastern Bohemian Massif, Czech Republic, Austria). *Tectonics*, 15(6): 1389–1413.
- Frýda, J., Vokurka, K., Kober, B., 1996. Spodnoordovická metasomatóza granitoidu v podloží pražské pánve (tepelsko-barrandienská oblast, Český masiv. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1996*(78–79).
- Gebauer, D., Williams, I. S., Compston, S., Grünenfelder, M., 1989. The development of the Central European continental crust since the Early Archean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons. *Tectonophysics*, 157: 81–96.
- Gehmlich, M., Linneman, U., Tichomirova, M., Lützner, H., Bombach, K., 1997. Datierung und Korrelation neoproterozoisch – frühpaleozoischer Profile des Schwarzburger Antiklinoriums und der Elbezone auf der Basis der Geochronologie von Einzelzirkonen. *Z. geol. Wiss.*, 25(1/2): 191–201.
- Hanžl, P., 1994. The correlation the Nectava gneisses and granodiorites of the northern part of the Brno massif. *Věst. Čes. geol. Úst.*, 69(3): 73–80.
- Hartley, A. J., Otava, J., 2001. Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. *J. Geol. Soc.*, London, 158: 137–150.
- Havlíček, V., 1981. Development of a linear sedimentary depression exemplified by the Prague basin (Ordovician – Middle Devonian, Barrandian, Central Bohemia. *Sbor. geol. Věd, řada G*, 35: 7–48.
- Havlíček, V., Šnajdr, M., 1951. Střednokambrická a ordovická fauna Železných hor. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 26: 293–308.
- Hegner, E., Kröner, A., 2001. A review of Nd isotopic data and xenocrystic and detrital zircon ages from the pre-Variscan basement in the eastern Bohemian Massif: speculations on palinsplastic reconstructions. In: W. Franke, V. Haak, O. Oncken and D. Tanner (Editors), Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. *Geo. Soc. London, Spec. Publ.*, pp. 113–131.
- Hirschmann, G., Brause, H., 1969. Alt- und Vorpalaöozoikum des Görlitzer Schiefergebirges und der westlichen Sudeten. *Exkursionsführer Treffen Fachverband Geologie v. 7–10.09. 69. Dtsch. Gesellsch. Geol. Wiss.*: 115.
- Hladil, J., Mazur, S., Galle, A., Ebert, J. R., 1999. Revised age of the Maly Bozkow limestone in the Klodsko metamorphic unit (early Givetian, late Middle Devonian): implication for the geology of the Sudetes, SW Poland. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 211(3): 329–353.
- Hladil, J. et al., 1999. The Devonian in the Easternmost Variscides, Moravia: a holistic analysis directed towards comprehension of the original context. *Abh. Geol. B.-A.*, 54: 27–47.
- Hladil, J., Patočka, F., Kachlík, V., Melichar, R., Hubačík, M., in press. Origin of marbles of the East and South Krkonoše Complexes (West Sudetes, Bohemian Massif): remnants of fossils and sedimentary features, chemical composition and metamorphic neomorphism. *Facies* ?
- Holub, F. J., Machart, J., Manová, M., 1997a. The Central Bohemian Plutonic Complex: geology, chemical composition and genetic interpretation. *Sbor. geol. Věd. Lož. geol. -mineral.*, 31: 27–50.
- Holub, F. V., Cocherie, A., Rossi, P., 1997b. Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex (Czech Republic): constraints on the chronology of thermal and tectonic events along the Moldanubian – Barrandian boundary. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 325: 19–26.

- Horný, R., 1964. Noví graptoliti z metamorfovaného siluru Podkrkonoší. Čas. Nár. muz. přírod., 133.
- Cháb, J., 1990. Problém andělskohorského nasunutí ve světle nových strukturních vrtů (Hrubý Jeseník, ČSFR). Čas. Mineral a geol., 35(4): 373–387.
- Cháb, J., 1997. Granitic, gabbroic intrusions. In: S. Vrána, V. Štědrá (Editors), Geological model of Western Bohemia related to the KTB borehole in Germany. Czech Geol. Survey Prague, pp. 85–99.
- Cháb, J., Fediuková, E., Fišera, M., Novotný, P., Opletal, M., 1990. Variská orogeneze v sileziku. Sbor. geol. Věd. Lož. geol. – Mineral., 29: 9–39.
- Chadima, M., Melichar, R., 1998. Tektonika paleozoika střední části Drahanské vrchoviny. Přírodověd. Stud. Muz. Prostějovska, 1: 39–46.
- Chaloupský, J., ed. (Editor), 1989. Geologie Krkonoš a Jizerských hor. Ústř. Úst. geol., Prague, 288. pp.
- Chlupáč, I., 1961. Orientační výzkum některých menších výskytů devonu na Drahanské vysočině. Zpr. geol. výzk. v roce 1960, 89–95.
- Chlupáč, I., 1964. Nový nález fauny ve slabě metamorfovaném paleozoiku Ještědského pohorí. Čas. Mineral. Geol., 9(1): 27–35.
- Chlupáč, I., 1988. Devon. In: I. Chlupáč (Editor), Paleozoikum Barrandienu. ČGÚ, Praha, pp. 148–199.
- Chlupáč, I., 1989. Fossil communities in the metamorphic Lower Devonian of the Hrubý Jeseník Mts. Czechoslovakia. N. Jahrb. geol. Pal. Abh., 177: 367–392.
- Chlupáč, I., 1993. Stratigraphic evaluation of some metamorphic units in the N part of the Bohemian Massif. N. Jb. Geol. Palaont. Abh., 188(3): 363–388.
- Chlupáč, I., 1994. Facies and biogeographic relationships in Devonian of the Bohemian Massif. Courier Forsch. Senckenberg, 169: 299–317.
- Chlupáč, I., 1998a. The metamorphic Palaeozoic of the „Islet Zone“ as a possible connecting link between the Barrandian and the Moldanubicum. In: Z. Kukul (Editor), Proceedings of the 1st International Conference on the Bohemian Massif, Prague, Czechoslovakia, Sept. 26.–Oct. 3, 1998. Czech Geol. Survey, Prague, pp. 49–52.
- Chlupáč, I., 1998b. Poznámky k rozšíření devonu a stavbě metamorfovaného paleozoika v jižní a střední části Ještědského pohorí. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1997: 19–22.
- Chlupáč, I., Havlíček, V., Kříž, J., Kukul, Z., Štorch, P., 1992. Paleozoikum Barrandienu. Český geologický Úst., Praha, 279 pp.
- Chlupáč, I., Hladil, J., 1992. New Devonian occurrences in the Ještěd Mts. North Bohemia. Čas. Miner. geol., 37(3): 185–191.
- Chlupáč, I., Kukul, Z., 1986. Reflection of possible global Devonian events in the Barrandian area, ČSSR. Lecture Notes Earth Sci. Global Bioevents, 8: 171–179.
- Chlupáč, I., Kukul, Z., 1988. Possible global events, the stratigraphy of the Barrandian Palaeozoic (Cambrian – Devonian). Sbor. Geol. Věd., Geol., 43: 83–146.
- Jachowicz, M., Přichystal, A., 1997. Lower Cambrian sediments in deep boreholes in South Moravia. Věst. čes. geol. Úst., 72: 329–332.
- Jakeš, P., 1976. Oceánická kůra na dně sedimentární pánve teplesko-barrandienského proterozoika, Ústav geol. Věd. PřF UK Praha, Praha.
- Jakeš, P., Zoubek, J., Zoubková, J., Franke, W., 1979. Graywackes and metagraywackes of the Teplá-Barrandian Proterozoic area. Sbor. Geol. Věd., Geol., 33: 83–122.
- Janoušek, V., Rogers, G., Bowes, D. R., 1995. Sr-Nd isotopic constraints on the petrogenesis of the Central Bohemian Pluton, Czech Republic. Geologische Rundschau, 84: 520–534.
- Jaroš, J., Misař, Z., 1974. Deckenbau der Svratka Kuppel und seine Bedeutung für das geodynamische Modell der Böhmisches Masse. Sb. Geol. Věd., Geol., 26: 69–82.
- Jedlička, J., 1995. The Žulová massif in Silesian – its geochemistry and petrogenesis, Charles University Prague.
- Kachlík, V., 1992. Representation, relationship of the Proterozoic and Paleozoic unit of the Central Bohemia Plutons mantle and possibilities of their correlation. In: Z. Kukul (Editor). Proceedings of the 1st Intern. Conf. on the Bohemian Massif, Prague, Czechoslovakia Sept. 26–Oct 3, 1988, pp. 144–149.
- Kachlík, V., 1993. The evidence for Late Variscan nappe thrusting of the Mariánské Lázně Complex over the Saxothuringian (West Bohemia). Journal of the Czech Geological Society, 38(1–2): 43–58.

- Kachlák, V., 1997. The Kladská Unit. In: S. Vrána, V. Štědrá, eds. (Editors), Geological model of western Bohemia related to the KTB borehole in Germany. – Sbor. Geol. Věd, Geol. 47, 15–23.
- Kachlák, V., 1999. Relationship between Moldanubicum, the Kutná Hora Crystalline Unit and Bohemikum (Central Bohemia, Czech Republic) A result of the polyphase Variscan nappe tectonic. J. Czech Geol. Soc., 44(3/4): 201–292.
- Kachlák, V., Heřmánek, R., Janoušek, V., 1999. Petrology, Geochemistry and Palaeotectonic setting of Metavolcanic Rocks at the Teplá Barrandian Boundary: Evidence from the NE Part of the Islet Zone: Central Bohemian Pluton. Geolines, 8: 34–35.
- Kachlák, V., Janoušek, V., 2001. Cambrian in the Netvořice-Neveklov Metamorphic Islet (roof of the Central Bohemian Pluton). Geolines, 13: 73–74.
- Kachlák, V., Patočka, F., 1998a. Cambrian/Ordovician intracontinental rifting and Devonian closure of the rifting generated basins in the Bohemian Massif realms. , 57–66. Acta Univ. Carol. Geol., 42(3/4): 433–441.
- Kachlák, V., Patočka, F., 1998b. Lithostratigraphy and tectonomagmatic evolution of the Železný Brod Crystalline Unit: Some constraints for the Palaeotectonic development of the W Sudetes (NE Bohemian Massif). Geolines, 6: 34–35.
- Kachlák, V., Patočka, F., 2001. Late Devonian to Early Carboniferous bimodal volcanic rocks of the Ještěd Range Unit (W Sudetes): constraints on the Devonian development of the Variscan orogenic wedge. Geolines, 13: 74–75.
- Kachlák, V. c., 1992b. Litostratigrafie, paleogeografický vývoj a metamorfni postižení hornin pláště v severovýchodní části ostrovní zóny středočeského plutonu, Universita Karlova, 240 pp.
- Kalt, A., Corfu, F., Wijbrans, J., 2000. Time calibration of a P-T path from a Variscan high temperature low-pressure metamorphic complex (Bayerisches Wald, Germany), and the detection of inherited monazite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 138, 143–163.
- Katzung, G., 1999. Record of the Late Ordovician glaciation from Thuringia, Germany. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 150(3): 595–617.
- Kettner, R., 1917. Versuch einer stratigraphischen Einteilung der Böhmisches Algonkium. Geol. Rundschau, 8: 169.
- Kettner, R., 1930. O postavení metamorfovaných ostrovů v oblasti středočeského žulového masivu. Sbor. Stát. geol. Úst. Rep. Čs., 9: 301–332.
- Kettner, R. and Remeš, M., 1935. Objev silurských břidlic s graptolitovou faunou na Moravě. Věst. Král. Čes. Společ. Nauk: 1–11.
- Klápová, H., Hyršl, J., 2000. Correlation of Neoproterozoic conglomerates of the Barrandian, Saxothuringian and Moldanubian units. Bull. Czech. Geol. Survey, 75(3): 217–228.
- Klomínský, J., 1969. Krkonoško-Jizerský granitoidní masív. Sbor. Geol. Věd., Geol., 15: 134.
- Kodym, O., 1946. Moldanubická zona variská v Cechách (La zone varisque moldanubienne de la Bohème). Sborník SGÚ, 13: 69–125.
- Koliha, J., 1929. Svrchní devon v pohoří ještědském. Věst. geol. Úst. ČSR, 5(4–5): 286–292.
- Korytowski, A., Dörr, W., Zelazniewicz, A., 1993. U-Pb dating of (meta)granitoids in the NW Sudetes (Poland) and their bearing on tectono-stratigraphic correlations. Terra Nova, Abstracts suppl. no. 1, 5: 331.
- Kossmat, F., 1927a. Gliederung der varistischen Gebirgsbaues. Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamts, 1: 1–39.
- Košler, J., Farrow, C. M., 1994. Mid-late Devonian arc type magmatism in the Bohemian Massif: Sr and Nd isotope and trace element evidence from the Staré Sedlo and Mirovice gneiss complexes, Czech Republic. J. Czech. Geol. Soc., 39: 56–58.
- Košler, J., Kelley, S. P., Vrána, S., 2001. ⁴⁰Ar/³⁹Ar hornblende dating of a microgranodiorite dyke: implications for early Permian extension in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. Int. J. Earth. Sciences (Geol. Rundsch), 90: 379–385.
- Kreuzer, H., Seidel, E., Schussler, U., Okrush, M., Lentz, K. L., Rashka, H., 1989. K-Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massif. Tectonophysics, 157: 149–178.
- Kröner, A., Jaeckel, P., Reischmann, T., Kröner, U., 1998. Further evidence for an early Carboniferous (c. 340 Ma) age of high-grade metamorphism in the Saxonian granulite complex. Geol. Rundsch., 86: 751–766.
- Kröner, A., Jaeckel, P., Hegner, E., Opletal, M., 2001. Single zircon ages and whole rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizerske hory, Krkonose Mountains and Orlice-Sneznik Complex). International Journal of Earth Sciences, 90(2): 304–324.

- Kröner, A., Hegner, E., Hammer, J., Haase G., Bielicki, K.-H., Krauss, M., Eidam, J., 1994. Geochronology and Nd-Sr systematic of Lusatian granitoids: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. *Geol. Rundsch.*, 83: 357–376.
- Kröner, A., O'Brien, P., Nemchin, A., Pidgeon, R. T., 2000. Zircon ages for high pressure granulites from South Bohemia, Czech Republic, and their connection to carboniferous high temperature processes. *Contrib. to Mineral and Petrol.*, 138: 127–142.
- Kröner, A., Štípská, P., Schulmann, K., Jaeckel, P., 2000. Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the north-eastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. In: W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner (Editors), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan belt*. Geol. Soc. London, Special Publications, pp. 175–197.
- Kröner, A., Štípská, P., Schulmann, K., Jaeckel, P., 2001. Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the north-eastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. V. Haak, O. Oncken, D. Tanner (Editors), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan belt*. Geol. Soc. London, Special Publications, pp. 175–199.
- Kröner, A., Wendt, I., Liew, T.C., Compston, W., Todt, W., Fiala, J., Vaňková, V., Vaněk, J., 1988. U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99: 257–266.
- Kröner, A., Willner, A.P., Hegner, E., Frischbutter, A., Hofmann, J., Berger, R., 1995. Latest Precambrian (Cadomian) zircon ages, Nd isotopic systematics and P-T evolution of granitoid orthogneisses of the Erzgebirge, Saxony and Czech Republic. *Geol. Rundsch.*, 84(3): 437–456.
- Krs, M., Pruner, P., Man, O., 2001. Tectonic and paleogeographic interpretation of the paleomagnetism of Variscan and pre-Variscan formations of the Bohemian Massif, with special reference to the Barrandian terrane. *Tectonophysics*, 332(1–2): 93–114.
- Krystek, I. and Samuel, A., 1979. Výskyt kriedy karpatského typu severně od Brna (Kuřim). *Geol. Práce, Zpr.*, 71: 93–109.
- Kryza, R., Pin, C., 1997. Cambrian/Ordovician magmatism in the Polish Sudetes: no evidence for subduction-related setting. *Terra Nova. Abstract Supplement 1, EUG Strasbourg*, 9: 144.
- Kříž, J., 1988. Silur. In: I. Chlupáč (Editor), *Paleozoikum Barrandienu*. ČGÚ, Praha, pp. 117–143.
- Kukal, Z., Jäger, O., 1988. Siliciclastic signal of the Variscan orogenesis: the Devonian Srbsko Formation of Central Bohemia. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 63(2): 65–80.
- Kumpera, O., Foldyna, J., 1992. Development of Moravian-Silesian Paleozoic Basin. *Sb. Vys. školy báňské*, 38: 161–171.
- Liew, T.C., Hofman, A.W., 1988. Precambrian crustal components, plutonic association, plate environment of the Hercynian fold belt of central Europe: implication from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98: 129–138.
- Linneman, U., Buschmann, B., 1995. Die Cadomische Diskordanz im Saxothuringikum (oberkambrisch-tremadosische overlap-Sequenzen). *Z. geol. Wiss.*, 23(5/6).
- Linneman, U., Gehmlich, M., Tichomirová, M., Buschmann, B., Nasdala, L., Jonas, P., Lützner, H., Bombach, K., 2001. From Cadomian subduction to Early Palaeozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany). In: W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner (Editors), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., pp. 131–155.
- Linnemann, U., Schauer, M., 1999. Die Entstehung der Elbezone vor dem Hintergrund der cadomischen und variszischen Geschichte des Saxothuringischen Terranes – Konsequenzen aus einer abgedeckten geologischen Karte. *Zeit. geol. Wiss.*, 27(5/6): 529–561.
- Linner, M., 1994. Metamorphism and migmatitization of the paragneisses of the Monotonous group, SE Moldanubicum. *Mitt. Osterr. Mineral. Ges.*, 139: S47–GEO, 83–84.
- Linner, M., 1996. Metamorphism and partial melting of paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum (Austria). *Mineralogy and Petrology*, 58(3–4): 215–234.
- Malecha, A., 1965. Stavba a podloží jihočeských pánví. *Sbor. geol. Věd. Geol.*, 4: 97–117.
- Malkovský, M., 1979. Tektogeneze platformního pokryvu Českého masivu. *Knih. Ústř. Úst. geol.*, 53, Praha, 156 pp.
- Malkovský, M., 1995. Některé problémy chronostratigrafického členění terciéru Českého masivu. *Knih. Zemní plyn a nafta*, 16: 25–36.
- Maluski, H., Patočka, F., 1997. Geochemistry and Ar-40-Ar-39 geochronology of the mafic metavolcanic rocks from the Rychory Mountains complex (west Sudetes, Bohemian Massif): palaeotectonic significance. *Geological Magazine*, 134(5): 703–716.

- Maluski, H., Rajlich, P., Souček, J., 1995. Pre-Variscan, Variscan and Early Alpine thermo-tectonic history of the north-eastern Bohemian Massif. *Geol. Rundsch.*, 84: 345–358.
- Marheine, D., Kachlík, V., Maluski, H., Patočka, F., Zelazniewicz, A., 2002. The Ar – Ar ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. *Journal of the Geol. Soc. London, Spec. Publications*, 201: 133–155.
- Marheine, D., Kachlík, V., Patočka, F., Maluski, H., 1999. The Paleozoic polyphase tectonothermal record in the Krkonoše-Jizera Crystalline Unit. *Geolines*, 9: 133–135.
- Mašek, J., 2000. Stratigraphy of the Proterozoic of the Barrandian area. *Věst. Čes. geo. Úst.*, 75(3): 197–204.
- Maštera, L., 1975. Petrografie slepenců moravických vrstev a hradeckých drob v Nížkém Jeseníku. *Výzk. práce Ústř. Úst. geol.*, 8: 25–36.
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329–374.
- Matte, P., 1991. Accretionary History and Crustal Evolution of the Variscan Belt in Western-Europe. *Tectonophysics*, 196(3–4): 309–337.
- Matte, P., 2000. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13: 122–128.
- Matte, P., Maluski, H., Rajlich, P., Franke, W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. *Tectonophysics*, 177: 150–170.
- Mattern, F., 2001. Permo-Silesian movements between Baltica and Western Europe: tectonic and „basin families“. *Terra Nova*, 13(5): 368–375.
- Medaris, L. G., Beard, B. L., Johnson, C. M., Valley, J. W., Spicuzza, M. J., Jelínek, E., Mísař, Z., 1994. Geochemistry of peridotites, pyroxenites, and eclogites in the Gfohl Nappe: constraints on Variscan evolution of lithosphere and asthenosphere in the Bohemian Massif. *Journ. Czech. Geol. Soc.*, 39: 69–70.
- Mísař, Z., 1994. Terranes of eastern Bohemian Massif: Tectonostratigraphic and lithological units of the Moravicum and Moldanubicum. *J. Czech. Geol. Soc.*, 39(1): 71–73.
- Mísař, Z., Dudek, A., 1993. Some critical events in the geological history of eastern margin of the Bohemian Massif. *J. Czech. Geol. Soc.*, 38(1/2): 9–20.
- Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J., 1983. *Geologie ČSSR I – Český masiv*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 333 pp.
- Müller, H., Romacker, M., Wimmenauer, W., 1990. Geochemie der Paragneise in der KTB-Vorbohrung und ihrem Umfeld. *Ber. Dtsch. Mineral. Gesel.*, 1, 182 pp.
- Návrh, 1976. Návrh regionálně geologické klasifikace Českého masivu. *Čas. Mineral. Geol.*, 21(1): 1–21.
- Němečková, M., Babůrek, J., 1999. Metamorphic development of the Svinov-Vranová crystalline unit, east of Bohemian Massif. *Krystalinikum*, 25: 127–141.
- O'Brien, P., Vrána, S., 1995. Eclogites with a short-lived granulite-facies overprint in the moldanubian zone, Czech Republic – petrology, geochemistry and diffusion modelling of garnet zoning. *Geol. Rundsch.*, 84(3): 473–488.
- Oliver, G. J. H., Corfu, F., Krogh, T. E., 1993. U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica nad Gondwana. *J. Geol. Soc.*, 147: 355–369.
- Pacltová, B., 1994. Silurian (Wenlockian) sporomorph in South Bohemian Moldanubicum. *J. Czech. Geol. Soc.*, 39: 81–82.
- Parry, M. et al., 1997. Tonalite sill emplacement at an oblique plate boundary: northeastern margin of the Bohemian massif. *Tectonophysics*, 280: 61–81.
- Patočka, F., Fajst, M., Kachlík, V., 2000. Mafic-felsic to mafic-ultramafic Early Palaeozoic magmatism of the West Sudetes (NE Bohemian Massif): the South Krkonoše Complex. *Z. geol. Wiss.*, 28(1/2): 177–210.
- Patočka, F., Valenta, J., 1996. Geochemistry of the Late Devonian intermediate to acid metavolcanic rocks from the southern part of the Vrbno Group, the Jeseníky Mts. (Moravo-Silesian Belt, Bohemian Massif, Czech Republic): paleotectonic implications. *Geolines*, 4: 42–56.
- Patočka, F., Vlašímský, P., Blechová, K., 1993. Geochemistry of Early Palaeozoic volcanics of the Barrandian Basin (Bohemian Massif, Czech Republic): Implication for palaeotectonic reconstruction. *Jb. Geol. Bundesanst.*, 136(4): 873–896.
- Pešek, J. et al., 2001. *Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky*. Český geologický ústav Praha.

- Petránek, J., 1950. Petrografická studie o nejmladších devonských vrstvách v Dalejském údolí u Prahy. Rozpr. Čes. Akad. Věd. Umění, Tř. II, 60 (19): 1–16.
- Pin, C., Mierzejewski, M. P., Duthou, J. L., 1987. Age of the Karkonosze Mts. granite dated by the izochrone Rb/Sr and its initial Sr/Sr value. *Przeglad geol.*, 10: 512–517.
- Pitra, P., Burg, J. P., Guiraud, M., 1999. Late Variscan strike-slip tectonics between the Tepla- Barrandian and Moldanubian terranes (Czech Bohemian Massif): petrostructural evidence. *Journal of the Geological Society*, 156: 1003–1020.
- Pivec, E., Ulrych, J., Povondra, P., Rutšek, 1998. Melilitic rocks from northern Bohemia: Geochemistry and mineralogy. *Geochemistry and mineralogy, N. Jahrb. M. Abh.*(173): 119–156.
- Preclik, K., 1926. Die Moravische Phyllitzone im Thayatale. *Sbor. Ustr. Ust. geol.*, 6: 221–281.
- Přichystal, A., 1990. Hlavní výsledky studia paleozoického vulkanismu ve šternbersko-horobenešovském pruhu (Nízký Jeseník). *Sb. geol. Věd, Lož. geol- Mineral.*, 30: 91–123.
- Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. (Editors), 1993. *Geologie Moravy a Slezska. Moravské zem. muz. PFMU Brno.*
- Přichystal, A., Repčok, I., Krejčí, Z., 1988. Radiometrické datování trachyandezitu u Uherského Brodu (magurská skupina flyšového pásma). *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997, 1997(5): 33–34.*
- Reitz, E., 1992. Silurische Mikrosporen aus einem Biotit-Glimmerschiefer bei Rittsteig, nördlicher Bayerischer Wald. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Monatshefte*, 6: 351–358.
- Röhlich, P., 1961. Nástin geologie algonkia mezi Dobříší a Úvaly. *Věst. Ústř. geol.*, 36(3): 177–188.
- Roth, Z., 1981. Spodní kambrium na Moravě? *Čas. Min. Geol.*, 26(1): 1–6.
- Schäffer, F., Oncken, O., Kemnitz, H., Romer, R. (Editors), 2000. Upper-plate deformation during collisional orogeny: a case study from the German Variscides (Saxo-Thuringian Zone). *Orogenic processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geol. Soc. London, Spec. Publ., London*, 281–303 pp.
- Schreiber, A., 1992. Das Palaeozoikum in der Zone Munchberg-Frankenberg un die Herkunft der dortigen Kristallinschollen – ein Beitrag zur Deckenfrage im Saxothuringikum. *Geol. Jb.*, A135: 1–135.
- Siebel, W. et al., 1997. Early palaeozoic acid magmatism in the Saxothuringian belt: New insights from a geochemical and isotopic study of orthogneisses and metavolcanic rocks from the Fichtelgebirge, SE: Germany. *Journal of Petrology*, 38(2): 203–230.
- Skoček, V., Pouba, Z., 2000. Neoproterozoic sedimentary carbonates and their silicified equivalents: Barrandian, Czech Republic. *Věst. Čes. geol. Úst.*, 75(3): 241–260.
- Skoček, V., Valečka, J., 1983. Paleogeography of the Late Cretaceous Quadersandstein of Central Europe. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecol.*, 44: 71–92.
- Souček, J., 1978. Metamorphic zones of the Vrbno and Rejvíz Series, the Hrubý Jeseník Mts., Czechoslovakia. *Mineral. Petrogr. Mitt.*, 25: 195–217.
- Steiner, J., Falk, F. (Editors), 1981. *The Ordovician Lederschiefer of Thuringia. Earth's pre-Pleistocene glacial record. University Press, Cambridge*, 579–581 pp.
- Stille, H., 1951. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. *Geol. Jb. Beih.*, 2: 138.
- Stosh, H. G., Lugmair, G., 1987. Geochronology and geochemistry of eclogites from the Munchberg Gneiss Massif, F.R.G. *Terra Cognita*, 7: 163.
- Suess, E., 1926. *Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Gebruder Borntrager, Leipzig*, 138 pp.
- Suess, F. E., 1912. Die Moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. *Österr. Akad. Wiss. Denkschr.*, 88: 541–631.
- Suk, M., Ďurica, D., Obstová, V., Staňková, E., 1991. *Hluboké vrty v Čechách a na Moravě a jejich geologické výsledky. Gabriel Praha.*
- Svoboda, J., 1933. Metamorfovaný ostrov sedlčansko-krásnohorský. *Arch. přírodověd. Výzk. Čech*, 18(4): 1–62.
- Svoboda, J., Prantl, F., 1951. Příspěvek ke stratigrafii vnitřních fylitů na Tišnovsku. *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 18: 317–328.
- Synek, J., Oliveriová, D., 1993. Terrane character of the NE border of the Moldanubian Zone (case study of the Kutná Hora Crystalline Complex, Czechoslovakia. *Geol. Rdsch.*
- Štelcl, J., 1960. Petrografie kulmských slepenců jižní části Drahanské vysočiny. *Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun. Geol.*: 102.

- Štípská, P., Schulmann, K., Thompson, A. B., Ježek, J., Kröner, A., 2001. Thermo-mechanical role of a Cambro-Ordovician paleo-rift during the Variscan collision: the NE margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics*, 332: 239–253.
- Štorch, P., 1986. Ordovician – Silurian boundary in the Prague Basin (Barrandian area, Bohemia). *Sbor. Geol. Věd., Geol.*, 41: 69–103.
- Tait, J., Schätz, M., Bachtadse, V., Soeffel, H., 2000. Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European Terranes. In: W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner (Editors), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., London, pp. 21–35.
- Timmerman, H., Parrish, R. R., Noble, S. R., Kryza, R., 2000. New U-Pb monazite and zircon data from the Sudetes Mountains in SW Poland: evidence for a single-cycle Variscan orogeny. *J. Geol. Soc.*, London, 157: 265–268.
- Tollmann, A., 1982. Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Varisikum Europas. *Geotektonische Forschungen*, 64: 1–91.
- Trzebski, R., Behr, H. J. and Conrad, W., 1997. Subsurface distribution and tectonic setting of the late-Variscan granites in the northwestern Bohemian Massif. *Geologische Rundschau*, 86: S64–S78.
- Turniak, K., Mazur, S., Wysoczanski, R., 2000. SHRIMP zircon geochronology and geochemistry of the Orlica–Snieznik gneisses (Variscan belt of Central Europe) and their tectonic implications. *Geodinamica Acta*, 13(5): 293–312.
- Uličný, D., 1997. Sedimentation in a reactivated, intra-continental strike slip fault zone: the Bohemian Cretaceous Basin, Central Europe. *Gaea Heidelbergensis*, 3: 347.
- Ulrych, J., Pivec, E., Lang, M., Balogh, K., Kropáček, V., 1999. Cenozoic intraplate volcanic rock series of the Bohemian Massif: a review. *Geolines*, 9: 123–129.
- van Breemen, O. et al., 1982. Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73: 89–108.
- Vrána, S., 1979. Polyphase shear folding and thrusting in the Moldanubicum of southern Bohemia. *Vestník ÚÚG*, 51(2): 75–86.
- Vrána, S., Blümel, P., Petrakakis, K., 1995. Metamorphic evolution (Moldanubian region: Moldanubian zone, ch. VII.C.4). In: R. D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber (Editors), *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 403–410.
- Vrána, S., Novák, M., 2000. Petrology and geochemistry of granulite clasts in the Viséan Luleč Conglomerate, Culm in Central Moravia, Czech Republic. *Věst. Čes. geol. Úst.*, 75(4): 405–413.
- Waldhausrová, J., 1971. The chemistry of Cambrian volcanics in the Barrandian area. *Krystalinikum*, 8: 45–75.
- Waldhausrová, J., 1984. Proterozoic volcanics and intrusive rocks of the Jílové Zone in Central Bohemia. *Krystalinikum*, 17: 77–97.
- Waldhausrová, J., 1997a. Proterozoic volcanics geochemistry and mineral chemistry: a contribution to the Barrandian Upper Proterozoic stratigraphy (Bohemian Massif, Czech Republic). *Krystalinikum*, 23: 151–180.
- Waldhausrová, J., 1997b. Geochemistry of volcanites (metavolcanites) in the western part of the TBU Precambrian and their original tectonic setting. In: S. Vrána, V. Štědrá (Editors), *Geological model of western Bohemia related to KTB borehole in Germany*, pp. 85–90.
- Wendt, J. I., Kroner, A., Fiala, J., Todt, W., 1993. Evidence From Zircon Dating For Existence of Approximately 2.1 Ga Old Crystalline Basement in Southern Bohemia, Czech Republic. *Geologische Rundschau*, 82(1): 42–50.
- Werner, O., Lippolt, H. J. (Editors), 2000. White mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of Erzgebirge metamorphic rocks: simulating the chronological results by a model of Variscan crustal imbrication. *Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan Belt*, 179. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 323–337 pp.
- Winchester J. A., ERBFMRXCT97-0136), T.P.T.N.T.c., 2002. Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. *Tectonophysics*, 360: 5–21.
- Zapletal, J., 1994. Vývoj mohelnického souvrství mezi Městečkem Trnávku a Mírovem. *Geol. výzk. na Moravě a ve Slezsku*, 1993: 67–68.
- Zapletal, K., 1932. *Geologie a petrografie země Moravskoslezské*, Brno, 280 pp.
- Zapletal, K., 1933. Vznik a vývoj Tišnovska. *Vlastivěda Tišnovska*: 5–44.
- Zelazniewicz, A., Dörr, W., Dubinska, A. E., 1998. Lower Devonian oceanic crust from U-Pb zircon evidence and Eo-variscan event in the Sudetes. *Terra Nostra*, 98 (2): 174–176.

- Ziegler, P. A., 1982. Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., Amsterdam.
- Ziegler, P. A., 1984. Caledonian and Hercynian consolidation of Western and Central Europe, a working hypothesis. *Geol. Mijnbouw*, 63: 93–108.
- Zikmundová, J., 1964. Nálezy konodontů v devonu Ještědského pohoří. *Věst. Ústř. Úst. geol.* 39(6): 455–457.
- Zoubek, V., 1948. Poznámky ke geologii krystalinika českého masivu (Remarks on the geology of the crystallinum of the Bohemian Mass). *Sborník SGÚ*, 15: 339–398.
- Zoubek, V., 1988a. Central Bohemian region: Generalities. In: V. Zoubek, J. Cogné, D. Kozhoukharov, H. G. Krätner (Editors), *Precambrian in younger fold belts: European Variscides, the Carpathians and Balkans. International Geological Correlation Programme*. John Wiley, Sons, Chichester, pp. 76–78.
- Zoubek, V. (Editor), 1988b. *Precambrian in younger fold belts*. Willey Interscience Publication, 866 pp.
- Zulauf, G., 1994. Ductile normal faulting along the West Bohemian Shear Zone (Moldanubian / Tepla-Barrandian boundary): evidence for late Variscan extensional collapse in the Variscan Internides. *Geologische Rundschau*, 83: 276–292.
- Zulauf, G. et al., 1999. Age constraints on the Cadomian evolution of the Teplá Barrandian unit (Bohemian Massif) through electron microprobe dating of metamorphic monazite. *Z. dt. geol. Ges.*, 150(4): 627–639.
- Žáček, V., 1996. Retrograded eclogite from the Staré Město Belt, NE margin of the Bohemian Massif. *J. Czech. Geol. Soc.*, 41: 167–175.
- Žáček, V., Cháb, J., 1993. Metamorphism in the Teplá Upland, Bohemian Massif, Czech Republic. *Bull. Czech geol. Surv.*, 68(3): 33–37