

Sbor. geol. věd	Geologie 41	Str. 167—245	8 obr.	9 tab.	1 přil.	Praha 1986 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	-----------------	-----------	-----------	------------	------------------------------

Geochemické zhodnocení sedimentů slezské jednotky

Geochemical evaluation of the sediments of the Silesian unit

Marie Adamová¹

Předloženo dne 25. května 1984

Adamová M. (1986): Geochemické zhodnocení sedimentů slezské jednotky. — Sbor. geol. Věd, Geol., 41, 167—245. Praha.

V ý t a h: Geochemický výzkum sedimentů slezské jednotky (svrchní jura—oligocén) byl zaměřen na studium chemického a mineralogického složení pelitů a psamitů odebraných z výchozů a z vrtů, stanovení geochemické charakteristiky těchto hornin, jejich vzájemné porovnání pro účely geochemické a geologické interpretace. Byly studovány koncentrace hlavních prvků, stopových prvků (Ag, As, B, Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, S, Sb, Sn, Sr, Ti, U, V, Y, Zn, Zr) a významné poměry dvojic těchto prvků, stanovení jejich distribuce, korelačních vztahů a geochemických fónů v horninách jednotlivých litostratigrafických členů slezské jednotky s možností využití geochemického zhodnocení pro jejich rozlišení a stratigrafickou korelaci. Výzkum byl ve vybraných vzorcích doplněn studiem prvků vzácných zemí, uranu, thoria, hafnia a organické hmoty. Pozornost byla rovněž věnována otázce pestrých vrstev a původu SiO₂ v sedimentech.

¹ Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

Úvod

V posledních několika letech jsem se zabývala mineralogicko-geochemickým výzkumem flyšových sedimentů z části československých Karpat. Slezská jednotka, jako významná tektonická jednotka flyšového pásma Karpat, byla podrobně charakterizována po stránce petrograficko-mineralogické a geochemické.

Cílem výzkumu bylo stanovení geochemické charakteristiky hornin slezské jednotky flyšového pásma, jejich vzájemné porovnání pro účely geochemické a geologické interpretace. Práce je dále zaměřena na studium koncentrací hlavních a stopových prvků, stanovení jejich distribuce, korelačních vztahů a geochemických fónů v horninách jednotlivých litostratigrafických členů této jednotky s možností využití geochemického zhodnocení pro jejich rozlišení a stratigrafickou korelaci.

Metodika výzkumu

Pro studium byly odebírány bodové vzorky (1,5—4,5 kg podle plánovaných analýz) z povrchových výchozů a hlubokých vrtů. Na základě litologie, stratigrafie a typu odběru

byly všechny vzorky rozděleny do jednotlivých litostratigrafických souborů. Pro analytické zpracování byly odebrané vzorky homogenizovány v Geologickém průzkumu, Ostrava, závod Brno.

U všech vzorků byla v laboratořích Geologického průzkumu, Ostrava, závod Brno (M. Janáčková, V. Selucká) stanovena standardní řada stopových prvků rentgenovou fluorescenční spektrální analýzou s touto citlivostí (v ppm): As (5), Ba (50), Co (5), Cu (5), Nb (5), Ni (5), Pb (5), Rb (5), S (100), Sb (3), Sr (10), TiO₂ (20), U (10), V (5), Y (5), Zn (5), Zr (5). Emisní spektrální kvantitativní analýza byla použita pro stanovení koncentrací Ag (0,06), B (9), Ga, Mo a Sn (1). Metodu instrumentální neutronové aktivační analýzy byly v laboratořích Geoindustrie, n. p., Praha (V. Moučka) stanoveny koncentrace těchto prvků s mezí detekce (v ppm): Sm (1), La (1), Au (0,05), Ce (1), Yb (1), Lu (0,01), Th (1), Rb (10), Eu (0,1), Tb (1), Co (1), Hf (1), Sb (1), U (3). Stanovení U, Th, Ra a K gamaspektrometrickou analýzou (laboratoře Geofyzika, n. p., Brno) bylo provedeno u vybraných vzorků jednotlivých litostratigrafických členů studované jednotky. Citlivost stanovení této metody je: U — 1,2 ppm, Ra — 0,13 ppm (vyjádřeno v ekv. koncentraci U), Th — 0,4 ppm a K — 0,07 ‰. Kompletní silikátové analýzy provedly laboratoře Ústředního ústavu geologického, Praha a Geologického průzkumu, n. p., Ostrava, závod Brno.

Mineralogické složení vybraných vzorků bylo studováno rentgenovou difrakční analýzou a konfrontováno s výsledky diferenční termické analýzy (laboratoře Ústředního ústavu geologického, Praha). Některé vzorky byly podrobně analyzovány automatickou rentgenovou difrakční analýzou (H. Moravcová a J. Korecký — Ústřední ústav geologický), založenou na určení co nejlepší shody mezi naměřenými difrakčními daty vzorku a teoretickým difrakcogramem směsi (Moravcová - Fiala 1980). Ve vybraných vzorcích studovaných sedimentů byla rovněž provedena analýza těžkých minerálů (laboratoře Ústředního ústavu geologického, Praha — F. Veselovský, A. Tytlová, J. Pišová). Průměrná část vzorku byla zalita do kanadského balzámu, část ponechána v prášku. Při vyhodnocování trvalých preparátů se většinou vycházelo z 500—600 zrn, vzorky s velmi malým množstvím materiálu, nebo téměř monofázové, byly určovány semikvantitativně.

K analýze organické hmoty (laboratoře Moravských naftových dolů, Hodonín) bylo použito standardního postupu (Smeral 1964), který je založen na stanovení jednotlivých genetických typů organické substance po předcházející dekalcinaci horniny. Analýza n-alkanů, provedená v několika vzorcích (laboratoře Ústředního ústavu geologického, Brno), je založena na plynově chromatografickém stanovení nasycených parafinických uhlovodíků s 12—35 uhlíky v molekule po předcházející separaci jejich adduktu s močovinou (Wette 1967).

Základním klasifikačním kritériem k statistickému zpracování bylo třídění původních dat podle litostratigrafického členění slezské jednotky. V jednotlivých takto vytvořených souborech bylo provedeno základní statistické zpracování v RVS Geindustria, n. p., Praha. Pro vybrané dvojice hlavních stopových prvků byly vypočteny průměrné hodnoty jejich poměrů. Výsledky statistické analýzy jsou shrnuty do tabulek. Veškerá hmotná i analytická dokumentace je uložena u autorky.

Geologická charakteristika

Flyšové pásmo Karpat je součástí příkrovů (vněkarpatského alochtonu), zvrásněných a nasunutých na původní předpolí Českého masívu a na výplň oligomiocenní předhlubně v průběhu sávských a štýrských orogenních fází (Menčík et al. 1983). Flyšové pásmo vnějších Karpat na Moravě a z. Sloven-

sku se dělí na skupinu okrajovou, střední a magurskou. Slezská jednotka, podobně jako jednotka ždánicko-podslezská patří ke skupině střední.

Ve slezské jednotce byl výhradně zkoumán její vrstevní sled ve vývoji godulském (svrchní jura—oligocén). Tento vývoj je svým plošným rozsahem pro stavbu slezské jednotky na s. Moravě rozhodující a pro pochopení základních geochemických faktorů nejdůležitější. Bašský vývoj slezské jednotky je naproti tomu zastoupen podřadně, omezuje se v dnešní geologické stavbě Štramberké vrchoviny na území plošně omezených tektonických ker.

K vrstevnímu sledu slezské jednotky ve vývoji godulském podle Rotha a Menčíka (*in* Roth et al. 1962; *in* Menčík et al. 1983) patří: spodní těšínské vrstvy (oxford—svrchní tithón), těšínské vápence ve facii kalové (svrchní tithón) a organodetritické (berrias—spodní valangin), těšínsko-hradištské souvrství členěné na svrchní těšínské vrstvy (svrchní berrias—spodní hauteriv) a hradištské vrstvy (spodní hauteriv—apt), veřovické vrstvy (střední—svrchní apt), lhotecké vrstvy (alb), godulské souvrství, obsahující pestré vrstvy godulské s ostravickým pískovcem (cenoman—spodní turon) a godulské vrstvy s.s. (v rozsahu turon—coniak—santon), istebňanské vrstvy (kampan—dán), podmenilitové souvrství s ciezkovickým pískovcem (paleocén—svrchní eocén), menilitové souvrství (spodní oligocén) a krosněnské vrstvy (oligocén).

Sedimenty slezské jednotky byly podrobně studovány na vzorcích z povrchových výchozů s cílem získat, pokud to bylo možné, co nejúplnější soubory jednotlivých litostratigrafických členů této jednotky. Toto studium je doplněno odběry vzorků ze sledovaných vrstev.

Mineralogicko-petrografická a geochemická charakteristika

Vývoj chemického složení flyšových hornin je v úzkém sepětí s historií geotektonického vývoje geosynklinální oblasti. Výrazný vliv na formování chemického složení sedimentů měl především tektonický režim, složení zdrojových oblastí a hydrodynamický režim bazénů. Velký význam pro plné poznání charakteru hornin má jak studium hlavních chemických komponent hornin, tak studium koncentrace, distribuce a korelačních vztahů stopových prvků, doplněné výzkumem jejich minerálního složení a organické hmoty.

Srovnávání koncentrací hlavních a stopových prvků bylo provedeno v horninách stejného litologického složení. Pozornost byla věnována zejména studiu jílovců a pískovců — hlavních komponent karpatského flyše. Pelitické horniny, ačkoliv hrají ve flyšových sedimentech menší úlohu ve srovnání s pískovci, dobře charakterizují podmínky sedimentace a zároveň vedle toho, že odrážejí změny ve zdrojových oblastech, mají schopnost sorbovat některé prvky. Organická hmota, která se často nachází v pelitických horninách v jemně dispergované formě, ještě zesiluje tento proces.

Mineralogicko-petrografická charakteristika

Spodní těšínské vrstvy

V minerálním složení tmavošedých nebo hnědošedých vápničných jílovců až jílovitých vápenců, převažujících v těchto vrstvách, se vedle křemene (15–20 %) a živců (4–6 %) uplatňuje především kalcit (25–35 %), slabě je přítomen dolomit. V jednom vzorku byl určen cristobalit a anatas. Z jílových minerálů převládají slídové minerály (minerály skupiny illitu a velmi jemná slída) v rozsahu 12–19 % nad často přítomným kaolínem (stopy až několik procent) a ojediněle se vyskytujícími minerály skupiny montmorillonitu. Chlorit je akcesorický. Obsahy pyritu jsou stabilní (1–2 %). Charakteristické jsou vyšší obsahy organické hmoty.

V těžké minerální frakci jílovců z lokality Nebory a profilu potoka Chotěbuzka převládají opakní minerály (69–77 %), hlavně pyrit; magnetitu je velmi málo. Z průhledných minerálů je hojně zastoupen rutil, baryt, turmalín, pyroxen, amfibol, akcesoricky zirkon, granát a Ti-minerály.

Sedimenty těchto vrstev byly studovány na lokalitách Ropice, Guty, Třinec, Vendryně, Nebory, oblast nýdecké kotliny, Ostrý u Vendryně, řeka Olše u Třince, potok Chotěbuzka, Ropičanka a Karpetná — celkem 30 vzorků a na vitech Jablunkov-I a NP 818 Kunčice — 10 vzorků.

Těšínské vápence

Ve složení jemně detritických (kalových) vápenců převážně dominuje kalcit (60 %) doprovázený v podřadném množství dolomitem a sideritem (70–80 % obsahu sumárního železa je vázána na karbonáty). Z klastických minerálů je vedle křemene (~ 20 %) přítomno malé množství živců. Jílová složka je reprezentována téměř výhradně slídovými minerály, doprovázenými podřadným chloritem. Obsahy organické hmoty a pyritu jsou téměř stopové.

Vápence byly studovány na lokalitách Ropice, Třinec, nýdecká kotlina a potok Chotěbuzka, celkem 8 vzorků a z vrtu NP 818 Kunčice (4 vzorky).

Těšínsko-hradišfské souvrství

Svrchní těšínské vrstvy

V minerálním složení černošedých a hnědošedých vápničných jílovců se podíl prachovité a písčité příměsi projevuje průměrným obsahem 20–25 % křemene a 2–5 % živců. V jednom vzorku byl zjištěn stopový cristobalit. Slídové minerály jsou zastoupeny 12–20 %, v některých jílovcích je téměř ve stejném

množství přítomen kaolinit (obvykle jen několik procent). Minerály skupiny montmorillonitu se vyskytují ojediněle v malých, většinou stopových množstvích. Totéž lze říci i o chloritu. Z karbonátových minerálů zřetelně převládá kalcit (10–24 %), často je v malém množství doprovázen dolomitem. Charakteristická je přítomnost pyritu (1 %, max. 2 %) a organické substance. V jednom vzorku byl zjištěn anatas.

Z analýzy těžkých minerálů vápenného jílovce a šedých vápenných prachovitých pískovců vyplývá výrazná převaha opakních minerálů — od 76 do 91 %, v nichž jednoznačně dominuje pyrit, v malém množství Fe-oxidy (limonit, hematit), bílé sekundáry a akcesoricky magnetit. Z průhledných minerálů převládá zirkon, dále rutil, turmalín, granát, akcesoricky apatit, Ti-minerály, amfibol, tmavá slída.

Odběry petlických sedimentů těchto vrstev byly provedeny na lokalitách Horní Lišná, nýdecká kotlina, Tichá, Stonávka, Oldřichovice, Trinec, Strítež, Trenovice, Ostrý a Vendryně, potok Ropičanka. Ropice — celkem 26 vzorků a vrtech NP 818 Kunčice a Bystrice-2 (7 vzorků), čtyři vzorky pískovců byly odebrány na lokalitách Stanislavice, Strítež, nýdecká kotlina a Stonávka.

Hradištské vrstvy

Černohnědé, černošedé až šedočerné převážně silně vápenné, často destičkovité nebo střípkovitě rozpadavé, lokálně prachovité jílovce mají obsahy křemene nejčastěji v rozsahu 33 až 35 % (od 26 do 37 %) a poměrně nízká konstantní množství živců (od stop do 4 %). Z jílových minerálů jsou 15–23 % zastoupeny slídové minerály a minerály skupiny montmorillonitu a ve stopách až 4% chloritový minerál. Ojediněle v několika málo procentech jsou přítomny minerály se smíšenými I-M strukturami. Přítomnost kaolinitu je nepravidelná, převážně v akcesorickém množství, jen vzácně dosahuje 1 %. Stálou složkou těchto jílovců je pyrit (do 3 %, v průměru 1–1,5 %) a organická substance. Obsahy karbonátů, zejména pak kalcitu mají značné koncentrační rozpětí (od stop do 38 %) s trendem poklesu směrem do nadloží. Dolomit (1–2 %) a převážně stopový siderit jsou přítomny pouze v některých vzorcích.

V těžké minerální frakci šedých až tmavě šedých, jemně až středně zrnitých, převážně vápenných pískovců většinou převládají opakní minerály (agregáty pyritu, řada přeměněných minerálů — slíd a Ti-minerálů, v malém množství Fe-oxidy — limonit a hematit). Z průhledných minerálů převládá zirkon, druhým nejhojněji zastoupeným minerálem je turmalín, dále rutil, granát, pyroxen, ve stopách apatit, topaz, anatas a ojediněle glaukonit.

Petlické sedimenty byly studovány na výchozech Stanislavice, Ostravice, Krásná, Komorní Lhotka, Na Bystrém, Kunčice pod Ondřejníkem, Pindula, Hradiště, Satinský potok, Janovice, Lubno, Čeladná, Lichnov, Babí Hora, Ná-

vrší. Frýdlant, Čeladenka, Hermanův Kopec, Nová Ves, Mořkov — celkem 26 vzorků a ve vrtech Jablunkov-1, NP 818 Kunčice, NP 821 Malenovice, SV 6 Čeladná a Rožnov-1 (22 vzorků), pískovce na lokalitách Stanislavice. Ostravice, Komorní Lhotka, Na Bystrém, Babí Hora, Návrší, Hradiště, Janovice, Čeladná. Lichnov — 11 vzorků.

Veřovické vrstvy

Sazově černé, místy prachově písčité, nevápnité, často silicifikované jílovce obsahují vysoká množství křemene (od 35 do 66 %, v průměru 55–60 %). Není vyloučena přítomnost amorfních forem SiO_2 (vysoké hodnoty poměru $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ s rozsahem 4,2–8,3). Obsahy živců kolísají od stop do 6 % (s průměrem ≈ 4 %). Slídové minerály bývají zastoupeny 17 až 30 %, někdy jsou doprovázeny minerály se smíšenými I-M strukturami a téměř vždy stopami až několika procent minerálů ze skupiny montmorillonitu. Kaolinit se vyskytuje sporadicky ve stopovém množství až několika málo procent. Typickou komponentou těchto sedimentů je chlorit s koncentračním rozsahem od stop do 9 % (průměrně ≈ 5 %). Karbonáty jsou přítomny jen ojediněle v akcesorickém množství při převaze dolomitu, ev. sideritu. Pouze v horninách při bázi lhoteckých vrstev byl nalezen ve 2–3 % kalcit. Pyrit je vždy přítomen v množství od 1 do 2,5 %, v jednom vzorku byl identifikován jarosit. Stanovení těžké minerální frakce bylo provedeno u několika vzorků, ale pouze u vzorku z lokality Trojanovice bylo možné provést kvantitativní analýzu (relativně větší množství minerálů). Množství průhledných a opakních minerálů je prakticky stejné; charakteristická je asociace zirkon—grauát—rutil, v některých vzorcích turmalin, pyroxeny, apatit, Ti-minerály. Všechny minerály jsou převážně v akcesorických množstvích. Z opakních minerálů převažují Fe-oxidy, hojný je pyrit (agregáty, úlomky, pyritizované organické zbytky), ojediněle markazit.

Studované vzorky byly odebrány na lokalitách Stonávka, Trojanovice, Na Bystrém, Ondřejník, Pindula, Kunčice pod Ondřejníkem, Zubří - Pindula, Ostravice, Satinský potok, potok Čeladná, Bordovice — celkem 31 vzorků a z vrstů Oldřichovice-1, Rožnov-1 a NP 818 Kunčice (13 vzorků).

Lhotecké vrstvy

Zelenašedé, šedé proměnlivě vápnité jílovce vykazují ve vzájemném střídání variabilní zastoupení; typická je i facie jílovců skvrnitých. V jejich minerálním složení dosahuje průměrný obsah křemene 30 až 50 %, patrný je celkový trend v poklesu obsahů živců (převážně od stop do 5 %, max. 7 %). S nástupem sedimentace zelených jílovců vzrůstají průměrné obsahy slídových minerálů (30–40 %). Z ostatních jílových minerálů jsou pravidelně přítomny minerály

skupiny montmorillonitu (od stop do několika procent) a chlorit (stopy až 5 %, převážně 3 %), výjimečně se objevují minerály se smíšenými I-M strukturami (8–9 %). Přítomnost a množství kaolinitu v těchto jílovcích je značně variabilní v rozmezí od stop do několika procent (max. 5 %). Spíše na šedé jílovce jsou vázána malá množství pyritu (≈ 1 %) a nízké obsahy organické substance. Značná proměnlivost je patrna v kvantitativním zastoupení karbonátových minerálů, zejména kalcitu, v menší míře dolomitu a sideritu. Obsahy se pohybují od stop do max. 11 %.

U řady jílovců byla provedena analýza těžké minerální frakce, v níž většinou převládají opakní minerály. Ty jsou reprezentovány hlavně pyritem (agregáty; zarostlý v křemeni), Fe-oxidy (limonit, hematit), přeměny minerálů (leukoxen), tmavé pyroxeny, bílé neprůhledné sekundární minerály a výjimečně markazit. Mezi průhlednými minerály téměř vždy převládá zirkon, dále granáty, rutil, turmalín a pyroxeny. Ojediněle se akcesoricky vyskytují distén, topaz, apatit, staurolit, Ti-minerály a chlorit. Vzorek z lokality Řeka se složením průhledných minerálů liší od ostatních jílovců — jednoznačně zde převládají pyroxeny, dále granáty, amfiboly, turmalín, staurolit, zirkon, rutil, apatit, akcesoricky chlorit.

Odběry těchto sedimentů byly provedeny na lokalitách Řeka, Komorní Lhotka, Ráztoka u Frenštátu, Na Bystrém, Ondřejník, Pindula, Ostravice, Návřší, Horečky, Kopytná — 32 vzorků jílovců.

Godulské souvrství

Pestré vrstvy. — Rudohnědé a zelené jílovce těchto vrstev obsahují z klastické příměsi křemen (40–46 %), množství živců kolísá od 5 do 15 % s průměrem 7–8 %. Z jílových minerálů dominují stále slídové minerály (27–37 %), v několika procentech (max. 10 %) se většinou vyskytují minerály skupiny montmorillonitu, ojediněle i minerály se smíšenými I-M strukturami. Pravidelně je přítomen chlorit (převážně stopy), méně častý je v akcesorickém množství (několik málo procent) kaolinit. Karbonátové minerály, především kalcit jsou přítomny sporadicky v malých množstvích (do 6 %). Pyrit je ve většině jílovců ve stopách, vzácně až 2 %. V několika vzorcích rudohnědých jílovců byl zjištěn hematit. U pěti vzorků jílovců byla stanovena těžká minerální frakce. Z analýz vyplývá převaha průhledných minerálů (od 50 do 84 %), ve kterých převládají granáty, nebo granáty a zirkon jsou ve zhruba stejném množství. Rutil představuje 7 až 19 % průhledných minerálů, několika procenty je přítomen turmalín, jako akcesorie apatit, pyroxen, Ti-minerály, ojediněle distén, staurolit a glaukonit. Opakní minerály jsou zastoupeny Fe-oxidy (limonit, hematit), pyritem, ilmenitem a ojediněle magnetitem.

Světle šedé, středně až hrubě zrnité glaukonitické pískovce — tzv. ostravické, mají ve složení těžké minerální frakce převahu průhledných minerálů, v nichž

jednoznačně dominuje zirkon, dále rutil, turmalín, granát a apatit. Akcesoricky jsou přítomny pyroxeny, Ti-minerály a glaukonit, z opakních minerálů Fe-oxidy (limonit) a různé přeměny minerálů.

Studované sedimenty byly odebrány z výchozů Mazák, Komorní Lhotka, Vyšní Lhoty, Šance, Ráztoka, Na Bystrém, Zubří - Píndula, Ondřejník, Staré Zubří, Kopytná, s. svah Radhoště (31 vzorků jílovců) a 3 pískovce z lokality Mazák a Šance.

S p o d n í o d d í l. — Šedé a zelenošedé proměnlivé písčité jílovce vykazují kolísavé obsahy křemene (16–27 %), množství živců je stále zvýšené v průměru 8–10 % s max. 12 %. Převládající komponentou jsou slídkové minerály (35–55 %, max. 66 %) průběžně doprovázené chloritem (několik %) a stopovým až malým množstvím minerálů skupiny montmorillonitu. Výjimečná je přítomnost minerálů se smíšenými I-M strukturami a většinou stopových množství (max. 8 %) kaolinitu. Pyrit a organická substance se nachází v akcesorických koncentracích, stejně jako kalcit, dolomit a siderit.

Těžká minerální frakce modrošedých, zelenavě modrošedých a zelenošedých, jemnozrnných, místy prachovitých pískovců se skládá z 66 až 91 % průhledných minerálů. Ze tří studovaných vzorků mají dva převahu zirkonu nad granátem, zejména pískovec z lomu Vyšní Lhoty. V pískovci z potoka u Starého Zubří mají převahu granáty. Z dalších minerálů je hojně zastoupen rutil, akcesoricky až několika procenty turmalín, převážně ve stopových množstvích pyroxeny, apatit, Ti-minerály (anatas) a glaukonit. Z opakních minerálů je přítomen pyrit, oxidy Fe (limonit), nejruznější přeměny minerálů.

Jílovec z lokality Ráztoka má převahu opakních minerálů (60 %) — hlavně hematit, limonit, vzácněji magnetit. Z průhledných minerálů převládá zirkon, rutil, akcesoricky je přítomen leukoxen, turmalín, staurolit, apatit a biotit.

Jílovce jsou studovány na lokalitách Ostravice, Ráztoka, Vyšní Lhoty, Čeladná, Jablunkov, Morávka, Staré Zubří, Nytrová, Radhošť, Řeka (potok a jeho pramenná větev) — celkem 27 vzorků a na vrtech Krásná-1, Staré Hamry-1a (20 vzorků), pískovce na výchozech Ráztoka, Staré Zubří, Morávka, Ostravice, Vyšní Lhoty (5 vzorků) a z vrtu Staré Hamry-1a (4 vzorky).

S t ř e d n í o d d í l. — Jílovce těchto vrstev představují podřadnou součást středně až hrubě rytmického písčitého flyše. Obsahují 20 až 33 % křemene doprovázeného výrazným podílem živců v průměru kolem 13 %. Slídkové minerály (35–45 %) v doprovodu menšího množství chloritu (do 8 %) jsou ve výrazné převaze nad akcesorickým množstvím sporadicky se vyskytujících minerálů skupiny montmorillonitu a kaolinitu. Z dalších akcesorií bývá přítomen glaukonit (Eliáš 1970), anatas a biotit. Podobně pyrit a organická hmota se vyskytuje pouze ve stopových množstvích.

Na složení těžkých minerálů šedých, zelenošedých až šedo zelených, jmenně

a středně zrnitých glaukonických pískovců se podílejí průhledné minerály 75 ‰. Opakní minerály (25 ‰) jsou reprezentovány různými přeměnami (Ti-minerály), Fe-oxidy (limonit, hematit), pyritem a akcesoricky ilmenitem. Z průhledných minerálů zcela jednoznačně převládá zirkon a rutil, dále turmalín, granát, v malém množství apatit, Ti-minerály a akcesoricky glaukonit, chlorit a pyroxeny.

Ke studiu byly pelity odebrány z lokalit Čeladná, Ondřejník, Horní Lomná a lomu Řeka (6 vzorků) a z vrtů Krásná-1, Staré Hamry-1a (5 vzorků). Pískovce z lokalit Šance, Ráztoka, Čeladná, Nýdek, Morávka, Ondřejník, Řečice, Horní Lomná (9 vzorků) a z vrtu Staré Hamry-1a (6 vzorků).

Svrchní oddíl. — V šedých a šedozelených proměnlivě písčítých, jemně slídnatých jílovcích těchto kolísá podíl křemene od 20 do 28 ‰ a ve významných obsazích (10–11 ‰ s max. 15 ‰) byly nalezeny živce. Z jílových minerálů jsou téměř výhradně přítomny slídové minerály (32–45 ‰) v doprovodu chloritů (3–9 ‰). Zcela sporadické jsou minerály skupiny montmorillonitu, minerály se smíšenými I-M strukturami a kaolinit (s max. 7 ‰). Ve většině vzorků byla nalezena organická substance, akcesorický pyrit, z karbonátů v malém množství kalcit (do 2–3 ‰) a dolomit. Šedé až modravě šedé, jemně a středně zrnité pískovce, místy slabě vápnité, obsahují v těžké minerální frakci 44–81 ‰ průhledných minerálů. Z opakních minerálů se jedná zejména o pyrit, řadu přeměněných neprůhledných minerálů a Fe-oxidy. Kvantitativní zastoupení průhledných minerálů ve 4 studovaných vzorcích se liší. Ve vzorcích z údolí Morávky a Čeladné převládá zirkon nad granátem, dále je přítomen rutil, turmalín, Ti-minerály a akcesoricky apatit, glaukonit a chlorit. V pískovci z lomu Kněhyně je množství zirkonu a granátu téměř stejné.

Popsané soubory těžkých minerálů z celého godulského souvrství odpovídají asociacím stanoveným P eslovou (in Menčík et al. 1983) při regionálním zpracování tohoto souvrství.

Pelitické sedimenty byly odebrány na lokalitách Šance, Staré Hamry, Jablunkov, Čeladná, Morávka, Sulov, Řečice, Ostravice, Kněhyně, Horní a Dolní Lomňanka, Horní Lomná (26 vzorků) a z vrtu Staré Hamry-1a (5 vzorků), pískovce na lokalitách Čeladná, Stonávka, Řečice - Šance, Ostravice, Kněhyně, Prostřední Kněhyně a Dolní Lomná (7 vzorků) a z vrtu Staré Hamry-1a (8 vzorků).

Istebňanské vrstvy

Na složení tmavě šedých až černošedých jílovců se v klastické příměsi podílí 25 až 37 ‰ (nejčastěji 28–32 ‰) křemen a živce (v průměru 7–8 ‰ s max. 11 ‰). Obsahy slídových minerálů, které jednoznačně převažují v jílové složce,

dosahují 35–40 % (s max. 47 %), jsou stabilně doprovázeny malým množstvím kaolinitu (do 3 %) a chloritu (stopy až 5 %). V akcesorickém množství jsou přítomny minerály skupiny montmorillonitu, ojediněle minerály se smíšenými I-M strukturami. V nevápniých jílovcích převládá v karbonátovém podílu siderit (stopy až 3 %), bývá přítomen i dolomit a lokálně stopové množství kalcitu. Jílovce vykazují zvýšený obsah organické hmoty (max. 9,3 % C_{org} v jílovcích s hojným rostlinným detritem) a pyritu (od 1 do max. 8 %). Středně až hrubě zrnité světle šedé pískovce a slepencové pískovce obsahují v těžké minerální frakci 59–84 % průhledných minerálů. Z opakních minerálů se jedná o nejruznější přeměny (Ti-minerály), Fe-oxidy (limonit) a pyrit. Z průhledných minerálů výrazně převládá zirkon (viz též *Peslová in Menčík et al. 1983*), v menších množstvích rutil, turmalín, apatit, granáty, Ti-minerály, pyroxeny, chlorit a akcesoricky glaukonit. Tato minerální asociace ukazuje na převahu magmatických hornin ve zdrojové oblasti.

Studované sedimenty pocházejí z lokalit Bílá Ostravice, Horní a Dolní Bečva, Rožnovská Bečva, Horní Lomňanka, Mosty u Jablunkova, Mečůvka, Košariska, Predmier a Prašivá, Bílá, Bílý Kříž - Sulov, Visalaje, Staré Hamry — celkem 19 jílovců a 14 pískovců.

Podmenilitové souvrství

Redukční vývoj (redukční paleocén). — Tento vývoj je charakterizován facií černošedých (tmavošedých) jílovců, na jejichž složení se podílí 16–28 % křemen (v průměru 25 %) v doprovodu 3–7 % živců. V jílové složce převládají slídkové minerály (30–40 % s max. 45 %), kaolinit je méně hojný (jen výjimečně dosahuje 18–23 %). Téměř ve všech jílovcích jsou přítomny minerály skupiny montmorillonitu (od stop do 10 %), zcela ojediněle minerály se smíšenými I-M strukturami. Chlorit byl identifikován asi u poloviny vzorků pouze ve stopách. V karbonátovém podílu, který je velmi nízký, převládá siderit (až 2–4 %). Obsahy S odpovídají hojnějšímu výskytu pyritu (až do 3 %); také koncentrace organické hmoty je zvýšená. Z těžkých průhledných minerálů byly v jílovci z Horní Bečvy stanoveny granáty, zirkon a tmavá slída, z opakních akcesorický limonit a koncentrát pyritu.

Odběry vzorků byly provedeny na lokalitách Bílá Ostravice, Horní Bečva, Hrachovec, Hrádek n. Olší, Milíkov, Olešná, celkem 25 vzorků a z vrtu Jablunkov-1 (1 vzorek).

Pestrý vývoj. — Zelenošedé, šedozelené a rudohnědé jílovce tohoto vývoje obsahují křemen mezi 20 až 30 %, nejčastěji 23–25 % a značně variabilní množství živců (od několika procent do 13 %). Slídkové minerály s obsahy 30–37 % jsou stabilně doprovázeny kaolinitem (6–18 %). Sporadicky jsou

v několika procentech přítomny minerály skupiny montmorillonitu a minerály se smíšenými I-M strukturami. Chlorit se vyskytuje ve stopách až 4 % téměř ve všech vzorcích, zejména v zelených a šedozelených jílovcích. V rudohnědých jílovcích byl nalezen v množství kolem 1 % hematit. Obsah karbonátů v těchto jílovcích je obecně velmi nízký, směrem do nadloží je patrný stoupající trend. Vedle kalcitu je místy přítomen dolomit, ojediněle též siderit. Ve většině vzorků, zejména zelenošedých a šedozelených jílovců je přítomen pyrit.

Pelity těchto vrstev byly odebrány na lokalitách Jablunkov, Písek (u Jablunkova), Šance, Prostřední Ostravice, Horní Bečva, Hrádek n. Olší, Hrachovec, Bocanovice, Kopytná, Hlavice - Klokočov, celkem 31 vzorků a z vrtů Rusa-va-3, 4 (3 vzorky).

Podrohovcové vrstvy

Jsou zastoupeny dvěma vzorky z lokality Loučka u Valašského Meziříčí. Tmavě hnědošedý tabulkovitý slínovec obsahuje kolem 55 % kalcitu, 20–25 % křemene, z jílových minerálů kaolinit, v menším množství slídové minerály a kolem 1,5 % pyritu. Pod polohou slínovců byl odebrán tmavě šedý silicifikovaný břidličnatý jílovec. Na jeho složení se vedle křemene (60 %) podílí v malém množství cristobalit (≈ 1 %), živce prakticky chybí. Jílové minerály jsou zastoupeny hlavně kaolinitem (23 %) a minerály skupiny montmorillonitu, slídové minerály jsou přítomny ve velmi nízkých až stopových obsazích. Vedle kalcitu (12 %) byl v malém množství zjištěn též siderit a sádrovec; obsah pyritu se pohybuje kolem 1 %.

Menilitové souvrství

U šedohnědých nebo čokoládově hnědých jílovců proměnlivé silicifikace se uplatňuje síranové zvětrávání a tvorba sekundárního jarositu a sádrovce. Obsahy křemene se v jílovcích pohybují od 20 do 63 % (v průměru 23–28 %) podle intenzity silicifikace. Na silicifikaci jílovců se podílí také SiO_2 v amorfní formě. V některých vzorcích je ve stopách až několika procentech přítomen cristobalit. Živce buď chybějí, nebo jsou zastoupeny v obsazích od stop do několika málo procent. Slídové minerály jsou přítomny v rozsahu od 10 do 31 %, u silicifikovaných jílovců nejčastěji v množství 23–28 % a jsou doprovázeny kólsavým podílem kaolinitu (od stop do 10 % s max. 28 %). Minerály skupiny montmorillonitu jsou zastoupeny v množství do 15 %. Ve většině jílovců (≈ 70 %) byl převážně ve stopovém množství nalezen chlorit. Přítomnost karbonátových minerálů je velmi nerovnoměrná. Lokálně se vyskytuje dolomit a siderit, množství kalcitu kolísá od stop do max. 26 %. V menilitových jílovcích je typický

stabilně vyšší obsah pyritu (do 5 ‰), který odpovídá zvýšeným obsahům síry. Slínovce menilitového souvrství mají vedle kalcitu, který představuje 46–51 ‰, přítomen křemen (30–33 ‰), slídové minerály (13–15 ‰), chlorit (≈ 1 ‰), v několika procentech minerály skupiny montmorillonitu a ve stopovém množství kaolinit.

Z menilitového souvrství na lokalitě Loučka u Valašského Meziříčí byl odebrán vzorek z tufitické vložky. V minerálním složení je nejvíce zastoupen chloritový minerál (33 ‰), z jílových minerálů kaolinit (22 ‰) a minerály skupiny montmorillonitu (≈ 17 ‰). Křemen je přítomen v množství 12 ‰, kalcit 9 ‰ a dolomit kolem 3 ‰. Ve stopovém množství byl zjištěn albit a pyrit.

Sedimenty menilitového souvrství byly studovány na lokalitách Jablunkov, Písek (u Jablunkova), Šance, Rožnov p. Radhoštěm, Vitališov, Bocanovice, Loučka (celkem 30 vzorků) a z vrtu TV-7 — Štramberk a Rusava-4 (5 vzorků).

Krosněnské vrstvy

Šedé, proměnlivě písčité vápnité jílovce jsou z hlediska minerálního složení (rentgenografické analýzy) charakterizovány obsahy křemene od 25 do 30 ‰, vyšším množstvím živců v rozsahu až 15 ‰. Spolu se slídovými minerály v množství od 22 do 35 ‰ je vždy přítomen chlorit (do 9 ‰). Kaolinit se vyskytuje sporadicky jen v několika málo procentech, minerály skupiny montmorillonitu nebyly nalezeny; v karbonátovém podílu dominuje kalcit (od několika procent s max. 30 ‰), hojný, ale nepravidelně zastoupený je dolomit (od stop do 16 ‰). Siderit bývá přítomen jen ve stopách. Ve většině vzorků se vyskytuje pyrit (stopy až 1 ‰). Organická hmota se nachází zpravidla v nízkých koncentracích.

Krosněnské vrstvy, které se vyvíjejí z menilitového souvrství, obsahují ve své bazální části ještě vložky jílovců menilitového typu (menilit — krosněnské jílovce), jejichž celkový charakter odpovídá vlastnímu menilitovému souvrství (vysoké obsahy pyritu — až 5 ‰ a organické hmoty). Na rozdíl od jílovců krosněnských vrstev, mají tyto jílovce podstatně vyšší zastoupení kaolinitu v jílové frakci, zatímco slídové minerály jsou přítomny v menším množství. Chlorit se vyskytuje ve stopovém množství. Karbonátové minerály — kalcit a dolomit — jsou přítomny v proměnlivém množství (od stop do 20 ‰).

Ve vzorku vápnitého jílovce z lokality Prostřední Ostravice a šedých, modrošedých jemnozrnných vápnitých jemně slídnatých pískovců z lokalit Prostřední Ostravice, Šance a Jablunkovská brázda byla stanovena těžká minerální frakce. V jílovcí převládají opakní minerály (80 ‰), které jsou reprezentovány hlavně pyritem, jeho přeměnami a Fe-oxidy. Z průhledných minerálů jsou zastoupeny nejvíce granáty, dále zirkon, apatit, rutil, turmalín, baryt a pyroxeny.

V pískovcích jsou opakní minerály (34–75 %) zastoupeny hlavně pyritem, limonitizovanými zrny a různými přeměnami. Pískovec z lokality Šance má nejhojněji zastoupen zirkon, dále apatit, rutil, granáty, turmalín a baryt. Pískovec z Jablunkovské brázdy je charakterizován zcela jednoznačnou převahou granátu, zhruba stejně jsou zastoupeny rutil, zirkon a baryt, dále pak chlorit, Ti-minerály, turmalín, apatit, biotit a akcesoricky zoisit. Pískovec z lokality Prostřední Ostravice mají v proměnlivém množství zastoupen apatit, distén, baryt, granáty, zirkon, dále turmalín, rutil a chlorit. Podle Pešlové (*in* Menčík et al. 1983) lze charakterizovat pískovce krosněnských vrstev především vybranými soubory granátické subfacie těžkých minerálů.

Pelitické sedimenty těchto vrstev byly odebrány na lokalitách Jablunkov, Písek (u Jablunkova), Mosty u Jablunkova, potok Líška u Jablunkova, Šance, Návsí, Milíkov, Hrádek n. Olší, Prostřední Ostravice — 27 vzorků, pískovce na lokalitách Jablunkov, Písek (u Jablunkova), Šance, Návsí, potok Olše, Prostřední Ostravice — celkem 11 vzorků.

Geochemická charakteristika

Studium hlavních prvků

Při studiu zastoupení oxidů hlavních prvků ve flyšových, zejména pelitických sedimentech slezské jednotky, byly vedle průměrných obsahů sledovány i změny koncentrací oxidů těchto prvků v jednotlivých vrstvách a souvrstvích a změny poměrů vybraných vzorků. Průměrné obsahy oxidů hlavních prvků v souvrstvích a vrstvách slezské jednotky jsou uvedeny v tabulce 1 a 2.

Nejvyšší obsahy SiO_2 jsou v pelitech slezské jednotky vázány v godulském souvrství, zejména ve spodním oddílu a pestrých vrstvách, ve lhoteckých vrstvách a zvláště pak ve vrstvách veřovických, v nichž průměrný obsah $\approx 70\%$ SiO_2 je odrazem silicifikace jílovců. Nejnižší obsahy jsou ve vápnatých jílovcích krosněnských vrstev a svrchních těšínských vrstev. V celém stratigrafickém profilu slezskou jednotkou se projevuje výrazná závislost obsahů SiO_2 na podílu karbonátů (např. menilitové a těšínsko-hradištské souvrství — viz tab. 1). Ve srovnání s průměrným chemickým složením jílovců podle Shawa (1956 — 60,76 % SiO_2) a Ronova et al. (1965 — 56,19 % SiO_2) mají obsahy SiO_2 v pelitech slezské jednotky velmi variabilní charakter. Stejný obrázek z hlediska koncentrace SiO_2 vidíme ve smyslu stratigrafickém i u pískovců (tab. 2).

Obsahy Al_2O_3 ukazují od těšínsko-hradištského souvrství směrem do nadloží trend postupného vzrůstu s maximem ve středním oddílu godulského souvrství a s druhým maximem v podmenilitovém souvrství s následujícím poklesem dále do nadloží (tab. 1). V menilitovém a těšínsko-hradištském souvrství kolísají obsahy Al_2O_3 podle podílu karbonátů a z části též SiO_2 (silicifikace).

Tabulka 1

Průměrné obsahy (\bar{x}) a koncentrační rozmezí (min.—max.) oxidů

stratigrafická pozice a litologie		počet vzorků	SiO ₂ % min.—max. \bar{x}	Al ₂ O ₃ min.—max. \bar{x}	Fe ₂ O ₃ min.—max. \bar{x}	FeO min.—max. \bar{x}	oxidů Σ Fe min.—max. \bar{x}
krosněnské vrstvy — jílovec		10	41,5—50,26 45,0	11,1—17,17 12,9	0,73—2,91 1,5	1,81—3,7 3,0	3,74—6,3 4,9
menilit — krosněnské vrstvy — jílovec		2	47,3—62,8	13,0—16,07	3,3—4,25	1,0—0,88	4,33—5,2
menilitové souvrství	slínovec	1	34,10	5,32	1,89	0,16	2,1
	rohovec	1	30,22	4,03	2,17	0,35	2,5
	jílovec (silicifikované)	12	40,6—72,7 55,1	8,2—19,83 13,4	1,32—4,6 1,9	1,34—5,9 2,8	3,0—6,5 5,0
podrohovcové vrstvy — slínovec		1	21,05	7,64	1,99	0,62	2,7
podmenilitové souvrství	pestré vrstvy — jílovec	15	51,1—61,94 54,3	17,1—23,5 19,4	2,0—6,94 3,7	0,66—5,0 2,6	4,6—8,98 6,6
	redukční paleogén — jílovec	10	51,9—57,8 55,2	17,7—20,8 19,2	0,92—4,4 2,7	3,7—5,97 3,8	5,8—7,74 6,7
istebňanské vrstvy — jílovec		6	54,9—63,4 57,0	17,2—21,8 17,2	1,1—3,09 2,3	0,8—4,79 3,4	4,1—7,8 6,9
godulské souvrství	svrchní oddíl — jílovec	8	57,7—64,6 60,7	15,4—20,52 18,5	2,65—3,6 3,1	1,2—2,6 2,0	4,7—5,55 5,3
	střední oddíl — jílovec	4	53,6—64,7 58,0	16,5—22,17 20,0	3,28—4,6 3,7	1,8—3,66 2,3	5,0—6,22 6,3
	spodní oddíl — jílovec	8	54,78—65,5 61,5	16,24—22,3 17,6	2,15—4,5 3,5	1,47—3,2 2,1	4,3—6,81 5,0
	pestré vrstvy — jílovec	17	61,13—71,6 65,5	9,8—18,07 15,1	1,7—6,3 4,3	0,77—2,16 1,4	3,92—7,8 5,9
lhotecké vrstvy — jílovec		20	57,2—69,28 66,0	8,53—16,2 13,1	0,77—3,0 1,9	0,75—3,9 1,94	2,6—4,58 4,1
veřovické vrstvy — silicifikované jílovec		17	63,5—77,5 70,4	9,7—15,8 12,7	1,46—3,2 2,0	0,99—3,36 2,6	2,76—5,8 4,9

Tabulka 1

hlavních prvků (v %) v horninách slezské jednotky (výchozy)

MnO min.-max. \bar{x}	MgO min.-max. \bar{x}	CaO min.-max. \bar{x}	Na ₂ O min.-max. \bar{x}	K ₂ O min.-max. \bar{x}	CO ₂ min.-max. \bar{x}	P ₂ O ₅ min.-max. \bar{x}	H ₂ O+ min.-max.	H ₂ O- min.-max.
00,6-0,1 0,07	1,83-7,2 4,0	3,29-15,25 10,9	0,52-1,13 0,8	1,82-3,15 2,5	2,33-14,4 10,1	0,11-0,23 0,15	3,82-5,5	0,55-2,23
0,03-0,06	1,41-3,0	0,75-12,5	0,62-0,65	2,07-2,47	0,2-10,75	0,12-0,18	3,41-3,75	1,68-2,11
0,174	0,68	26,61	0,02	0,70	21,98	0,46	6,28	1,96
0,025	0,53	0,81	0,10	0,65	0,15	0,49	11,42	0,74
0,01-0,1 0,04	0,95-1,91 1,4	0,29-14,76 4,1	0,1-0,68 0,5	1,46-3,2 2,3	0,23-12,74 3,12	0,12-0,54 0,28	4,24-12,07	1,06-2,82
0,055	0,70	30,03	0,04	1,03	24,33	0,16	6,00	0,76
0,01-0,24 0,06	1,2-2,39 1,8	0,19-17,95 1,2+	0,28-0,85 0,5	1,94-3,81 2,7	0,07-13,73 1,02+	0,07-0,19 0,12	4,21-7,2	1,77-3,09
0,02-0,09 0,05	1,47-2,9 2,3	0,34-1,3 0,7	0,5-1,04 0,8	2,55-3,6 3,1	0,09-0,87 0,4	0,1-0,21 0,15	5,11-7,15	1,5-3,05
0,01-0,04 0,02	0,67-1,7 1,4	0,09-0,85 0,4	0,5-1,08 0,7	2,9-5,48 4,1	0,09-1,07 0,48	0,11-0,43 0,20	5,6-7,86	0,88-1,97
0,01-0,026 0,02	1,6-2,4 2,0	0,51-1,11 0,6	0,77-1,1 0,9	3,4-5,3 4,4	0,08-0,69 0,34	0,07-0,18 0,12	4,62-5,9	1,02-1,6
0,024-0,08 0,03	2,0-2,71 2,4	0,26-0,56 0,4	0,64-1,07 1,0	4,43-5,88 5,4	0,07-0,33 0,17	0,1-0,19 0,14	4,2-4,9	1,2-1,65
0,01-0,04 0,025	1,7-2,24 2,1	0,33-1,18 0,6	0,54-1,18 0,9	3,04-5,8 4,3	0,05-0,7 0,2	0,09-0,87 0,13+	3,3-5,68	0,89-1,9
0,01-0,15 0,035	1,42-2,38 1,8	0,11-6,33 0,68+	0,23-1,05 0,6	1,9-4,29 3,4	0,03-0,99 0,2	0,05-0,67 0,20	2,3-5,0	1,27-2,3
0,03-0,24 0,09	0,94-2,88 1,7	0,3-7,52 2,3	0,18-0,53 0,4	1,4-2,81 2,1	0,14-5,68 2,1	0,07-0,14 0,13	2,78-5,3	1,12-2,76
0,01-0,09 0,03	0,84-1,96 1,4	0,12-2,94 0,7	0,16-0,66 0,4	1,44-2,52 2,0	<0,005-1,67 0,4	0,04-0,14 0,10	3,43-6,05	1,24-2,05

Tabulka 1 (pokračování)

stratigrafická pozice a litologie		počet vzorků	SiO ₂ % min.—max. \bar{x}	Al ₂ O ₃ min.—max. \bar{x}	Fe ₂ O ₃ min.—max. \bar{x}	FeO min.—max. \bar{x}	oxidů Σ Fe min.—max. \bar{x}
těšínsko-hradištské souvrství	hradištské vrstvy — jílovce	12	40,01—62,9 52,7	7,2—18,7 13,3	1,2—4,7 2,3	0,75—2,6 1,8	3,2—5,35 4,3
	svrchní těšínské vrstvy — vápnité jílovce	5	47,49—51,51 48,9	12,7—18,5 14,7	1,53—3,1 2,2	1,35—2,1 1,8	3,0—5,23 4,2
těšínské vápence		3	12,67—26,3 20,8	1,5—6,32 3,6	0,18—0,31 0,3	0,45—1,8 1,1	0,76—2,17 1,5
spodní těšínské vrstvy — vápnité jílovce		5	25,0—38,1 31,1	6,9—11,25 8,3	1,04—2,16 1,3	0,97—2,7 1,6	2,22—4,0 3,1

Tabulka 2

Průměrné obsahy (*m*) a koncentrační rozmezí (min.—max.) oxidů

stratigrafická pozice a litologie		počet vzorků	SiO ₂ % min.—max. <i>m</i>	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Σ oxidů Fe
krosněnské vrstvy — pískovce		4	49,36—51,48 50,0	6,37—9,34 7,9	0,45—1,26 0,8	1,51—2,6 2,1	2,37—3,27 3,1
istebňanské vrstvy — pískovce		6	67,5—80,53 83,3	3,1—5,98 5,4	0,06—0,49 0,31	0,58—1,94 0,8	0,79—1,99 1,3
godulské souvrství	svrchní oddíl — pískovce	4	74,13—80,98 76,5	5,42—7,37 6,5	0,73—0,94 0,9	1,51—1,66 1,6	2,39—2,59 2,5
	střední oddíl — pískovce	5	78,42—85,15 79,9	5,28—9,43 7,7	0,73—2,0 1,23	1,4—2,52 1,8	2,13—3,68 3,2
	spodní oddíl — pískovce	3	80,31—89,77 83,0	2,9—8,04 6,7	0,88—1,7 1,1	0,72—2,4 1,1	1,8—3,33 2,3
	pestré godulské vrstvy — pískovce	1	82,28	2,15	0,05	0,52	0,6
těšínsko-hradištské souvrství	hradištské vrstvy — pískovce	5	49,9—89,19 68,5	1,21—6,08 3,9	0,56—1,8 1,3	0,79—2,16 1,2	1,67—3,8 2,5
	těšínské vrstvy — silně vápnité pískovce	2	42,8—47,67	2,77—4,0	0,59—0,96	1,42—1,44	2,2—2,6

Tabulka 1

MnO min.—max. \bar{x}	MgO min.—max. \bar{x}	CaO min.—max. \bar{x}	Na ₂ O min.—max. \bar{x}	K ₂ O min.—max. \bar{x}	CO ₂ min.—max. \bar{x}	P ₂ O ₅ min.—max. \bar{x}	H ₂ O+ min.—max.	H ₂ O— min.—max.
0,01—0,11 0,06	0,87—2,1 1,4	1,44—22,4 11,0	0,18—0,57 0,4	0,97—2,75 2,0	1,4—18,39 8,0	0,05—0,24 0,13	3,02—7,16	0,98—2,5
0,01—0,1 0,05	1,3—2,0 1,7	6,98—13,48 10,8	0,3—0,63 0,5	1,96—2,59 2,2	5,04—10,12 8,1	0,15—0,38 0,24	3,36—6,75	1,51—2,4
0,06—0,11 0,08	0,70—1,44 1,0	32,46—45,47 38,7	0,16—0,33 0,2	0,32—1,08 0,6	26,03—36,27 31,0	0,11—0,16 0,14	0,34—1,8	0,25—0,55
0,01—0,04 0,026	1,0—2,53 1,5	19,11—32,9 25,2	0,35—0,73 0,6	1,08—2,11 1,5	15,93—25,7 20,3	0,46—0,89 0,67	1,42—2,66	0,49—1,26

Tabulka 2

hlavních prvků v horninách slezské jednotky (pískovce — výchozy)

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O—
0,046—0,1 0,06	3,98—4,51 4,3	12,26—16,09 14,7	0,92—1,43 1,2	0,9—1,48 1,2	14,01—16,9 15,7	0,11—0,18 0,15	0,65—0,82	0,11—0,33
0,006—0,23 0,01	0,23—3,8 0,5+	0,07—9,78 0,4+	0,33—0,67 0,5	1,05—2,1 1,4	0,09—10,8 0,3+	0,02—0,05 0,04	0,98—1,97	0,08—0,37
0,027—0,06 0,04	0,61—0,89 0,8	2,52—7,34 5,4	1,06—1,49 1,2	0,59—1,73 1,1	2,58—5,91 4,1	0,09—0,15 0,12	0,49—0,79	0,11—0,33
0,01—0,03 0,02	0,63—1,07 0,9	0,47—3,5 1,3	1,07—1,33 1,2	1,18—2,45 2,1	0,53—2,57 0,9	0,11—0,35 0,14	1,28—2,03	0,09—0,42
0,01—0,02 0,02	0,40—1,11 0,8	0,77—1,34 1,0	0,44—1,1 0,6	0,73—2,09 1,8	0,06—0,78	0,1—0,44 0,18	1,04—2,04	0,17—0,43
0,01	0,26	7,48	0,3	0,66	5,75	0,16	0,34	0,18
0,40—0,15 0,07	0,37—1,7 1,0	3,16—15,27 9,9	0,2—0,69 0,4	0,13—0,85 0,4	2,18—12,91 8,8	0,04—0,14 0,135	0,09—1,75	0,04—0,38
0,05	0,68—0,75	23,4—27,3	0,12—0,39	0,31—0,61	18,5—19,88	0,09—0,26	0,85—0,89	0,29—0,47

Obsahy Al_2O_3 v pískovcích krosněnských vrstev a svrchního až spodního oddílu godulského souvrství jsou velmi blízké, směrem do podloží (pestré godulské vrstvy až svrchní těšínské vrstvy) jsou koncentrace Al_2O_3 podstatně nižší (snížené obsahy živců).

Z poměru $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, který podle K u k a l a (1962) indikuje při hodnotě nad 3 podíl klastického křemene, event. jiných forem SiO_2 nad 25 %, vyplývá, že zvýšené obsahy klastického křemene jsou vázány na spodní část godulského souvrství, lhotecké vrstvy a těšínské vápence, v menilitovém souvrství a veřovických vrstvách jsou zvýšené hodnoty tohoto poměru projevem silicifikace těchto sedimentů. Nejnižší obsahy klastického křemene (nejnižší hodnoty poměru) jsou přítomny v jílovcích podmenilitového souvrství.

Vedle klastického křemene byl v horninách menilitového souvrství a v podrohovcových vrstvách zjištěn cristobalit ve stopovém množství až několika málo procentech. Přítomnost SiO_2 ve formě cristobalitu, který podle G u c w y (1966, G u c w a - Š l a c z k a 1972) vzniká v době rozpadu kyselých vulkanických skel, vytváří dobré podmínky pro rozvoj křemičitých organismů. Vedle těchto dvou forem SiO_2 není vyloučena přítomnost ještě amorfni formy SiO_2 — opál nebo chalcedon.

Poměr $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$, který podle P e t t i j o h n a (1957) vyjadřuje stupeň chemické zralosti pelitických sedimentů (u chemicky nejzralejších může dosáhnout hodnoty 125), ukazuje na celkově nízkou zralost hornin slezské jednotky. Relativně nejzralejší jsou horniny menilitového souvrství, podrohovcových vrstev a podmenilitových vrstev. O něco nižší chemickou zralost mají jílovce veřovických a lhoteckých vrstev. Prakticky nezralé jsou jílovce krosněnských vrstev a godulského souvrství.

Nejvyšší koncentrace železa jsou vázány na podmenilitové souvrství. Celkový trend je vzrůst množství železa od podloží do nadloží s maximem v podmenilitovém souvrství a pak jeho obsah opět klesá. Z tabulky 1 je patrná zřetelná převaha Fe_2O_3 nad FeO v jílovcích pestrých vrstev godulského souvrství a pestrých jílovcích podmenilitových vrstev. Převaha FeO ukazuje na výrazně redukční charakter sedimentačního prostředí spodních těšínských vrstev, veřovických a lhoteckých vrstev, redukčního paleocénu, menilitových a krosněnských jílovců. Železo je v těchto sedimentech vázáno na pyrit a produkty jeho rozpadu v procesu zvětrávání (Fe-oxidy, v menilitovém souvrství též jarosit). Vazba na jílové minerály, především chlorit a montmorillonit je pravděpodobně diadochická. Z poměrů $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ a $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$, z obsahů CO_2 a z mineralogického složení vyplývá, že část železa ve spodní části těšínsko-hradišského souvrství, ve veřovických, istebňanských a redukčních jílovcích je vázána v karbonátové formě, v pestrých godulských vrstvách na Fe-oxidy (hematit, limonit), v podrohovcových vrstvách a menilitovém souvrství na pyrit, Fe-oxidy (hlavně limonit) a jarosit. Průměrné sumě obsahů oxidů Fe^{II} a Fe^{III} , které udává S h a w (1956) — 6,38 %, se blíží obsahy v podmenilitovém souvrství.

Nejvyšší obsahy železa byly nalezeny v krosněnských a godulských pískovcích, nejnižší v istebňanských pískovcích a pískovci z pestrých godulských vrstev. Ve všech pískovcích (z vrtů i z výchozů) převládá FeO nad Fe₂O₃.

Mangan byl zjištěn v nejvyšší koncentraci ve slínovci menilitového souvrství (0,174 % MnO), dále v lhoteckých vrstvách a těšínských vápencích, minimální množství MnO je přítomno v godulském souvrství, istebňanských vrstvách, veřovických a spodních těšínských vrstvách (ve vzorcích z vrtů mají veřovické jílovce podstatně vyšší obsah MnO — 0,076 %). Na rozdíl od železa jsou obsahy manganu ve vzorcích z výchozů v důsledku zvětrávacích procesů nižší než ve vzorcích z vrtů. Vzhledem k průměrným obsahům, uváděným Ronovem et al. (1965) — 0,06 % MnO, jsou manganem výrazně chudší istebňanské, godulské a spodnotěšínské jílovce. Podobný trend koncentrace manganu z hlediska stratigrafie vykazují i pískovce slezské jednotky (tab. 2).

Koncentrace Na₂O vykazují ve stratigrafickém profilu slezské jednotky sinusoidní charakter s trendem poklesu od spodních těšínských po lhotecké vrstvy. S nástupem sedimentace godulského souvrství — pestrých godulských vrstev — vzrůstají obsahy Na₂O s maximem v jílovcích středního oddílu, odkud nastává směrem do nadloží opět pokles až do menilitového souvrství, v menilit-krosněnských vrstvách množství Na₂O znovu vzrůstá. Obsahy K₂O plynule stoupají od spodních těšínských vrstev s maximem ve středním oddílu godulského souvrství, odtud směrem do nadloží klesají se slabým vzrůstem v krosněnských vrstvách. Zjištěné obsahy alkálií a hodnoty poměru K₂O/Na₂O odpovídají vzrůstu množství slídových minerálů (zejména minerálů skupiny illitu) ve spodních těšínských, veřovických a lhoteckých vrstvách a godulském souvrství a zvýšenému podílu živeců, zejména plagioklasů v jílovcích godulského souvrství, istebňanských vrstvách, redukčním paleocénu a krosněnských vrstvách.

Průměrné množství P₂O₅ se pohybuje v jednotlivých členech slezské jednotky od 0,10 do 0,67 % s maximem ve spodních těšínských vrstvách. Obsahy fosforu v těchto horninách jsou vzhledem k průměrným hodnotám, uváděným Ronovem et al. (1965) — 0,13 % P₂O₅, zvýšené. Z poměru (FeO + Fe₂O₃)/P₂O₅ vyplývá určité obohacení fosforem vzhledem k železu v menilitovém souvrství a v těšínských vrstvách. Toto obohacení koreluje se zvýšenými obsahy organické hmoty. Uvedená zjištění vybízejí k předpokladu, že fosfor v horninách menilitového souvrství a těšínských vrstev je s největší pravděpodobností převážně organického původu. Obsahy fosforu v pískovcích se pohybují od 0,04 do 0,26 % P₂O₅ s maximálním množstvím v pískovcích těšínsko-hradištského souvrství (pravděpodobně i možnost vlivu těšínského vulkanismu).

V obsazích CaO se v profilu slezské jednotky projevuje výrazná variabilita s maximálními koncentracemi ve spodních těšínských vrstvách, podrohovecových vrstvách, slínovcích menilitového souvrství a v krosněnských vrstvách, s minimem v jílovcích godulského souvrství (zejména ve středním oddílu), istebňanských a redukčních vrstev.

Tabulka 3

Průměrné obsahy (v ppm), směrodatné odchytky a koncentrační rozmezí
 (\bar{x} — aritm. průměr, m — medián, x_g — geometrický průměr, s , s_g — aritm.

stratigrafická pozice a litologie		počet vzorků	Ag			As		
			\bar{x} m x_g	s s_g	min.—max. V %			
krosněnské vrstvy — jílovce		27	0,14 0,10 0,08	0,27 3,23	<0,06—1,3 195,1	11 8 8	9,8 2,3	<5—41 86,5
krosněnsko-meniilitové vrstvy — jílovce		5			<0,06	15		9—25
meniilitové souvrství	slínovec	1			<0,06			9
	jílovce a silicifikované jílovce	25	0,29 0,10 0,11	0,56 3,7	<0,06—2,3 193,2	22 25 18	12,5 2,4	<5—39 57,6
	rohovec	1			<0,06			18
	tufit	1			<0,06			24
podrohovecové vrstvy — jílovce		2			<0,06			9—12
podmeniilitové souvrství	pestré vrstvy — jílovce	31	0,22 0,10 0,09	0,36 3,96	<0,06—1,9 163,0	8 5 5	6,6 2,5	<5—22 84,6
	redukční paleocén — jílovce	25	0,18 0,12 0,10	0,21 3,19	<0,06—0,9 116,4	15 15 13	6,9 1,9	<5—26 45,0
istebňanské vrstvy — jílovce		19	0,11 0,1 0,07	0,1 2,6	<0,06—0,5 91,1	18 18 17	7,1 1,4	9—40 39,1
godulské souvrství	svrchní oddíl — jílovce	26	0,36 0,12 0,13	0,6 4,0	<0,06—2,9 186,1	10 9 7	6,2 2,1	<5—25 63,9
	střední oddíl — jílovce	6	0,15 0,12	0,12	<0,06—0,4 80,1	17 12	15,6	<5—39 88,6
	spodní oddíl — jílovce	27	0,09 0,10 0,07	0,05 2,4	<0,06—0,2 55,5	9 8 6	6,2 2,3	<5—23 71,2
	pestré vrstvy — jílovce	31	0,09 0,02 0,06	0,12 2,9	<0,06—0,6 133,2	4 3 4	4,0 1,9	<5—17 105,2

Tabulka 3

(minimum—maximum) sledovaných stopových prvků v horninách slezské jednotky
a geometr. směrodatná odchylka, $V\%$ — koeficient variace, st — stopy)

B			Be			Ba			Co		
76	61,4	15—206	2	1,5	1—4	365	93	212—610	14	7,3	5—34
59	2,3	78,7	2		66	351	1,3	25,4	12	1,6	52,5
58						355			12		
89		57—140	—			397		375—427	12		6—16
		29	—					213			5
92	44,5	24—160	6	2,1	4—9	360	144	150—930	15	9,3	<5—34
87	1,7	48,3	6		32,3	361	1,4	40,0	16	2,4	62,0
80						359			11		
		32	—					269			<5
		31	—					529			26
		60—106	—					219—339			5—22
101	21,2	70—140	11	3,8	7—14	513	115	270—770	17	6,6	5—37
96	1,2	21,0	10		33,6	519	1,3	23,0	17	1,5	37,9
99						500			18		
130	24,1	92—170	6	1,7	5—9	514	79	379—720	19	6,4	5—31
129	1,2	18,5	6		26,1	508	1,2	16,0	20	1,6	34,2
127			4			509			17		
107	14,6	90—125	—			525	117,1	280—721	18	9,3	5—44
106		14,0				478	1,3	22,7	15	1,7	58,0
						512			14		
120	45,0	83—191	5	1,1	4—6	531	121	268—760	14	5,4	5—29
100		37,5	4		23,4	532	1,3	22,7	13	1,5	37,7
						517			14		
186	5,6	182—190	—			639	49	562—898	20	6,5	14—31
185		3,0				661		7,8	17		32,9
136	51,9	75—250	5	0,6	5—6	512	95	305—700	16	4,4	8—27
115	1,4	38,1	5		11,3	512	1,2	18,5	17	1,3	26,8
127						504			16		
158	39,6	106—230	6	1,7	4—9	390	70	268—520	17	4,5	7—27
157	1,2	25,0	5		30,9	407	1,2	18,0	18	1,3	25,4
154						384			17		

Tabulka 3 (pokračování)

stratigrafická pozice a litologie		počet vzorků	Ag			As		
			\bar{x} m \bar{x}_g	s g	min.—max. V %			
lhotecké vrstvy — jílovce		32	0,31 0,16 0,16	0,4 3,4	<0,06—1,9 129,0	4 3 3	2,8 1,9	<5—10 75,3
veřovické vrstvy — jílovce		31	0,63 0,35 0,38	0,6 1,2	<0,06—2,8 104,4	6 5 4	6,4 2,6	<5—22 101,1
těšínsko-hradištské souvrství	hradištské vrstvy — vápnité jílovce	26	0,59 0,17 0,16	1,0 5,7	<0,06—4,0 167,0	4 4 4	5,4 2,0	<5—27 142,0
	svrchní těšínské vrstvy — vápnité jílovce	26	0,23 0,11 0,17	0,22 2,0	0,1—0,9 95,3	11 9 8	8,1 2,5	<5—26 71,2
těšínské vápence		8	0,14 0,11	0,1	<0,06—0,32 71,0	4 5	5,3	<5—17 135,0
spodní těšínské vrstvy — vápnité jílovce		30	0,18 0,12 0,13	0,2 2,1	<0,06—0,8 88,8	3 3 3	2,2 1,7	<5—12 64,7

Obsahy MgO jsou ve spodní části slezské jednotky poměrně konstantní, slabě vzrůstají v godulském souvrství a redukčním paleocénu; s nástupem sedimentace krosněnských vrstev dosahují svého maxima — 4 % MgO. Ve srovnání s průměrnými hodnotami, které uvádějí Shaw (1956 — 2,49 % MgO a Ronov et al. (1965) — 2,44 % MgO, mají sedimenty převážně části slezské jednotky obsahy hořčíku nižší (viz tab. 1, 2). Z poměrů MgO/Al₂O₃, CaO/Al₂O₃, CaO/MgO, podložených výsledky rentgenografické analýzy vyplývá, že část hořčíku je v jílovcích spodních těšínských vrstev, lhoteckých vrstev, spodní části godulského souvrství, redukčním paleocénu, menilitovém souvrství, a hlavně v krosněnských vrstvách, vázána v karbonátovém podílu ve formě dolomitu. V hradištských, veřovických, lhoteckých, pestrých godulských a istebňanských vrstvách je hořčík vázán na minerály skupiny montmorillonitu a chloritu, v godulském souvrství na chloritové minerály a v horninách redukčního paleocénu, podrohovcových vrstev a menilitového souvrství na minerály skupiny montmorillonitu (dobře souhlasí s rentgenografickými analýzami a obsahy H₂O⁺).

Také v pískovcích slezské jednotky jsou nejvyšší obsahy hořčíku, podobně jako v jílovcích, vázány v krosněnských vrstvách (4,3 % MgO).

Tabulka 3

B			Be			Ba			Co		
160	37,9	95-220	3	0,9	2-5	425	163	189-991	16	4,8	8-25
170	1,3	23,6	3		24,2	380	1,4	38,4	16	1,4	30,0
155						400			15		
134	40,0	70-190	3	0,9	2-5	450	133	200-797	11	4,0	5-20
125	1,3	29,8	3		26,4	426	1,3	20,4	11	1,5	36,0
129						433			10		
152	59,2	80-240	4	1,4	2-6	277	128	130-560	14	4,7	5-23
150	1,5	38,9	3		36,8	226	1,6	46,3	13	1,4	33,8
141						252			13		
206	45,0	134-282	5	2,5	3-8	197	56	100-371	11	3,4	6-20
196	1,2	21,8	5		47,1	192	1,3	28,4	11	1,4	30,0
201			3			190			11		
-			-			101	40	60-166	11	10,4	<5-34
						90		39,6	7		91,2
142	61,6	77-265				147	37	92-270	5	3,1	<5-11
121		43,3				140	1,3	25,1	5	2,0	60,7
						143			5		

Koncentrace, distribuce a korelační vztahy stopových prvků

Průměrné obsahy a koncentrační rozpětí sledovaných stopových prvků v sedimentech slezské jednotky jsou uvedeny v tabulkách 3 a 4 a obrázcích 1, 2.

Koncentrace stříbra dosahují maximálních hodnot v horninách veřovických vrstev, o něco nižší jsou v jílovcích hradištských vrstev. Slabé zvýšení vzhledem ke klarkové hodnotě — 0,1 ppm (K r a f t et al. 1969) lze pozorovat v jílovcích menilitového souvrství, svrchního oddílu godulských vrstev a lhoteckých vrstev. Zvýšené obsahy Ag v hradištských a veřovických vrstvách mohou být kladně ovlivněny redukčním charakterem sedimentačního prostředí, event. zvýšeným přínosem prvků (vedle Ag též Cu a Mo) pravděpodobně uvolňovanými při harmyrolýze pyroklastického materiálu, provázejícího těšínový vulkanismus. Také v pískovcích jsou nejvyšší obsahy Ag vázány v hradištských vrstvách. Stříbro bývá v pozitivní korelaci nejčastěji s As, Mo, Sn, Pb, S, někdy s Cu.

Arzén v sedimentech slezské jednotky se s výjimkou menilitového souvrství (21,7 ppm) blíží spodní hranici klarkového rozpětí (13-65 ppm — K r a f t et al. 1969) nebo jsou jeho obsahy nižší. Zeela deficitní jsou koncentrace As ve spodních těšínských vrstvách, hradištských, lhoteckých a pestrých godulských vrstvách.

Obsahy beryllia dosahují maximálních hodnot v pestrých jílovcích podmenili-

Tabulka 3 (pokračování)

stratigrafická pozice a litologie	počet vzorků	Cr			Cu			
		\bar{x} m \bar{x} g	s g	min.—max. V %				
krosněnské vrstvy — jílovec	27	100 95 98	24,3 1,3	64—167 24,2	39 34 36	20,1 1,6	20—106 50,8	
krosněnsko-menilitové vrstvy — jílovec	5	127		115—150	42		32—59	
menilitové souvrství	slínovec	1		31			43	
	jílovec a silicifikované jílovec	120 129 116	32,4 1,3	60—204 26,8	61 59 56	25,1 1,5	20—101 40,9	
		rohovec	1		34			36
		tufit	1		110			43
podrohovcové vrstvy — jílovec	2			60—122			59—94	
podmenilitové souvrství	pestré vrstvy — jílovec	118 114 115	28,9 1,3	57—193 24,5	51 48 49	17,7 1,4	28—100 34,1	
		redukční paleocén — jílovec	126 120 123	32,2 1,2	91—227 25,5	45 43 44	13,5 1,3	28—78 29,7
istebňanské vrstvy — jílovec	svrchní oddíl — jílovec	107 106 106	18,9 1,2	81—153 17,6	33 34 31	10,9 1,5	11—47 33,0	
		střední oddíl — jílovec	103 106 100	25,6 1,3	43—157 24,9	43 39 41	23,2 1,4	17—148 52,9
			117 116	26,0	82—145 22,1	58 56	10,2	49—76 17,3
gotalské souvrství	spodní oddíl — jílovec	108 109 107	17,9 1,2	70—144 16,5	42 41 40	10,5 1,3	20—68 25,0	
	pestré vrstvy — jílovec	88 83 85	29,2 1,4	44—158 33,1	51 48 47	25,5 1,5	20—154 50,0	
lhotecké vrstvy — jílovec	32	70 66 68	20,5 1,3	39—116 29,2	69 65 65	29,9 1,5	27—168 43,0	
veřovické vrstvy — jílovec	31	73 75 72	15,8 1,3	40—98 21,6	156 119 123	105,8 2,0	44—382 67,7	

Tabulka 3

Ga			Mo			Nb			Ni		
13	14,4	1-72	6	9,6	<1-37	10	3,4	5-17	80	22,3	30-126
9	2,4	106,2	2	3,9	160,0	9	1,4	34,6	54	1,4	36,6
9			3			9			57		
11		6-18	10		4-17	13		7-17	67		52-82
		3			3			8			36
22	13,1	6-64	25	23,1	4-101	14	4,4	6-24	71	33,2	26-159
19	1,7	57,9	16	2,5	95,2	14	1,4	30,7	69	1,6	46,4
19			18			13			65		
		5			15			<5			18
		13			20			9			80
		2-26			2-7			9-14			57-60
50	50,4	7-200	3	2,7	<1-11	15	3,9	5-23	59	19,9	34-125
32			2	2,6	83,3	16	1,4	25,4	56	1,4	33,2
38	2,3	99,0	2			15			56		
56	48,2	12-180	3	1,8	<1-7	17	3,2	10-21	62	14,7	35-69
52			3	2,6	64,2	17	1,2	19,1	65	1,3	23,6
42	2,1	86,2	2			18			60		
38	30,4	9-115	2	1,9	<1-7	17	4,6	8-24	48	14,0	26-73
23			2	2,7	90,4	17	1,4	28,9	48	1,4	29,2
29	2,2	79,7	1			15			46		
39	28,4	7-113	3	3,3	<1-14	16	2,7	9-21	47	8,4	28-59
26			2	3,3	122,1	17	1,2	16,1	49	1,2	17,8
31	2,0	72,8	1			16			46		
32	10,2	14-41	1	1,4	<1-4	17	4,0	12-22	50	5,9	45-62
34		31,6	1		102,3	17		23,1	40		11,7
22	13,7	10-74	1	1,2	<1-4	14	3,2	9-22	49	7,5	39-69
19	1,6	62,5	1	2,4	101,0	14	1,2	21,9	48	1,2	15,2
19			1			14			48		
14	5,8	3-29	2	1,6	<1-6	12	5,1	5-32	51	11,8	33-76
13			1	2,4	84,1	12	1,5	41,4	50	1,3	23,1
13	1,7	41,7	1			11			50		
20	19,7	2-81	3	2,1	<1-9	11	4,5	<5-24	54	13,4	33-85
10			3	2,2	64,5	11	1,6	39,8	54	1,3	24,6
14	2,3	97,5	2			10			53		
20	17,6	1-68	5	3,1	<1-15	11	3,7	5-20	60	20,7	25-102
15			5	2,1	58,4	11	1,4	33,0	53	1,4	34,5
15	2,4	85,8	4			10			57		

Tabulka 3 (pokračování)

stratigrafická pozice a litologie		počet vzorků	Cr			Cu		
			\bar{x} m \bar{x}_g	s s_g	min.—max. V %			
těšínsko-hradištské souvrství	hradištské vrstvy — vápnité jílovce	26	76	25,5	37—136	75	49,3	14—203
			75	1,4	33,5	74	2,0	65,7
			73			61		
těšínské souvrství	svrchní těšínské vrstvy — vápnité jílovce	26	110	24,5	65—163	39	18,3	18—92
			103	1,2	22,2	34	1,5	46,3
			107			36		
těšínské vápence	8		43	24,5	20—87	52	24,4	25—90
			37		57,0	44		46,9
spodní těšínské vrstvy — vápnité jílovce	30		101	23,8	54—143	22	13,3	5—61
			105	1,3	23,5	17	1,8	61,5
			98			18		

ových vrstev, které představují téměř čtyřnásobek klarkové hodnoty 3 ppm (Kraft et al. 1969). Minimální obsahy jsou vázány na jílovce hradištských až veřovických vrstev.

Obsahy barya vykazují v pelitech slezské jednotky nepřímou závislost na obsazích CaO; se vzrůstem CaO klesá množství Ba. Tento vztah se projevuje často negativní korelací se Sr, zejména ve spodní části slezské jednotky (těšínsko-hradištské souvrství, spodní těšínské vrstvy). Nejvyšší obsahy Ba byly nalezeny v jílovcích podmenilitového souvrství, v jílovcích a pískovcích ístebňanských vrstev a spodním až svrchním oddílu godulského souvrství s maximem ve středním oddílu. Tyto nejvyšší koncentrace dobře korelují (s výjimkou menilitového souvrství) se zvýšenými obsahy K₂O (s maximem také ve středním oddílu godulského souvrství). Tato skutečnost dovoluje předpokládat přítomnost alespoň části Ba v draselných minerálech (obr. 3, 5), zejména v minerálech skupiny illitu (Nicholls - Loring 1962, Rankama - Sahama 1950). Ve veřovických vrstvách a těšínsko-hradištském souvrství je Ba ve významné pozitivní korelaci s uranem.

Ve střední části slezské jednotky (godulské souvrství, ístebňanské vrstvy a podmenilitové souvrství) sledují obsahy kobaltu do určité míry obsahy Ni. Nejvyšší koncentrace Co byly zjištěny v jílovcích středního oddílu godulských vrstev a podmenilitového souvrství, které se blíží klarkové hodnotě 20 ppm (Kraft et al. 1969). Pokles v obsazích Co lze sledovat jednak od podmenilitových vrstev směrem do podloží, jednak od lhoteckých vrstev směrem do podloží (s výjimkou pískovců svrchních těšínských vrstev). Forma vazby kobaltu v pelitech je v podstatě obdobná jako u niklu (Wedepohl 1960, Hirst 1962,

Tabulka 3

Ga			Mo			Nb			Ni		
24	23,9	1-96	4	2,4	<1-10	12	3,7	5-18	65	22,8	28-119
17	2,9	99,1	4	2,0	52,1	12	1,4	31,6	62	1,4	35,0
15			4			11			61		
18	10,4	5-43	5	5,6	<1-25	14	3,7	5-19	53	14,1	30-84
15	1,8	57,7	3	3,4	105,3	14	1,4	27,4	54	1,3	26,6
16			3			13			52		
6	6,8	1-20	8	11,7	<1-30	4	3,9	<5-13	49	24,5	
3		113,0	3		137,1	3		102,0	45		50,0
5	5,5	1-24	1	1,0	<1-5	6	4,3	<5-23	41	11,5	18-63
4	2,1	98,2	1	2,1	111,0	6	2,0	69,3	42	1,4	28,0
4			1			5			40		

G u c w a 1973). K. H. Wedepohl předpokládá dva hlavní zdroje kobaltu — klastické jílové minerály a vulkanický materiál.

Nejvyšší obsahy niklu byly zjištěny v jílových menilitového souvrství, veřovických a hradišských vrstev (vzorky jak z výchozů, tak z vrtů), redukčního paleocénu u vzorků z povrchových výchozů a ve svrchním oddílu godulského souvrství u vzorků odebraných z vrtů. V sedimentech godulského souvrství a veřovických vrstvách jsou obsahy Ni ve vzorcích z vrtů obecně trochu vyšší než ve vzorcích z povrchových výchozů. Naopak v sedimentech spodních a svrchních těšinských vrstev, podmenilitového souvrství a krosněnských vrstev je situace zcela opačná. V pískovcích je Ni nejvíce koncentrován v krosněnských a svrchních těšinských vrstvách. Nikl se v recentních pelagických sedimentech vyskytuje v koloidní frakci (Goldberg - Arrhenius 1958). Určitý podíl niklu je vázán na jílové minerály, Fe-oxidické minerály, event. v sulfidech. Krauskopf (1956) zdůrazňuje význam organických reakcí jako kontrolního faktoru při vysrážení Ni z mořské vody. Nikl hraje také určitou úlohu v procesech fotosyntézy (možnost vazby v metaloorganických komplexech). V menilitovém souvrství převaha Fe^{II} — vysoké obsahy pyritu a nepřítomnost hematitu — prakticky vylučuje vazbu niklu na Fe-oxidické minerály (významnou v pestrých jílových podmenilitových vrstev a pestrých godulských vrstvách), navíc přistupuje možnost vazby ve formě metaloorganických sloučenin a sorpce na organickou hmotu. Nikl bývá v pozitivní korelaci zejména s Zn, Co, V, Cr, Cu a S. V menilitových jílových má vysokou korelaci především se S, V, Mo, Cu, Zn, Co a As.

Variace poměru Ni/Co indikují podle Wedepohla (1960), Vinogra-

Tabulka 3 (pokračování)

stratigrafická pozice a litologie	počet vzorků	Pb			Rb				
		\bar{x}_m	s	min.-max. V %	\bar{x}_g	s_g	min.-max. V %		
krosněnské vrstvy – jílovec	27	20		5–38	112	22,6	88–195		
		21	8,3		109	1,2	20,1		
		19	1,6	40,4	111				
krosněnsko-menlitové vrstvy – jílovec		5	18	9–31	113		100–127		
menlitové souvrství	slínovec		1	<5			19		
	jílovec a silicifikované jílovec	25	23	8,0	9–40	119	34,8	52–181	
			21	1,4	34,3	121	1,4	29,3	
			22			114			
	rohovec		1	<5			21		
tufit		1	22			42			
podrohovecové vrstvy – jílovec		2		6–30			41–94		
podmenlitové souvrství	pestré vrstvy – jílovec		31	23	7,4	5–43	164	39,1	76–253
		22		1,5	30,9	164	1,3	23,8	
		22				159			
redukční paleocén – jílovec		25	22	5,7	10–39	183	27,9	77–218	
	22		1,3	25,5	186	1,2	15,2		
	22				181				
istebňanské vrstvy – jílovec		19	24	7,6	13–42	178	37,1	110–275	
	23		1,3	31,0	179	1,2	20,9		
	23				175				
godulské souvrství	svrchní oddíl – jílovec		26	19	5,4	5–33	194	36,3	95–244
		20		1,4	27,6	198	1,3	18,7	
		19				191			
	střední oddíl – jílovec		6	17	6,2	5–22	264	25,3	214–281
	20			35,8	273		9,6		
spodní oddíl – jílovec		27	18	7,5	5–31	193	44,3	110–283	
	20		1,7	40,1	195	1,3	22,3		
	17				188				
pestré vrstvy – jílovec		31	21	9,1	6–48	153	31,5	98–200	
	19		1,6	43,5	158	1,3	20,5		
	19				150				
lhotecké vrstvy – jílovec		32	26	9,0	14–50	97	22,6	50–135	
	23		1,4	33,8	104	1,3	23,2		
	25				94				
veřovické vrstvy – jílovec		31	24	11,5	9–69	83	16,9	53–114	
	21		1,5	47,1	81	1,2	20,3		
	23				82				
těšínsko-hradišské souvrství	hradišské vrstvy – vápnité jílovec		26	24	12,2	12–71	97	18,3	62–125
		20		1,5	50,2	99	1,2	18,8	
		22				95			
svrchní těšínské vrstvy – vápnité jílovec		26	15	6,6	6–33	93	15,8	68–129	
	15		1,5	44,0	92	1,2	17,0		
	14				92				
těšínské vápence		8	15	8,2	5–28	33	31,9	5–89	
	16			54,6	27		96,6		
spodní těšínské vrstvy – vápnité jílovec		30	7	6,1	5–20	54	17,0	34–108	
	5		2,4	84,7	52	1,3	31,4		
	5				53				

Tabulka 3

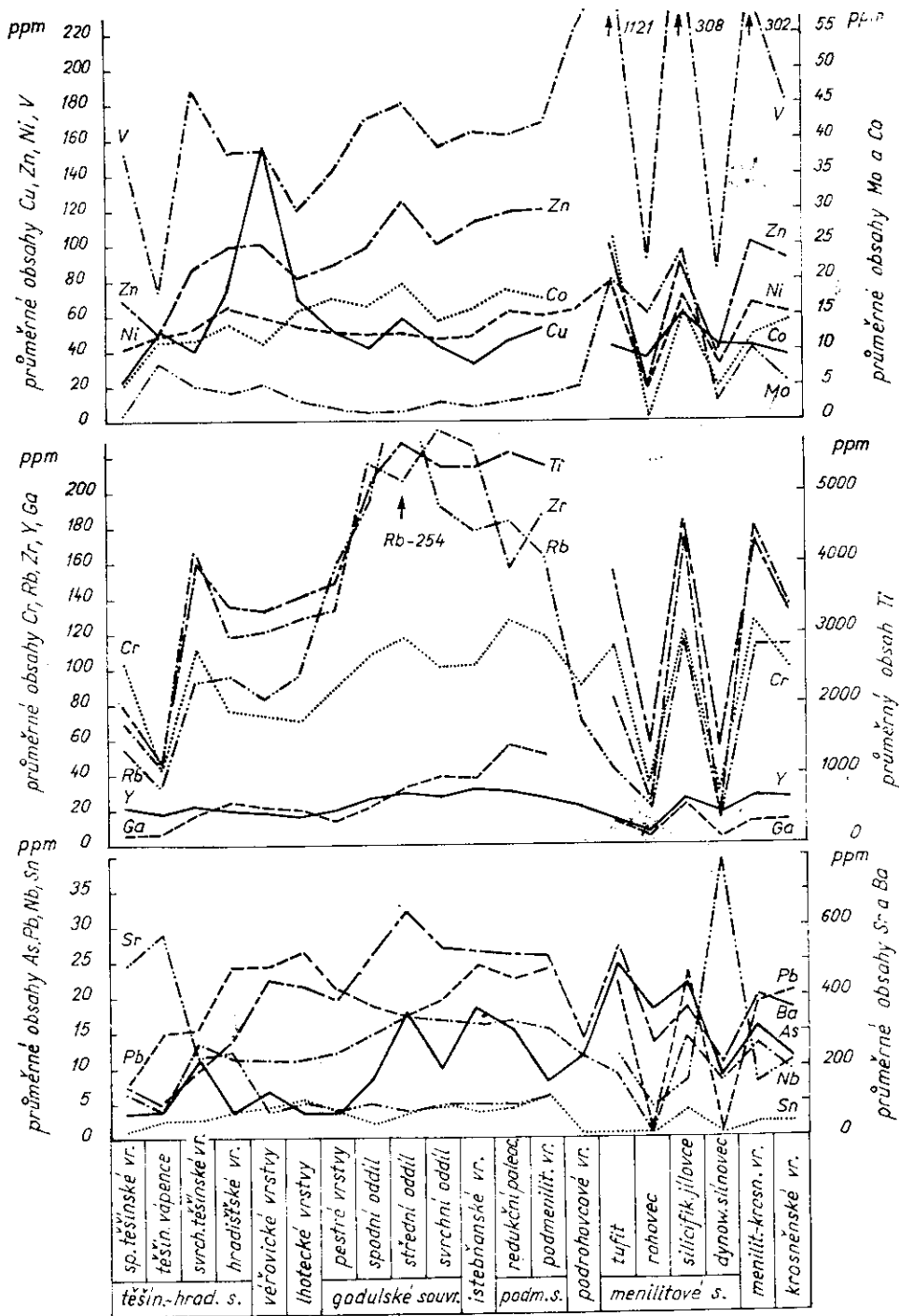
S	Sb	Sn	Sr	Th				
6 940 4 520 4 723	6 164 2,8 88,8	200-25 800	2 1 1	1,7 1-6 1,4 87,8	2 1 1	2,5 1-10 2,8 131,1	210 135 94-882 170 1,6 64,2 188	9,2 1,8 6,7-12,9 9,3 1,4 19,5 6,0
330	100-700 3 900	3	1,7-4 1	2	<1-3 <1	152 782	85-213	10,1 3,5
11 128 7 300 4 918	9 743 5,3 87,5	200-28 500	1 1 1	1,0 1-1 2,4 69,8	4 3 3	3,3 1-11 2,9 86,8	158 134 60-525 94 1,9 84,8 123	8,4 2,8 2,1-13,0 8,8 33,3
	3 800 8 100		<1 2,7		<1 <1	85 233		3,1 6,3
	8 800-17 000		<1-2		<1-1	209-1000		3,5-11,5
3 630 600 715	6 074 8,4 167,0	<100-26 400	2 1 1	2,4 1-9,9 2,0 104,0	6 6 4	3,2 1-9 2,0 56,1	108 60,5 54-306 82 1,6 56,0 97	11,6 1,9 7,8-13,9 12,3 16,3
5 355 2 300 3 308	5 161 2,8 96,3	600-16 000	1 1 1	2,3 1-10 1,7 135,2	4 4 3	2,9 1-10 2,3 64,4	93 17,6 59-144 93 1,2 18,9 92	14,4 2,6 10,7-17,7 14,6 18,0
3 553 2 200 2 661	2 948 2,2 82,9	600-10 000	1 1 1	0,8 1-3 1,8 53,3	4 3 3	2,5 1-9 1,9 64,1	95 33,0 67-208 82 1,3 34,7 91	12,8 3,7 6,4-19,9 12,9 28,9
1 264 300 409	1 495 6,0 118,2	<100-4 800	1 1 1	0,3 1-1,5 2,5 25,2	5 5 3	3,5 1-10 3,1 72,9	92 19,2 66-153 90 1,2 30,8 91	14,1 1,1 11,8-15,4 14,5 7,8
70 76	35 49,4	<100-100	1 1	0,1 1-1,2 10,0	3 3	3,2 1-8 88,8	77 13,2 55-91 75 17,1	16,7 1,9 15,3-18,1 16,6 11,3
285 100	573 3,5	<100-2 800 201,0	1 1	0,5 1-3 40,6	2 2 1	2,4 1-8 3,1 120,0	96 14,0 71-127 95 1,1 14,7 95	12,7 2,2 9,0-14,9 13,2 17,3
240 50 108	374 3,5 150,3	<100-1 600 150,3	1 1	1,6 1-6 112,0	4 3 2	2,2 1-9 2,2 66,6	82 32,7 47-240 79 1,3 39,8 79	9,8 1,0 8,5-11,1 10,0 10,2
1 593 600 640	1 801 5,2 112,4	<100-7 600 112,4	1 1	1,1 1-4 122,2	5 5 4	2,4 1-10 1,9 45,2	100 44,0 52-314 93 1,3 44,0 95	8,8 0,8 7,2-9,7 9,0 9,1
3 437 2 350 1 975	3 035 3,5 88,3	100-9 900 88,3	1 1	0,4 1-2,1 44,4	4 4 4	2,1 1-9 1,7 46,6	75 16,7 48-119 73 1,2 23,2 74	8,1 1,3 6,3-10,5 8,2 16,0
4 815 4 800 2 047	3 911 6,9 81,2	<100-12 800 81,2	1 1	0,6 1-3 54,5	4 4 3	2,4 1-8 2,7 61,5	242 118 78-522 246 1,7 48,9 212	8,7 3,8 4,6-14,6 9,4
2 341 1 500 908	2 193 6,8 93,6	<100-660 93,6	2 1	2,2 1-9 100,0	3 3 2	2,0 1-8 2,9 74,0	229 78,1 111-482 220 1,4 34,1 219	9,1 2,0 7,5-13,0 8,0 21,9
1 015 300	1 388 136,0	<100-3 200 136,0	3 3	1,2 1-4 42,8	2 2	2,5 1-7 96,1	574 254 330-1012 505 44,2	-
3 305 2 800 2 638	2 221 2,1 67,2	300-9 600 67,2	3 1	2,4 1-9 85,7	1 1 1	1,0 1-4 2,3 90,9	497 109 106-642 499 1,4 21,9 478	6,3 2,4 4,3-12,6 5,4 38,0

Tabulka 3 (pokračování)

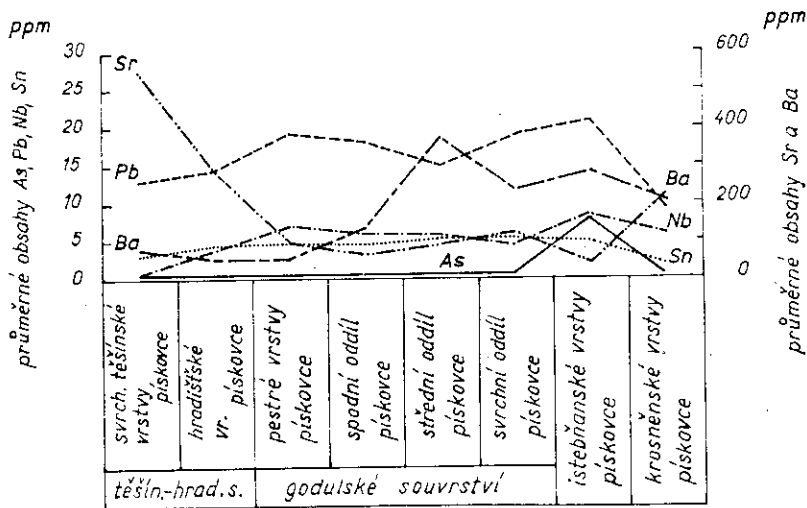
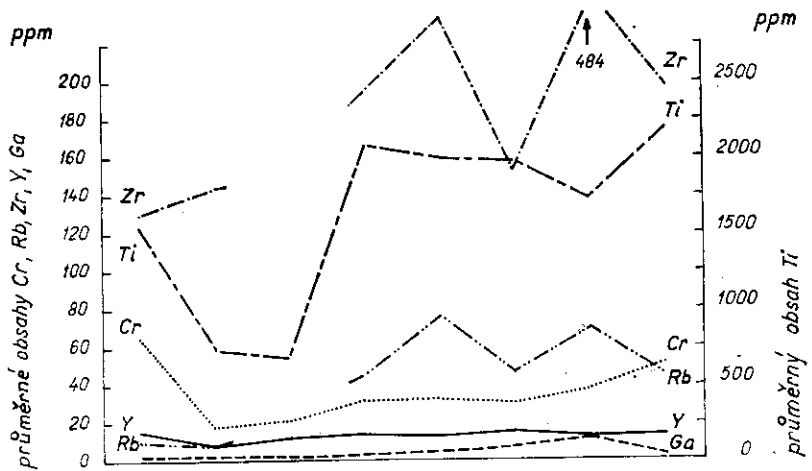
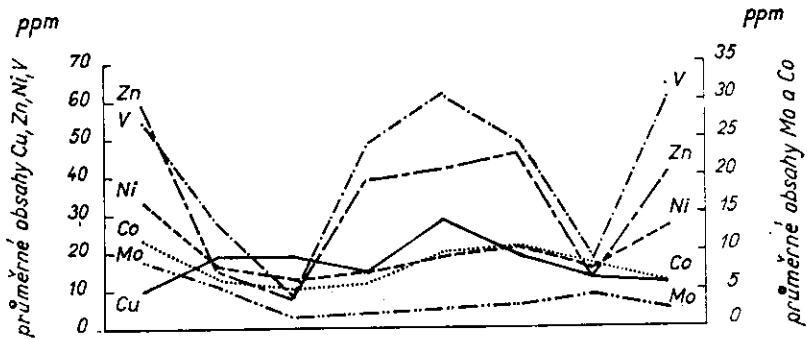
stratigrafická pozice a litologie	počet vzorků	Ti			U			
		\bar{x} $\frac{m}{x_g}$	s s_g	min.—max. V %				
krosněnské vrstvy — jílovec	27	3310 2998 3223	885 1,3	2398—6115 26,1	4,2 4,0 3,9	2,3 1,5	2—14 54,7	
krosněnsko-menilitové vrstvy — jílovec	5	4257		3299—5276	9,5		3,7—21,8	
menilitové souvrství	slínovec	1		1409			2,5	
	jílovec a silicifikované jílovec	25	4615 4586 4478	1126 1,3	2218—7014 24,3	10,6 10,0 8,0	8,8 2,2	2—40,6 83,0
	rohovec	1		1439			2,1	
	tufit	1		3777			21,4	
podrohovecové vrstvy — jílovec	2			1829—4436			4,7—10,2	
podmenilitové souvrství	pestré vrstvy — jílovec	31	5352 5515 5207	1118 1,3	2038—7434 20,8	2,5 2,0 2,3	1,1 1,5	< 1,2—5,8 44,0
	redukční paleocén — jílovec	25	5553 5576 5529	520 1,1	4514—6834 9,4	3,2 3,7 3,0	1,1 1,4	2—5 34,3
istebňanské vrstvy — jílovec	19	5337 5456 5267	815 1,2	2998—6774 15,2	3,7 4,0 3,3	2,1 1,7	< 1,2—11 56,7	
godulské souvrství	svrchní oddíl — jílovec	26	5380 5395 5318	661 1,1	3957—6415 12,5	2,6 2,0 2,5	0,8 1,4	< 1,2—4,2 30,7
	střední oddíl — jílovec	6	5748 5743	464	4916—6115 8,1	3,0 2,9	1,1	2—4,2 36,6
	spodní oddíl — jílovec	27	5061 5066 4982	925 1,2	3500—7196 18,2	3,0 3,2 2,8	1,1 1,5	< 1,2—4,9 36,6
	pestré vrstvy — jílovec	31	3737 3957 3619	903 1,3	2096—5095 24,1	2,4 2,0 2,2	1,0 1,5	< 1,2—5,9 41,6
lhotecké vrstvy — jílovec	32	3532 3617 3473	631 1,2	2218—4616 17,8	2,1 2,0 2,0	0,5 1,3	< 1,2—4 23,8	
veřovické vrstvy — jílovec	31	3312 3219 3256	635 1,2	2398—4676 19,2	2,8 2,0 2,6	1,1 1,4	1,9—5,9 39,2	
těšínko- hradčanské souvrství	hradčanské vrstvy — vápnité jílovec	26	3483 3722 3365	882 1,3	1918—4856 25,3	2,7 2,2 2,5	1,2 1,5	1,2—5,8 42,9
	svrchní těšínské vrstvy — vápnité jílovec	26	3974 4107 3888	822 1,2	2578—5575 20,7	2,8 2,8 2,6	1,1 1,6	1,6—4,3 33,5
těšínské vápence	8	1207 1229	677	360—2218 56,0	2,5 2,2	0,9	2—4 36,8	
spodní těšínské vrstvy — vápnité jílovec	30	1916 1899 1871	451 1,2	1259—3417 23,5	2,4 2,3 2,2	1,0 1,6	1,1—4,1 40,8	

Tabulka 3

V			Y			Zn			Zr		
183	44,7	117-265	24	7,0	5-44	93	15,4	65-118	135	40,8	100-305
181			25			96			124		
178	1,2	24,4	23	1,5	28,6	92	1,2	16,5	132	1,3	30,2
302		203-431	27		18-38	106		86-133	180		121-239
		86			18			38			15
308	106	145-522	24	9,2	5-54	90	44,1	16-194	174	69,4	66-304
318	1,4	34,4	23	1,5	38,1	93	1,8	49,0	171	1,5	39,6
390			22			80			181		
					7			19			25
					14			105			80
		204-247			18-26			53-102			28-150
170	57,5	79-348	25	12,4	5-76	120	43,3	46-264	189	58,7	52-322
163	1,4	33,8	25			116			179	1,4	31,0
162			22	1,9	48,4	114	1,4	35,7	179		
162	30,5	101-214	30	15,9	5-85	120	21,6	72-174	157	26,6	114-193
160	1,2	18,8	27	1,6	52,8	121	1,2	18,0	162	1,2	16,9
159			27			119			155		
165	46,5	75-251	31	6,8	21-48	113	33,0	65-212	226	66,3	112-400
161	1,3	28,0	29	1,2	21,9	112	1,3	29,2	209	1,3	29,3
160			30			108			218		
157	30,4	109-208	26	4,7	12-37	104	11,2	68-121	236	51,5	127-397
155	1,2	19,3	27	1,2	17,8	106	1,1	10,8	232	1,5	21,8
155			26			104			232		
181	41,8	137-236	29	4,9	24-34	125	29,1	95-178	207	39,9	164-268
182		23,1	30		16,7	118		23,2	196		19,2
174	38,9	100-245	26	7,2	14-46	97	18,2	52-118	215	75,3	118-495
173	1,3	22,3	25	1,3	27,0	100	1,2	18,7	202	1,4	35,0
170			26			95			206		
142	53,9	58-266	20	12,2	5-58	89	24,6	22-126	134	34,0	60-181
128	1,5	37,9	18	1,8	60,3	88	1,4	27,8	142	1,3	25,3
133			17			84			130		
120	37,1	75-220	17	4,3	5-24	82	22,7	34-143	129	27,7	77-212
107	1,3	20,9	17	1,4	24,5	81	1,4	27,7	131	1,2	21,4
116			17			79			127		
156	58,0	60-283	19	6,9	6-33	101	38,7	43-218	122	26,5	87-186
155	1,4	37,1	20	1,5	35,0	89	1,5	38,3	120	1,2	21,7
145			18			95			120		
153	48,2	98-279	20	5,9	7-31	100	39,6	40-190	118	27,9	59-178
141	1,3	31,4	20	1,6		93	1,5	39,6	120	1,3	23,6
147			19			93			115		
187	55,2	100-291	22	4,8	13-32	88	22,3	48-140	168	42,7	92-239
172	1,3	29,5	23	1,3	21,3	87	1,3	25,3	170	1,3	25,4
180			22			85			162		
74	50,7	30-179	18	4,1	14-28	48	20,8	27-91	45	29,4	5-99
65		68,5	17		22,7	41		43,3	47		65,3
155	36,2	78-214	21	4,0	14-28	88	14,0	66-100	69	43,4	27-208
160	1,3	23,2	20	1,2	19,0	65	1,2	20,5	60	1,6	62,8
151			20			67			61		



1. Průměrné obsahy stopových prvků v sedimentech slezské jednotky (vzorky z výchozů)



2. Průměrné obsahy stopových prvků v sedimentech slezské jednotky (vzorky z výchozů)

do va a Ronova (1956) a Savula et al. (1963) podmínky vzniku mořských sedimentů. K. H. Wedepohl udává hodnotu 3,88 pro pelitické sedimenty Atlantského oceánu a 2,73 pro pelity Tichého oceánu. Savul et al. (1963) zjistili pro flyšové sedimenty rumunských Karpat hodnotu 6,43 a usuzují na sedimentaci v kontinentálním moři. Průměrné hodnoty tohoto poměru ve stratigrafickém sledu slezské jednotky kolísají od 2,7 do 11,6. Minimální hodnoty, zjištěné v sedimentech godulského souvrství, se blíží k hodnotám uváděným K. H. Wedepohlem. Hodnoty v nejvyšších a bazálních částech slezské jednotky jsou zvýšené.

Průměrné obsahy olova s výjimkou spodních těšínských vrstev a těšínských vápenců odpovídají klarkové hodnotě 20 ppm udávané pro pelity (Kraft et al. 1969, Hawk es - Webb 1962). Nejvyšší obsahy byly zjištěny ve lhoteckých, veřovických a hradištských vrstvách (s max. 71 ppm Pb) ve vzorcích z výchozů, ve středním a svrchním oddílu godulského souvrství a veřovických vrstvách v horninách odebraných z vrtů. Podle Krauskopfa (1956) je převážná část olova v pelitických sedimentech obsažena v Fe-Mn minerálech a v koloidní frakci sedimentu, především v jílových minerálech (obr. 3, 5). S tímto předpokladem jsou v souhlasu zvýšené koncentrace Pb v jílovcích godulského souvrství z vrtů — zvýšené obsahy K₂O a sumy Fe-oxidů, v hradištských a veřovických vrstvách můžeme ještě uvažovat o přítomnosti Pb v sulfidické formě. Také u pískovců se nejvyšší obsahy Pb koncentrují vedle ístebňanských vrstev v godulském souvrství (jak z vrtů, tak z výchozů). V jílovcích redukčního vývoje je Pb ve významné pozitivní korelaci s U, Th, a S.

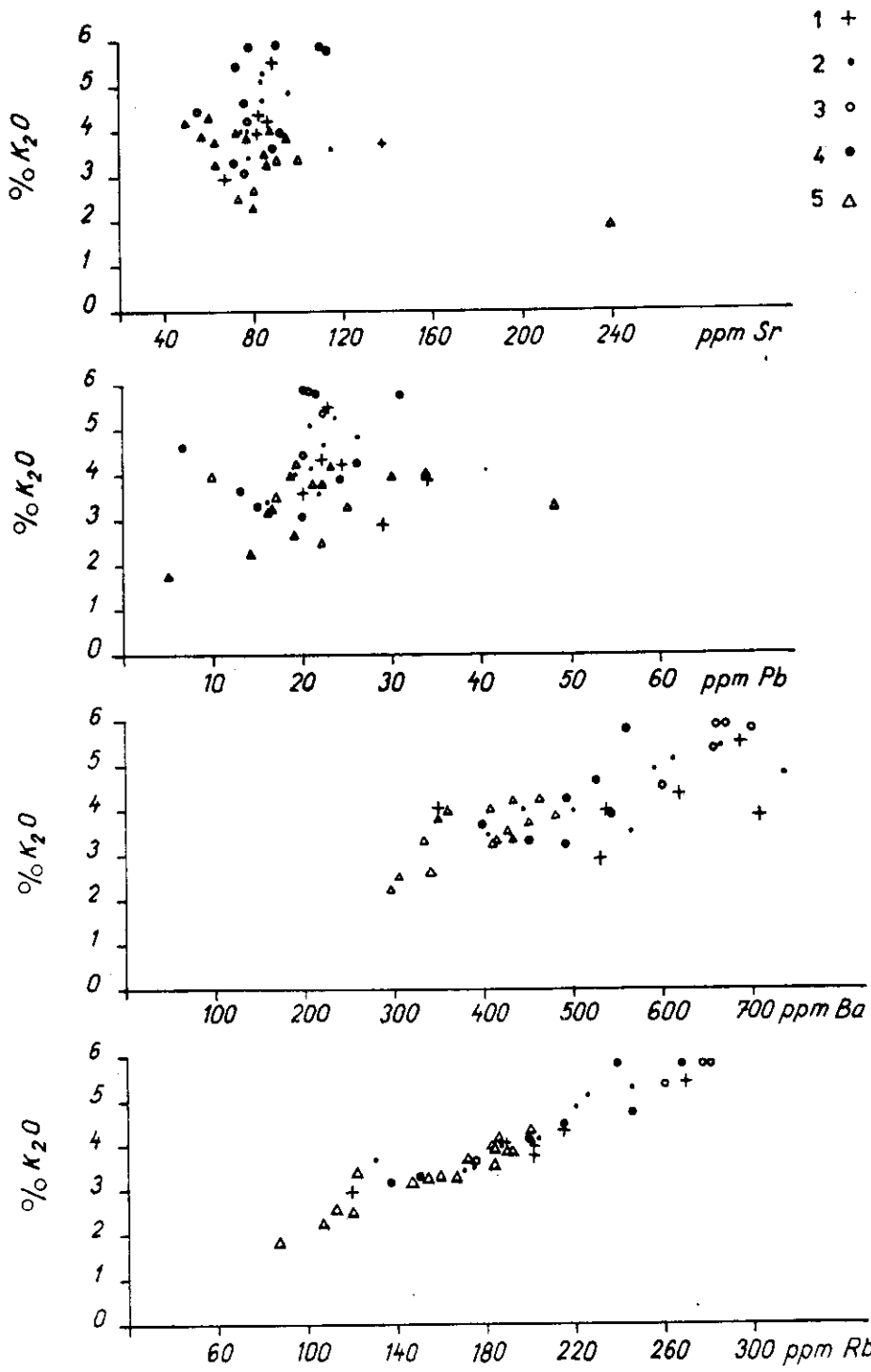
Nejvyšší obsahy chromu jsou vázány na jílovce menilitového a podmenilitového souvrství, zejména redukční paleocén. Ve stratigrafickém profilu slezské jednotky ve vzorcích z vrtů i výchozů lze s nástupem sedimentace spodního oddílu godulského souvrství pozorovat náhlý vzrůst obsahů chromu směrem do nadloží se slabým poklesem v krosněnských vrstvách. U vzorků z výchozů mají pelity těšínských vrstev vyšší obsahy Cr, odpovídající klarku 100 ppm (Kraft et al. 1969). Podle Fröchlicha (1960) je chrom v sedimentech převážně koncentrovaný ve slídových a jílových minerálech, zejména v minerálech skupiny illitu, v menší míře montmorillonitu (Hirst 1962). Lze předpokládat, že v pelitech slezské jednotky bude Cr vázán na uvedené minerály (obr. 4, 6), zvýšené obsahy Cr nad 100 ppm mohou indikovat přítomnost produktů rozkladu pyroklastického materiálu (El Wakeel - Riley 1961, Goldberg - Arrhenius 1958). V pískovcích byly nejvyšší koncentrace Cr zjištěny u vzorků z vrtů ve středním a svrchním oddílu godulského souvrství a ve spodních těšínských vrstvách u pískovců z výchozů. U chromu byla zjištěna častá pozitivní korelace s Ni, V, Zn, Ga, někdy s B, Ti, U (Adamová 1983a).

Koncentrace mědi dosahují svého maxima v jílovcích veřovických vrstev (max. 382 ppm), kde představují téměř trojnásobek klarkové hodnoty (Kraft et al. 1969). Zvýšené obsahy jsou též v podložních hradištských a nadložních

lhoteckých vrstvách. Směrem do nadloží dochází k slabému poklesu a opětovnému vzrůstu v podrohovcových vrstvách a menilitových jílovcích. V krosněnských vrstvách jsou obsahy Cu opět nízké. Tato distribuce je patrná ve vzorcích jak z vrtů, tak z výchozů. Měď může být ve studovaných sedimentech vázána jednak v sulfidické formě, jednak v jílové frakci. V sedimentech menilitového souvrství a podrohovcových vrstev bude určitý podíl mědi pravděpodobně přítomen ve formě organokomplexů. V menilitových jílovcích je Cu ve významné pozitivní korelaci s Mo, Ni, V, Co, Zn a S. Jak bylo uvedeno u koncentrací stříbra, jsou pro veřovické vrstvy typické nejvyšší koncentrace Cu a Ag doprovázené zvýšenými koncentracemi Mo. Tyto zvýšené koncentrace jsou pravděpodobně ovlivněny zvýšeným přínosem těchto prvků uvolňovaných při rozkladu pyroklastického materiálu, provázející těšínský vulkanismus. Slabé zvýšení obsahu Cu je v pískovcích z vrtů i výchozů vázáno na střední oddíl godulského souvrství (slabé zvýšení je patrné i v jílovcích tohoto oddílu).

Průměrné obsahy Ga jeví vzestupnou tendenci od báze slezské jednotky směrem do nadloží s maximálními koncentracemi v podmenilitovém souvrství, odkud dále směrem do nadloží opět klesají s minimální hodnotou v krosněnských vrstvách. Převážná většina obsahů Ga odpovídá klarkové hodnotě — 25 ppm udávané pro pelity (Fairbridge 1972), nebo jsou výrazně vyšší. S velmi blízkými hodnotami iontových poloměrů a ionizačních potenciálů mezi Ga a Al souvisí i vysoký stupeň jejich geochemické příbuznosti (diadochické zastupování). V menším rozsahu Ga následuje též trojmocné železo (blízký iontový poloměr). Gallium je v recentních sedimentech vázáno převážně na jílové minerály (El Wakeel - Riley 1961), a to zejména na minerály skupiny illitu (Nicholls - Loring 1962). Nicholls a Loring (1962) dále uvádějí, že část Ga, které není vázáno v detritických minerálech, bude pravděpodobně v asociaci s organickou hmotou (adsorbováno na C_{org}). Zvýšené obsahy Ga v podmenilitovém souvrství budou souviset hlavně se zvýšenými obsahy železa (zejména Fe_2O_3), v istebňanských vrstvách vedle možnosti asociace s organickou substancí a v godulském souvrství (kromě pestrých vrstev) také se zvýšenými obsahy slídových minerálů (minerály skupiny illitu — výrazně zvýšené obsahy K_2O). V jílovcích spodního oddílu godulského souvrství nebyl nalezen žádný korelační vztah jak s Al_2O_3 , tak se \sum oxidů Fe (obr. 4). V převážné části sedimentů byla zjištěna pozitivní korelace mezi Ga a Rb, Mo, Sn, Th, někdy též s Cr a Ti.

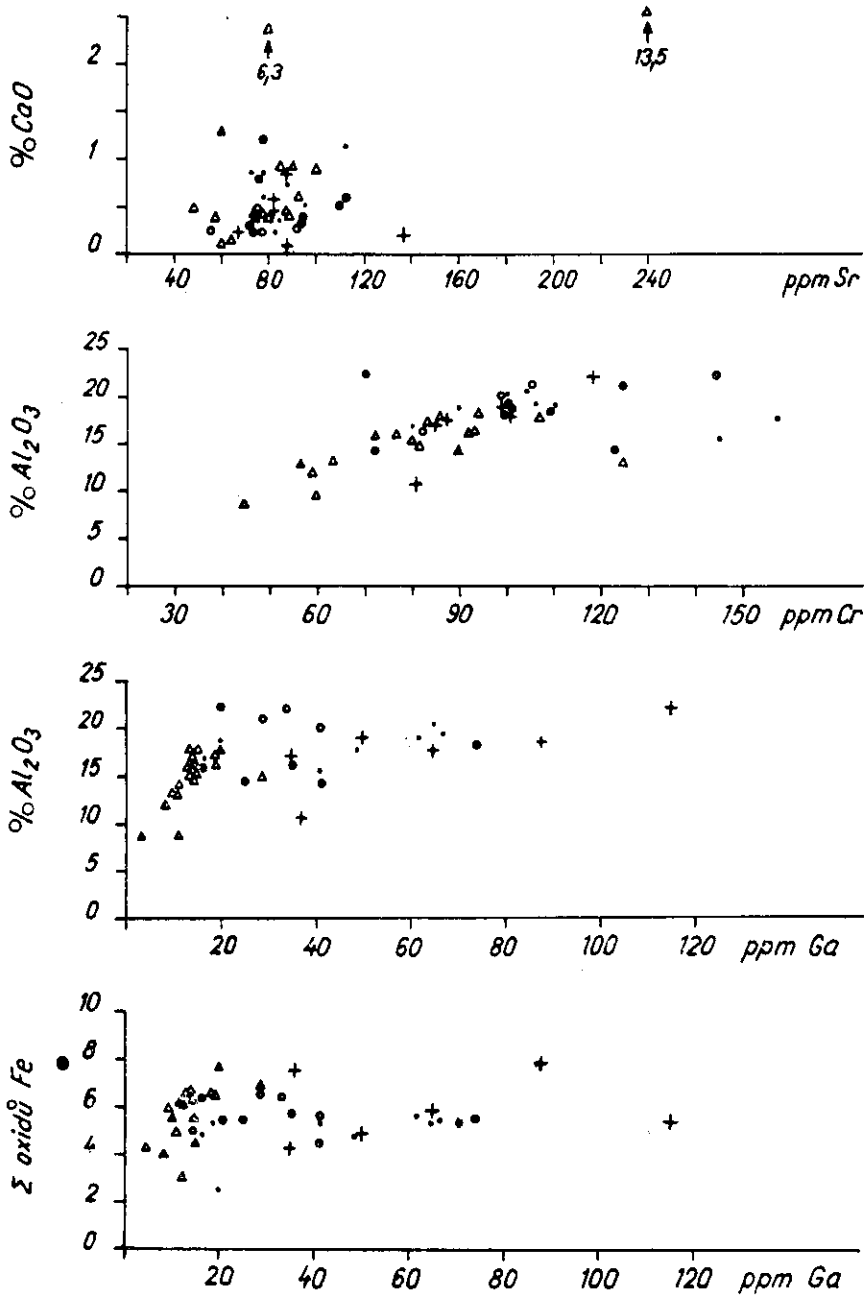
Nejvyšší obsahy molybdenu jsou vázány na horniny menilitového souvrství, slabě zvýšené jsou ještě v krosněnských vrstvách (hlavně v jejich bazální části), dále ve veřovických vrstvách a v těšínsko-hradištském souvrství. O možnosti zvýšených koncentrací v těšínsko-hradištském souvrství a veřovických vrstvách bylo diskutováno v souvislosti s mědí. Molybden, podobně jako další těžké kovy (Cu, Ni, Co, Zn ap.), může být vázán v oxidických minerálech železa nebo koloidní frakci sedimentu. Podle některých autorů (Isajeva 1974, Leva-



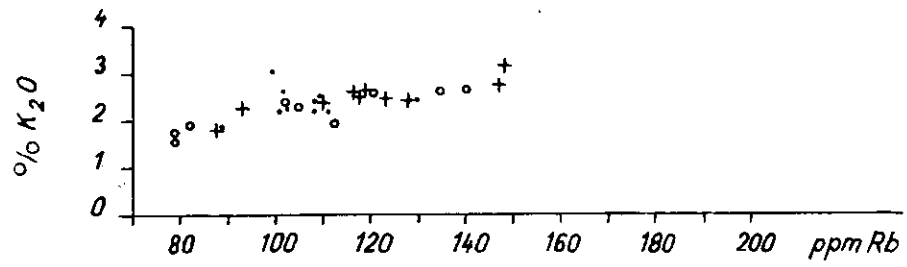
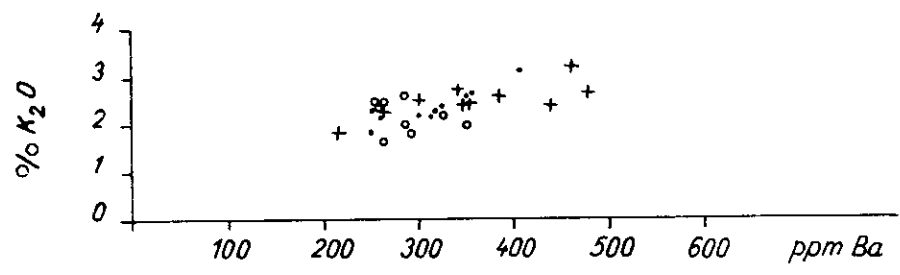
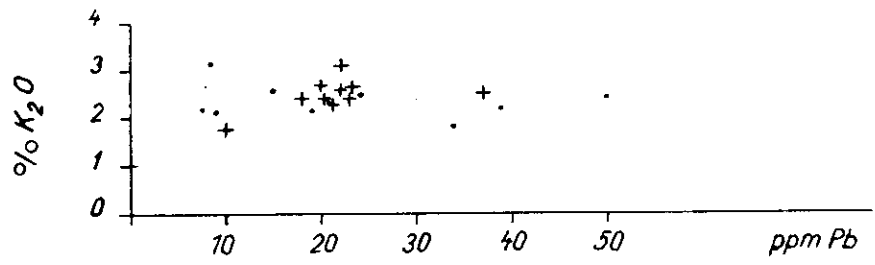
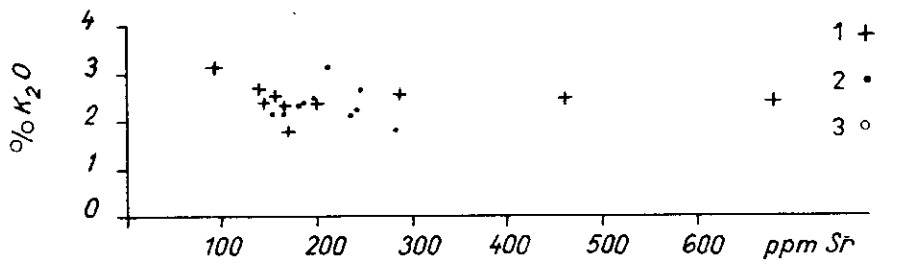
šev et al. 1975) mohou být zvýšené koncentrace Mo pozitivně ovlivněny přítomností pyroklastického materiálu. S tímto zjištěním je ve shodě vysoký obsah Mo ve vzorku tufitu (tab. 3). Molybden také patří mezi prvky, jejichž akumulace probíhá též chemickou cestou procesem pohlcování z mořské vody. Biochemické obohacování závisí na charakteru planktonu, který převládá v bazénu. Molybden — jako biokatalyzátor je důležitým aktivátorem v transformaci nitrátů na nitrity u modrozelených a zelených řas (Aron et al. 1955). V sedimentech s převahou vápenného planktonu se objevují vyšší koncentrace Mo (př. globigerinové slíny — Adamová 1980, Adamová - Stránil 1984). V horninách menilitového souvrství jsou výrazně zvýšené koncentrace Mo a V (jak bude uvedeno dále), což odpovídá smíšenému charakteru planktonu. Na základě výsledků studia lze předpokládat, že Mo v menilitovém souvrství se koncentroval jednak biochemickou cestou, jednak jako primární zdroj alespoň části Mo přistupuje pyroklastický materiál (přítomnost tufitu v menilitovém souvrství, obsahy cristobalitu a zvýšené množství montmorillonitu v jílovcích). Zvýšené obsahy Mo byly také zjištěny v pískovcích těšínsko-hradištského souvrství. Významné pozitivní korelace byly nalezeny zejména mezi Mo a Sn, Ag, As, Ga, Th a S. V menilitovém souvrství s U, V, Cu a Ni. S uranem je také významná korelace v jílovcích redukčního paleocénu a spodních těšínských vrstev (Adamová 1983a).

Koncentrace vanadu jsou v celém litostratigrafickém profilu slezské jednotky (s výjimkou lhoteckých vrstev) zvýšené proti klarkové hodnotě 130 ppm (Kraft et al. 1969). Maximální koncentrace dosahuje vanad v horninách menilitového souvrství. V godulském souvrství byly nejvyšší obsahy V, podobně jako Cu, Ba a Rb nalezeny jak v jílovcích, tak pískovcích středního oddílu (Adamová 1980, Adamová in Menčík et al. 1983). Významnými nositeli vanadu by mohly být jílové minerály (zejména minerály skupiny montmorillonitu — Hirst 1962), Fe-oxidické minerály a snad i autigenní minerály Ti (Harder 1951, Goldberg - Arrhenius 1958). Zvýšené obsahy V mohou být vázány na dispergovanou organickou hmotu. Vanad projevuje také tendenci k biochemické koncentraci v sedimentech s převahou křemičitého planktonu (Harvey 1939). Hraje úlohu katalyzátoru v procesech fotosyntézy, tzv. „dark reaction“ (Aron - Wessels 1953). Uchovává se v sedimentech v důsledku tvorby pevných metaloorganických komplexů. Zvýšené obsahy V mohou být přítomny v pyroklastickém materiálu (viz vysoký obsah vanadu v tufitickém sedimentu z menilitového souvrství — 1121 ppm). To, co bylo řečeno o způsobu koncentrace molybdenu v menilitovém souvrství, bude

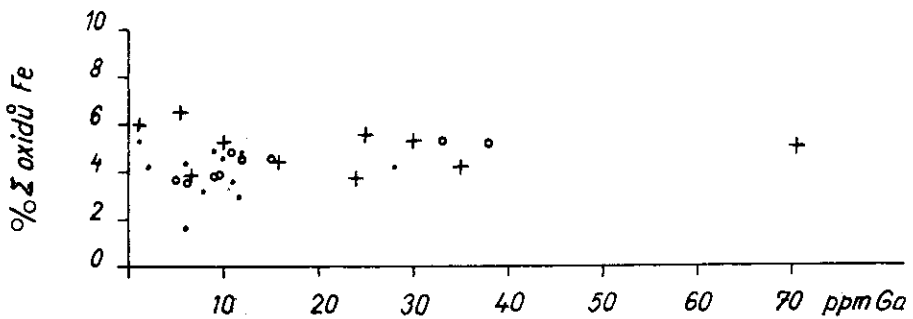
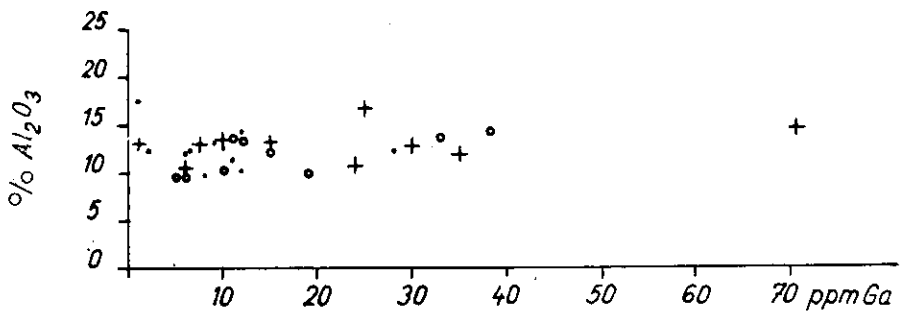
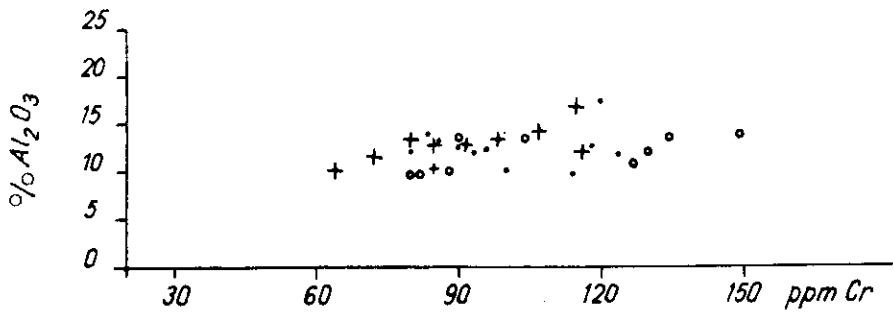
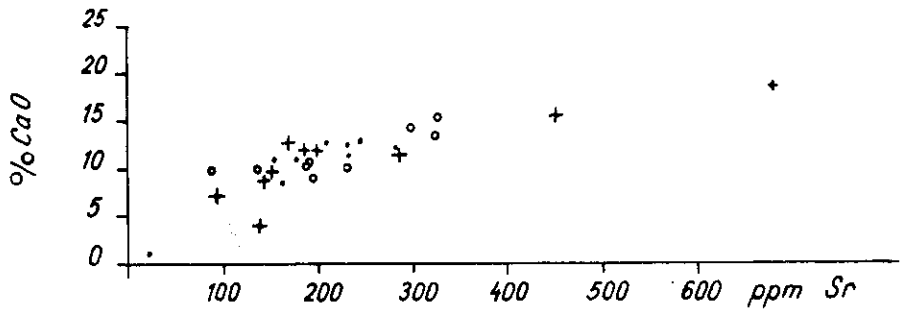
-
3. Bodový diagram Rb-K₂O, Ba-K₂O, Pb-K₂O, Sr-K₂O v pelitických sedimentech istebňanských vrstev a godulského souvrství slezské jednotky
 1 — istebňanské vrstvy; 2 — svrchní oddíl godulského souvrství; 3 — střední oddíl godulského souvrství; 4 — spodní oddíl godulského souvrství; 5 — pestré vrstvy godulského souvrství



4. Bodový diagram Ga- Σ oxidů Fe, Ga-Al₂O₃, Cr-Al₂O₃, Sr-CaO v pelitických sedimentech istebňanských vrstev a godulského souvrství slezské jednotky
Vysvětlivky viz obr. 3



5. Bodový diagram Rb-K₂O, Ba-K₂O, Pb-K₂O, Sr-K₂O v jílovcích krosněnských vrstev slezské jednotky a ždánicko-hustopečského souvrství ždánické jednotky
 1 — krosněnské vrstvy; 2 — ždánicko-hustopečské souvrství, flyšový vývoj; 3 — ždánicko-hustopečské souvrství, pelitický vývoj



6. Bodový diagram Ga- Σ oxidů Fe, Ga- Al_2O_3 , Cr- Al_2O_3 , Sr-CaO v jílových krosněnských vrstvách slezské jednotky a ždánicko-hustopečského souvrství ždánické jednotky
Vysvětlivky viz obr. 5

s největší pravděpodobností platit i pro vanad (s vazbou vanadu na minerály skupiny montmorillonitu a metalloorganické sloučeniny). Pro vanad jsou charakteristické pozitivní korelace s Ni, Cr, Zn a U; v menilitovém souvrství zejména s U, Mo, dále s As, Cu, Ni, Zn, Cr a Co.

Nejvyšší obsahy zinku jsou vázány na jílovce podmenilitového souvrství a středního oddílu godulského souvrství, minimální koncentrace byly zjištěny v bazální části slezské jednotky. Koncentrace zinku v celé slezské jednotce odpovídají klarkové hodnotě 80 ppm nebo jsou vyšší (Kraft et al. 1969, Vinogradov 1962). Zinek je převážně vázán v sulfidické formě (např. v jílovcích redukčního paleocénu a istebňanských vrstvách), v jílové frakci sedimentu a v Fe-oxidických minerálech (zejména v pestrých jílovcích podmenilitových vrstev).

Nejvyšší koncentrace síry jsou přítomny v horninách menilitového souvrství, v bazální části krosněnských vrstev, v podrohovcových vrstvách a redukčním paleocénu, zvýšené jsou obsahy S v těšínsko-hradištském souvrství, veřovických a istebňanských vrstvách (klark síry pro pelitické sedimenty je podle Krafta et al. 1969 — 3000 ppm, podle Hawkesa a Webba 1962 — 1100 ppm). Zvýšené obsahy S dobře korelují s výrazně redukčním charakterem sedimentačního prostředí výše jmenovaných vrstev a souvrství. Síra je převážně vázána v sulfidické formě (pyritu), v menilitovém souvrství ještě ve formě sulfátové — častý výskyt sádrovce a jarositu (ve vzorcích z povrchových výchozů). Část síry v menilitovém souvrství a podrohovcových vrstvách bude mít pravděpodobně organogenní původ. V pískovcích jsou nejvyšší obsahy S vázány v těšínsko-hradištském souvrství.

Koncentrace stroncia v pelitických sedimentech slezské jednotky jsou obecně nižší, než průměrná hodnota 450 ppm udávaná pro pelity (Kraft et al. 1969). Výjimku představují vápnité jílovce a slínovce spodních těšínských vrstev a podrohovcových vrstev, slínovce menilitového souvrství a těšínské vápence (klarková hodnota pro karbonáty je 610 ppm Sr — Kraft et al. 1969). Nejnižší obsahy Sr jsou přítomny v sedimentech veřovických a pestrých godulských vrstev, ve středním oddílu godulského souvrství a v redukčním paleocénu. Tyto výsledky potvrzují pozorování z recentních mořských sedimentů, ve kterých obsahy Sr dobře korelují s obsahy CaO (Goldberg - Arrhenius 1958, El Wakeel - Riley 1961 aj.). Výjimkou ve studovaných sedimentech jsou jílovce godulského souvrství a istebňanských vrstev, v nichž nebyla nalezena žádná korelace s CaO ani s K₂O (obr. 3 a 4). V souladu s poznatkami z pelitických hornin jsou i koncentrace Sr v pískovcích s maximem v těšínsko-hradištském souvrství a zvýšenými obsahy v krosněnských vrstvách a svrchním oddílu godulského souvrství.

Průměrné obsahy cínu jsou v sedimentech slezské jednotky velmi nízké, nedosahují většinou ani poloviny klarkové hodnoty 10 ppm, kterou pro pelity udávají Kraft et al. (1969), Hawkes a Webb (1962) udávají dokonce

40 ppm. Maximální koncentrace Sn byly zjištěny v pestrých jílovcích podmenilitových vrstev a lhoteckých vrstvách. Významné pozitivní korelace s cínem byly nalezeny u Ag, Ga, Cu, S, Mo, U, někdy též u V. Cín je v korelaci s U v podmenilitovém souvrství a ve svrchním a středním oddílu godulského souvrství.

Průměrné obsahy antimonu dosahují maxima v bazální a nejvyšší části slezské jednotky (slabé zvýšení vzhledem ke klarku 2 ppm, udávaného pro pelity K r a f t e m et al. 1969) a v pestrých jílovcích podmenilitových vrstev. V ostatních litostratigrafických členech jsou obsahy Sb velmi nízké. Nejčastější pozitivní korelace antimonu jsou s Th, V, dále Cr, Mo a U.

Obsahy niobu v sedimentech celé slezské jednotky nikde nedosahují průměrných hodnot, uváděných K r a f t e m et al. (1969) a V i n o g r a d o v e m (1962) — 20 ppm. Maximální koncentrace Nb jsou vázány na svrchní část godulského souvrství, dále na istebňanské a podmenilitové vrstvy a redukční paleocén. Lze říci, že poměrně dobře sledují koncentrace Cr. Kromě korelace s Cr je niob často v korelaci s Rb, Th, Ti, Zr, Ga, ve středním oddílu godulského souvrství s Mo, As, U a Cr.

Ytrium dosahuje klarkové hodnoty 30 ppm (K r a f t et al. 1969) v jílovcích istebňanských vrstev, redukčního paleocénu a středním oddílu godulského souvrství. Ytrium má tendenci poklesu od těšňanských po lhotecké vrstvy; s nástupem sedimentace godulského souvrství obsahy Y stoupají a dosahují maxima v jílovcích istebňanských vrstev a redukčního paleocénu, odkud je patrný opět slabý pokles do nadloží. Ytrium vykazuje pozitivní korelaci zejména se Zn, Ba, Ga, Th, někdy také s Ti a Zr. Výrazným deficitem se vyznačují koncentrace Y v pískovcích (klarková hodnota 40 ppm — K r a f t et al. 1969).

Koncentrace rubidia jsou ve svrchní a zejména spodní části slezské jednotky značně deficitní vzhledem ke klarkové hodnotě pro pelitické sedimenty — 200 ppm (K r a f t et al. 1969) a 250 ppm (K r a u s k o p f 1967). S nástupem sedimentace godulského souvrství obsahy Rb rychle vzrůstají (s maximem 264 ppm ve středním oddílu). Náhlý pokles v množství Rb nastává v nadloží menilitového souvrství. Jak ukazují bodové diagramy (obr. 3, 5), bude převážná část Rb vázána v jílové frakci sedimentů, především na slídkové minerály.

Koncentrace zirkonia se vyznačuje minimálními obsahy v bazální a nejvyšší části slezské jednotky a maximem v godulském souvrství a istebňanských vrstvách. Tomuto rozdělení odpovídají i koncentrace Zr v pískovcích (s maximálními obsahy ve středním oddílu godulského souvrství). Udávaná klarková hodnota pro pískovce i jílovce je podle K r a f t a et al. (1969) — 200 ppm. Zirkonium kromě vazby na těžké minerály (zirkon) bude přítomno též v koloidní frakci sedimentů. Pro zirkonium jsou charakteristické významné pozitivní korelace s Rb, Ti, Th, často též s Ga, Y a V.

Koncentrace titanu pozvolna vzrůstají od báze slezské jednotky směrem do nadloží s náhlým vrůstem ve spodním oddílu godulského souvrství. Maximální

obsahy Ti byly nalezeny ve středním oddílu godulského souvrství a v redukčním paleocénu, minimální pak ve veřovických a krosněnských vrstvách. Průměrné obsahy titanu pro pelity udává *Shaw* (1954) — 0,81 % TiO_2 , *Kraft et al.* (1969) — 4500 ppm Ti. Podle *Goldschmidta* (1954) je nosným minerálem titanu v pelitech obecně rutil, částečně též anatas. Vedle klastického rutilu může být titan vázán na jílovou frakci sedimentu (zejména minerály skupiny montmorillonitu — *Midgiso* 1960). Titan bývá v sedimentech slezské jednotky v pozitivní korelaci zejména s Rb, dále Zr, Th, v menším rozsahu s Ga, V a Cr (*Adamová* 1983a).

Typ rozdělení stopových prvků v pelitických sedimentech slezské jednotky

Na základě výsledků statistické analýzy (hodnoty šikmosti a špičatosti) bylo u sledovaných prvků v jednotlivých litostratigrafických členech slezské jednotky stanoveno zhruba toto rozdělení.

Ag, Sb a U mají v celém profilu slezské jednotky rozdělení blízké se k lognormálnímu typu; As, Ga, Mo, Sn, S a Sr mají převážně téměř lognormální typ rozdělení; k normálnímu rozdělení se blíží síra jen ve spodních těšínských a hradištských vrstvách, stroncium v hradištských, veřovických, spodních godulských vrstvách a redukčním paleocénu, cín v hradištských až pestrých godulských vrstvách, molybden v hradištských a veřovických vrstvách a menilitových jílovcích, Ga v pestrých godulských vrstvách a menilitových jílovcích, As v menilitových jílovcích, redukčním paleocénu a ístebňanských vrstvách.

Ostatní prvky — B, Be, Ba, Co, Cr, Cu, Nb, Ni, Pb, Rb, Th, Ti, V; Y; Zn a Zr mají převážně charakter rozdělení blízký k normálnímu typu (*Adamová* 1983a,b).

Z výsledků studia vyplývá, že celá řada stopových prvků má více či méně lognormální rozdělení v horninách godulského souvrství a spodní části slezské jednotky — spodních těšínských vrstvách, event. i v těšínsko-hradištském souvrství. Bór, titan a zejména zirkonium mají téměř lognormální rozdělení v krosněnských vrstvách. Stejný charakter rozdělení těchto prvků byl zjištěn v nejvyšší části ždánické jednotky ve ždánicko-hustopečském souvrství (*Adamová* 1980).

Koncentrace prvků vzácných zemin, uranu, thoria a hafnia

Prvky vzácných zemin

Nejvyšší obsahy sledovaných prvků vzácných zemin (R.E.E.) jsou vázány v jílovcích redukčního paleocénu, ístebňanských vrstev a godulského souvrství (tab. 5). Na tyto jílovce jsou zároveň také vázány nejvyšší obsahy Hf a Y. Hodnoty poměrů lehkých a těžkých prvků vzácných zemin dosahují svého

maxima v godulském souvrství (42—48). Velice blízké obsahy jsou charakteristické pro jílovce lhoteckých vrstev a spodních a svrchních těšínských vrstev. V celém sledovaném profilu je patrna negativní Eu anomálie vzhledem k chondritům (C11 — W e d e p o h l 1975), což odpovídá dobře vyvinuté zemské kůře (T a y l o r - M c L e n n a n 1981). Ve srovnání s obsahy těchto prvků v severoamerických jílových břidlicích (North American Shales — N A S ; H a s k i n et al. 1968) má výraznější evropskou anomálii godulské souvrství (příl. 1).

Hodnoty poměru La/Th se ve sledovaném profilu slezské jednotky pohybují od 2,08 (rohovec) do 4,0 (spodní těšínské vrstvy). Pro svrchní zemskou kůru byl tento poměr stanoven 2,7 (M c L e n n a n et al. 1980). Vysoké poměry La/Th a nízké poměry Th/U indikují podíl materiálu vulkanického původu (B h a t t i a - T a y l o r 1981). Nejvyšší hodnoty poměru La/Th byly nalezeny v menilitovém a těšínsko-hradištském souvrství. Naopak hodnoty poměrů Th/Yb a Th/U jsou v horninách těchto souvrství nejnižší. Relativně slabé obohacení La vůči Ce (hodnoty poměru La/Ce — F a i r b r i d g e 1972) lze pozorovat v těšínských a podrohovcových vrstvách, v jílovcích menilitového souvrství a středního oddílu godulského souvrství.

Všechny tyto údaje ukazují, že při sedimentaci godulského souvrství, istebňanských vrstev a částečně i redukčního paleocénu se významně uplatnil materiál granitoidního charakteru, ev. starší sedimenty odvozené z obdobného materiálu. V těšínských vrstvách a zejména v menilitovém souvrství lze konstatovat určitý příspěvek materiálu vulkanické provenience.

Uran

Obsahy uranu sledují v celém profilu slezské jednotky obsahy vanadu. Nejvyšší koncentrace U jsou přítomny v horninách menilitového souvrství, v bazální části krosněnských vrstev a v podrohovcových vrstvách. Slabé zvýšení vzhledem ke klarku uranu (pro sedimentární horniny 1,2 ppm — K i t a - B a d a k - B a d a k - S a l d a n 1965; 3,2 ppm pro šedé, rudé a zelené jílovce až jílové břidlice — F a i r b r i d g e 1972) bylo zjištěno v istebňanských vrstvách. Zvýšené obsahy uranu v menilitovém souvrství byly prokázány také ve ždánické jednotce (A d a m o v á 1980, A d a m o v á - S t r á n í k 1984) a ve slezské jednotce polských flyšových Karpat, kde koncentrace uranu dosahují až 620 ppm (B a d a k - G r u s z c z y k - K i t a - B a d a k 1965; K i t a - B a d a k - B a d a k - S a l d a n 1965). Tyto vysoké koncentrace jsou vázány na bituminózní břidlice ve spodní části menilitového souvrství (s obsahy organické hmoty od 4 do 13 %). Podle těchto autorů se uran vyskytuje v horninách v dispergované formě spojený s bituminózní substancí.

V menilitovém souvrství je uran pravděpodobně syngenetického původu a koncentruje se procesem sorpce na planktonní organismy nebo na organickou

substanci v době její bitumenizace. Nejvyšší obsahy U byly nalezeny v diatomitech menilitového souvrství ždánické jednotky s vyšším podílem bitumenů v organické hmotě (A d a m o v á 1983a). Lze tedy uvažovat o přínosu uranu do sedimentační pánve s vulkanickým materiálem, při jehož rozkladu přechází částečně do sedimentu, částečně zůstává v mořské vodě, odkud je sorbován organickou hmotou a jílovými minerály. Určité množství uranu mohlo být do bazénu přineseno povrchovými vodami z pevniny (G a b i n e t 1959).

O přínosu uranu spolu s pyroklastickým materiálem do sedimentační pánve menilitového souvrství svědčí jeho vysoký obsah v tufitických sedimentech ze slezské i ždánické jednotky.

Thorium

Koncentrace thoria v sedimentech slezské jednotky dobře korespondují s obsahy prvků vzácných zemin. Nejvyšším obsahům Th (klarková hodnota pro pelity je 11 ppm — K r a f t et al. 1969), které jsou vázány na godulské souvrství, ístebňanské vrstvy a redukční paleocén, odpovídají i nejvyšší obsahy Y a R.E.E. (tab. 5).

Hodnoty poměrů K/Th, které jsou podle P l i l e r a a A d a m s e (1962) pro jílovce a jílové břidlice poměrně konstantní a blízké hodnotě 2200, dosahují svého maxima v jílovcích godulského souvrství. Zvýšené obsahy K a vyšší hodnoty K/Th odrážejí vzrůst podílu jílového materiálu, především minerálů skupiny illitu v sedimentu. Odpovídající zvýšené koncentrace Th indikují, že thorium je v těchto sedimentech sdruženo hlavně s jílovou frakcí a to buď v jemných detritických rezistentních částicích, nebo adsorbováno přímo na jílové minerály (adsorpční účinky jílu na thorium ukazují, že jily mají kapacitu adsorbovat mnohem více Th za geologických podmínek, než jak se zdálo dříve; P l i l e r - A d a m s 1962). U hornin godulského souvrství dochází k určitému poklesu v obsazích Th vzhledem k vysokým hodnotám obsahu draslíku. Tato změna lineárního trendu ve vztahu K k Th by mohla být dána, ale pouze v nepatrné míře, minerálním složením, ve kterém vedle zcela převládajících minerálů ze skupiny slid může být v nepatrném množství přítomen i draselný živce (nebyl však rentgenograficky zjištěn): jako hlavní faktor, jenž ovlivnil množství Th. Lze uvažovat velkou rychlost sedimentace (krátké časové období pro možnost sorpce Th na jílové minerály).

U thoria je celkově patrný shodný trend jeho koncentrace s koncentracemi nejen prvků vzácných zemin a Y, ale též Ti, Zr, Rb, Nb a do určité míry i sumy oxidů železa.

Hafnium

Vzhledem k průměrným hodnotám — 3 až 4,5 ppm Hf, které pro zemskou kůru udává F a i r b r i d g e (1972), je patrné výraznější obohacení hafniem

Tabulka 5

Průměrné obsahy (medián) a koncentrační rozsahy (v ppm) prvků vzácných ze K/Th, Th/U v horninách slezské jednotky. Ch — hodnoty poměrů zjištěných obs NAS — dto k obsahům v severoamerick

stratigrafická pozice a litologie		počet zorků	La min.—max. m NAS CH	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb
krosněnské vrstvy — jílovec		8	23,1—39,0 31,8 0,99 101	44,7—73,1 59 0,8 71	4,2—6,17 5,8 1,01 29	0,88—1,33 1,2 0,97 16,5	<1—1,6 <1	1,82—2,8 2,1 0,68 11
menilit-krosněnské vrstvy — jílovec		2	34,3—44,5 1,07 110 1,39 143	70—92,2 0,96 83 1,26 110	6,32—8,7 1,11 31,6 1,53 43,6	1,15—1,52 0,92 15,3 1,22 20,2	1,2—1,25 1,4 24 1,47 25	2,4—3,5 0,77 12 1,27 20
menilitové souvrství	jílovec	11	26,8—37,1 31 0,97 100	50,2—66,4 59 0,8 71	4,4—6,69 5,9 1,03 29,4	0,91—1,47 1,3 1,04 17,7	<1—1,41 <1	1,94—2,8 2,2 0,71 11
	rohovec	1	7,41 0,23 23,9	13,2 0,18 15,7	1,38 0,24 6,9	0,28 0,23 3,8	<1	<1
	slínovec	1	13,3 0,42 43	24,2 0,33 28,8	2,5 0,44 12,5	0,61 0,49 8,4	1	1,12 0,36 5,
	tufit	1	20,5 0,64 66,1	35,9 6,5 42,7	4,97 0,9 25	1,23 0,99 16,8	1	1
podrohovecové vrstvy — vápniť jílovec		1	17,4 0,54 56,1	33,7 0,76 40,1	3,58 0,63 17,9	0,77 0,62 10,5	<1	<1
podmenilitové souvrství	pestré vrstvy — jílovec	6	24,5—36,3 31 0,97 100	54,3—77,0 68 0,95 80	4,93—7,2 6,0 1,06 30,3	1,0—1,48 1,3 1,06 18,1	<1—1,17 ~1	2,13—3,2 2,5 0,8 12,
	redukční paleocén — jílovec	7	29,2—46,2 37 1,14—119	66,6—91,2 83 1,2 99	6,1—9,9 7,7 1,4 38,5	1,28—1,9 1,64 1,32 22,5	<1—1,78 <1	2,32—3,7 2,9 0,93 11

Tabulka 5

E.E.), U, Th, Y, Hf, a průměrné hodnoty poměrů La/Th, Th/Yb, La/Ce, Hf/Zr,ých prvků k obsahům udávaným pro chondrity (K. H. Wedepohl 1975)
dlicích (M. A. Haskin et al. 1968)

Lu	Σ R.E.E.	La-Eu/Yb-Lu	Th	La/Th	Hf	Zr	U	K/Th
	Σ R.E.E.+Y		Th/Yb	La/Ce	Y	Hf/Zr	Th/U	
29-0,39 0,36 74 11,4	100 126	36	7,6-12,9 m 9,5 4,5	3,34 0,53	2,5-5,04 m 4,0 25	132 0,03	<1,2-8,2 m 4,2 2,5	2372
31-0,69 ,64 10 43 22,2	116-153 239-181	25-28	10,5-14,3 3,6 4,4	3,1-3,27 0,49	3,5-6,9 23 28	123-238 0,03	2,0-10,4 1,4-5,2	2121-2551
28-0,5 0,36 76 11,4	105 131	37	5,3-11,5 m 9,2 3,93	3,62 0,53	1,6-6,18 m 4,5 26	148 0,03	4,4-24,8 m 11,5 0,8	2260
0,10 21 3,2	22,9 29,9	-	3,55 -	2,08 0,56	1,07 7	25 0,04	1,1 3,5	1032
0,16 .33 5,2	41,9 59,9	32	3,63 3,24	3,66 0,55	1,59 18	15 0,13	2,5 1,4	1943
0,28 .58 9,0	63,3 77,3	-	6,25 -	3,28 0,57	3,29 14	80 0,04	21,4 0,29	
0,28 .58 9,0	56,3 74,3	-	5,49 -	3,17 0,52	<1 18	28 -	9,28 0,59	1704
27-0,51 0,36 .7 11,4	110 137	39	11,1-14,6 m 12,2 4,77	2,66 0,48	3,6-8,8 m 4,7 26	162 0,03	<1,2-5,2 m 3,6 3,7	2100
30-0,54 0,46 .94 14,8	133 165	39	11,5-17,7 m 13,8 4,8	2,74 0,48	3,4-6,97 m 4,9 27+	169 0,03	<1,2-4,3 m 2,9 5,3	1805

Tabulka 5 (pokračování)

stratigrafická pozice a litologie		počet vzorků	La min.—max. m NAS CH	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb
Istebnánské vrstvy — jílovec		8	24,8—51,1 36,2 1,13 117	66,0—108,1 77,5 1,05 92,3	6,07—10,7 6,8 1,2 34	1,1—2,61 1,43 1,15—19,6	<1—1,13 1,03 1,21 21	1,49—3,11 2,92 0,85 15,4
godulské souvrství	svrchní oddíl — jílovec	5	34,3—43,5 37,5 1,17 121	64,0—78,0 73,5 1,01 87,5	5,3—6,73 6,3 1,1 32	0,88—1,26 1,15 0,94 16	<1—1,1 1	1,9—2,98 2,4 0,78 12,4
	střední oddíl — jílovec	4	32,5—50,3 43,4 1,36 140	60,0—78,5 75 1,01 89	4,8—5,48 5,2 0,9 26	0,94—1,11 1,0 0,8 13,7	<1—1,23 1,0 1,2 21	1,51—3,1 2,1 0,68 11,1
	spodní oddíl — jílovec	4	36,7—45,0 40,3 1,26 130	57,0—84,1 78 1,08 93	3,7—6,32 6,0 1,08 30	0,9—1,42 1,12 0,9 15,3	<1—1,26 <1	1,9—2,76 2,5 0,8 13
	pestré godulské vrstvy — jílovec	6	28,6—37,3 33,1 1,03 107	56,6—87,0 70 0,94 83	4,6—8,07 5,6 0,94 28	0,98—2,81 1,3 1,04 17,8	<1—1,44 <1	1,55—2,36 2,0 0,66 10,5
lhotecké vrstvy — jílovec		6	19,5—26,5 23,4 0,73 76	40,5—55,0 47 0,64 56	3,6—4,63 4,0 0,7 20	0,77—1,03 0,86 0,7 11,8	<1	1,32—2,31 1,7 0,55 8,9
veřovické vrstvy — jílovec		6	18,7—35,0 24,8 0,77 80	36,6—66,5 55 0,75 65	3,22—6,2 5,0 0,88 25	0,76—1,7 1,17 0,96 16,0	<1	1,3—2,31 1,9 0,6 10
těšínsko-hradištské souvrství	hradištské vrstvy — jílovec	5	22,2—32,2 31,0 0,97 100	50,0—73,8 69 0,94 82	4,3—7,03 5,7 1,0 29	0,98—1,72 1,33 1,04 18,2	<1—1,69 <1	2,05—2,38 2,2 0,7 11,5
	svrchní těšínské vrstvy — vápnité jílovec	6	26,4—36,2 29,6 0,89 94	48,3—75,0 52 0,71 62	3,74—7,3 4,1 0,74 21	0,87—1,7 0,9 0,72 12,3	<1—1,29 <1	1,2—2,61 1,8 0,59 9,6
spodní těšínské vrstvy — vápnité jílovec, sílanovec		7	17,9—38,0 23,1 0,72 75	26,7—71,0 40 0,54 48	2,87—4,84 3,7 0,64 18	0,84—1,0 0,84 0,68 11,5	<1	1,35—3,2 1,8 0,57 9,5

v istebnánských vrstvách a godulském souvrství, zejména ve svrchním a spodním oddílu. Poměr Hf/Zr je v celém litostratigrafickém profilu málo variabilní, jeho hodnoty se pohybují převážně v rozmezí 0,02—0,04; zcela převládající hodnota je 0,03 (tab. 5). Nejčastěji udávaná průměrná hodnota poměrů Hf/Zr pro minerály zirkonia — hlavně zirkon je 0,02—0,03 (Fairbridge 1972).

Tabulka 5

Lu	Σ R.E.E.	La-Eu/Yb-Lu	Th	La/Th	Hf	Zr	U	K/Th
	Σ R.E.E. + Y		Th/Yb	La/Ce	Y	Hf/Zr	Th/U	
0,39–0,62 0,52 1,08 16,8	127 156	37	11,5–19,9 m 13,0	2,9	5,6–8,11 m 7,0	225	1,2–4,8 m 4,2	
			4,6	0,47	32	0,03	3,7	
0,39–0,59 0,53 1,1 17,1	122 150	43	11,8–14,0 m 13,0	2,9	5,7–7,2 m 6,6	210	1,2–4,6 m 2,5	2823
			5,51	0,51	28	0,03	5,2	
0,42–0,54 0,47 0,98 15,2	125 159	48	10,5–14,2 m 14,0	3,2	3,2–6,1 m 4,5	188	<1,2–5,4 m 2,4	3449
			6,75	0,58	34	0,024	5,5	
0,41–0,61 0,51 1,05 16,5	129 156	42	9,0–14,8 m 13,2	3,1	3,9–7,9 m 5,3	200	<1,2–4,9 m 3,8	2694
			5,33	0,52	27	0,03	3,6	
0,29–0,41 0,33 0,7 10,6	104 126	48	9,3–12,9 m 10,7	3,1	2,13–4,4 m 3,0	127	<1,2–4,2 m 2,2	3090
			5,61	0,51	24	0,025	4,5	
0,24–0,43 0,34 0,71 11	75 95	35	7,9–9,7 m 8,9	2,66	2,4–4,2 m 3,7	127	<1,2–3,4 m 2,1	2015
			5,2	0,50	20	0,03	4,8	
0,22–0,53 0,37 0,77 11,9	88 109	37	6,2–10,9 m 8,0	3,1	1,8–3,6 m 2,9	105	<1,2–4,4 m 2,8	2002
			4,0	0,40	23	0,03	2,9	
0,30–0,49 0,38 0,8 12,3	109 136	40	7,3–10,8 m 10,2	3,2	2,96–4,7 m 3,3	114	<1,2–3,5 m 2,6	1938
			4,1	0,45	24	0,03	3,8	
0,29–0,41 0,35 0,75 11,3	88 106	40	7,56–10,8 m 7,9	3,52	2,9–6,03 m 4,2	147	<1,2–4,3 m 2,3	1993
			4,56	0,58	21	0,03	3,3	
0,21–0,36 0,26 0,55 8,4	69 92	33	4,26–11,1 m 6,1	4,0	1,3–2,1 m 1,9	53	<1,2–3,2 m st.	2270
			3,44	0,66	21	0,035	>3	

S výjimkou některých slinitých sedimentů odpovídají vypočtené hodnoty literárním údajům.

Zvýšené obsahy Hf spolu s nejvyššími koncentracemi Zr v ístebňanských vrstvách a godulském souvrství ukazují na významný přínos klastického materiálu granitoidní povahy během jejich sedimentace.

Organická hmota ve studovaných sedimentech

Sledované parametry

Byly sledovány obsahy organické hmoty a jednotlivých genetických typů, charakterizovaných koncentrací organického uhlíku (C_{org}), silně karbonifikované organické složky (kerogenu- C_{zbyt}), meziproduktů karbonifikačního procesu, které jsou vyjádřeny obsahem huminových látek (C_{hum}) a produktu bitumenizačního procesu (C_{bit}). Jednotlivé genetické typy jsou charakterizovány takto: kerogén — nerozpustná organická hmota — je definován jako složka, nerozpustná v organických a alkalických rozpouštědlech; huminové látky jsou definovány jako podíl organické látky rozpustný v alkalických rozpouštědlech (5 % NaOH nebo KOH); bitumeny jako podíl organické složky rozpustný v organických rozpouštědlech, jako např. chloroformu.

Celkový obsah rozptýlené organické hmoty je parametrem, který je závislý na sedimentologických, příp. faciálních podmínkách sedimentace. Obsah organické hmoty je v reciproké závislosti na zrnitosti sedimentů. Nejvyšší obsahy v hodnotách hmotnostních % mají sedimenty pelitické, v 0, X % psamitické a nejnižší jsou v sedimentech s vysokým podílem karbonátů.

Zastoupení jednotlivých genetických typů organické hmoty vyjádřené tzv. uhlíkovou bilancí (tj. procentuálním podílem obsahu C_{zbyt} , C_{hum} , a C_{bit} v celkové hmotnosti organického uhlíku) vyjadřuje pokročilost metamorfózy organického substrátu (poměr C_{zbyt} a C_{hum}), nebo migraci pohyblivé bituminózní složky. Na tyto procesy zvláště citlivě reaguje složení organické hmoty v psamitických sedimentech.

Výsledky řízené pyrolýzy jsou vyjádřeny indexy S_1 , S_2 , S_3 , T_{max} , IP, IH, IO. Index S_1 charakterizuje obsah primárních v hornině již přítomných uhlovodíků, index S_2 vyjadřuje obsah uhlovodíků, vzniklých sekundárně pyrolitickým rozkladem organické hmoty přítomné v hornině. Index S_3 představuje obsah CO_2 uvolněný rozkladem organické hmoty v hornině a index T_{max} značí teplotu ve °C, při které dochází k maximální pyrolýze. Indexy IP (index produkce), IH (vodíkový index) a IO (kyslíkový index) jsou odvozenými ukazateli z hodnot S_1 , S_2 a S_3 . Index produkce charakterizuje poměr v obsahu primárních a termickým přepracováním vzniklých uhlovodíků. Je vyjádřen zlomkem $\frac{S_1}{(S_1+S_2)}$, při-

čemž hodnoty blízké 1 charakterizují horniny s vysokým obsahem primárních uhlovodíků.

Indexy IH a IO charakterizují látkové složení rozptýlené organické hmoty. Nízké hodnoty IH (<100) a zvýšené hodnoty IO (hodnoty v desítkách) jsou typické pro terestrický materiál kontinentálního původu, hodnoty IH nad 100 a nízké hodnoty IO charakterizují sapropelový, zpravidla zoogenní materiál.

Nasyčené parafinické uhlovodíky jsou indikátorem složení matečného organického substrátu, pokročilosti jeho přeměny, příp. migrační diferenciace. Posouzení stupně metamorfózy se opírá o tzv. CPI (carbon preference index), vyjadřující poměr zastoupení sumy obsahů lichých a sudých uhlovodíků. Pokročilá stadia přeměny jsou charakterizována hodnotami blízkými 1. Pro kontinentální splachový materiál je typický vysoký podíl uhlovodíků s maximem obsahů individuálních uhlovodíků s 25 až 30 uhlíky v molekule, mořský substrát obsahuje uhlovodíky se 14 až 25 uhlíky v molekule.

Diskuse

Nejvyšší koncentrace organické hmoty byly ve slezské jednotce zjištěny v horninách podrohovcových vrstev a menilitového souvrství, dále vyšší obsahy jsou vázány na spodní těšínské vrstvy, veřovické vrstvy a redukční paleocén. Nejnižší množství organické substance je přítomno s výjimkou svrchního oddílu v pelitech godulského souvrství a v pestrých vrstvách podmenilitového souvrství (tab. 6). Nejpokročilejší stupeň karbonifikační metamorfózy rozptýlené organické hmoty vykazují horniny redukčního paleocénu, istebňanských a veřovických vrstev. Podíl huminových látek na uhlíkové bilanci přesahuje zcela výjimečně 5 ‰. Rovněž obsah bitumenů je nízký (s maximem v menilitovém souvrství) a je omezen pouze na reziduální složku (nejvyšší podíl 5–8 ‰ bitumenů v C_{org}).

Index T_{max} ukazuje na nižší až střední stupeň tepelné metamorfózy rozptýlené organické hmoty. Do nejvyššího stupně je přeměněna organická hmota jílovců istebňanských vrstev. Obsah primárních uhlovodíků je v celém sledovaném souboru vzorků velmi nízký. Relativně nejvyšší množství bylo nalezeno v rohovcových jílovcích menilitového souvrství a v jílovcích krosněnských vrstev (tab. 7).

Malý podíl primárních uhlovodíků je výsledkem buď málo pokročilé bitumenizační metamorfózy organického substrátu nebo vytěsnění pohyblivého podílu. Celkově výrazně převládají uhlovodíky sekundární, které jsou ve sledovaných horninách vždy několikanásobkem obsahu volných uhlovodíků.

Menilitové souvrství slezské, stejně jako ždánické jednotky, obsahuje výrazně zvýšené množství rozptýlené organické hmoty ve vztahu k ostatním souvrstvím, přičemž menilitové sedimenty slezské jednotky jsou podle CPI indexů nasycených parafinických uhlovodíků (tab. 8) v podstatě pokročilejším stadiu karbonifikační přeměny, než menilitové horniny ždánické jednotky (A d a m o v á 1983a).

Z hlediska chemického složení se výrazně odlišuje rozptýlená organická hmota rohovcových vrstev menilitového souvrství a podrohovcových vrstev jak slezské, tak ždánické jednotky. Podle vodíkového indexu ji tvoří smíšený sapropelový a terestrický materiál (zvýšené hodnoty IH a nižší hodnoty IO). Smíšený sapropelový a terestrický organický materiál se také vyskytuje v organické hmotě jílovce krosněnských vrstev (tab. 7, vzorek č. 1888). Naproti tomu převážná část organické hmoty ostatních sledovaných hornin představuje hlavně fytoγενní terestrický materiál (z kontinentálních splachů).

Paleosalinita

Stanovení charakteru sedimentačního prostředí, zejména paleosalinity, má význam nejen pro paleogeografické studium, ale též jako nepřímá metoda strati-

Tabulka 6

Celkové obsahy organické hmoty a jednotlivých genetických typů (C_{org} , těchto genetických typů vyjádřené tzv. uhlíkovou bilancí a hodnoty

litostratigrafické zařazení		počet vz.	celková organická hmota	C_{org}	C_{zbyt}
krosněnské vrstvy — jílovce		10	1,026+ 0,940	0,800 0,741	0,770 0,682
menilit-krosněnské vrstvy — jílovce		4	3,075	2,450	2,380
menilitové souvrství	slávec	1	2,102	1,655	1,398
	jílovce a vápnité jílovce	10	5,880+ 4,910	4,636 3,919	4,259 3,633
	rohovec	1	4,691	3,694	3,442
podrohovcové vrstvy — vápnité jílovce, slávec		2	5,743—10,712	4,522—8,434	4,329—7,980
podmenilitové souvrství	pestrý vývoj — jílovce	11	0,648+ 0,364	0,500 0,301	0,483 0,271
	redukční paleocén — jílovce	8	2,558+ 2,320	2,014 1,850	1,990 1,810
istebňánské vrstvy — jílovce		6	1,716+ 1,975	1,371 1,560	1,350 1,520
godulské souvrství	svrchní oddíl — jílovce	7	1,180+ 1,044	0,930 0,826	0,900 0,791
	střední oddíl — jílovce	2	0,126—1,120	0,099—0,882	0,085—0,842
	spodní oddíl — jílovce	6	0,403+ 0,283	0,317 0,223	0,302 0,212
	pestré vrstvy — jílovce	8	0,335+ 0,196	0,273 0,155	0,262 0,146
lhotecké vrstvy — jílovce		5	0,952+ 0,990	0,755 0,780	0,725 0,750
veřovické vrstvy — jílovce		9	2,328+ 2,101	1,833 1,712	1,789 1,654
těšínsko-hradišské souvrství	hradišské vrstvy — vápnité jílovce	6	1,407+ 1,360	1,108 1,070	1,084 1,051
	svrchní těšínské vrstvy — jílovce	3	1,231	0,972	0,927
spodní těšínské vrstvy — silně vápnité jílovce		8	2,623+ 2,328	2,122 1,891	1,967 1,716

+ aritmetický průměr (platí pro celý řádek), jinak uváděna hodnota mediánu, v při-

Tabulka 6

C_{zbyt}, C_{hum}, C_{bit}) vyjádřené v hmot. % C v hornině, procentuální zastoupení koeficientu bituminóznosti v sedimentech slezské jednotky

C _{hum}	C _{bit}	% C _{zbyt}	% C _{hum}	% C _{bit}	% CaCO ₃	K _{bit}
0,006	0,037	94,5	0,79	4,8	19,3	0,045
0,006	0,033	94,4	0,80	4,9	20,2	0,037
0,025	0,070	94,5	2,8	2,8	1,2	0,090
0,116	0,140	84,5	7,0	8,5	47,3	0,154
0,099	0,273	92,3	1,75	5,93	9,0	0,298
0,061	0,256	92,4	1,10	5,9	4,7	0,270
0,042	0,210	93,2	1,1	5,7	0,6	0,223
0,038—0,087	0,155—0,367	94,6—95,8	0,8—1,1	3,4—4,4	22,3—49,6	0,159—0,388
0,009	0,023	94,0	3,3	2,63	6,3	0,007
0,006	0,007	94,6	2,8	2,80	3,1	0,006
0,007	0,017	98,8	0,32	1,04	2,0	0,020
0,007	0,017	98,7	0,34	1,0	2,5	0,018
0,007	0,030	97,6	0,4	2,4	1,9	0,032
0,007	0,034	97,6	0,4	2,2	2,0	0,035
0,009	0,018	96,9	1,14	1,97	1,9	0,018
0,010	0,018	97,3	1,3	1,9	2,0	0,018
0,005—0,032	0,008—0,008	86,2—95,5	3,6—5,3	0,9—8,5	0,6—1,2	0,009—0,008
0,008	0,007	94,4	3,3	2,4	1,3	0,006
0,006	0,006	95,0	2,3	2,7	1,2	0,006
0,005	0,006	91,5	4,1	4,4	3,3	0,006
0,004	0,006	94,1	2,0	4,0	3,0	0,006
0,007	0,018	96,7	0,96	2,34	4,8	0,002
0,008	0,021	97,2	1,4	2,4	5,2	0,002
0,006	0,030	97,4	0,41	2,4	1,7	0,032
0,006	0,030	97,5	0,35	2,35	1,5	0,032
0,006	0,035	96,5	0,5	3,2	30,8	0,036
0,005	0,035	95,8	0,48	3,55	33,0	0,037
0,014	0,025	95,4	1,43	2,6	24,0	0,026
0,005	0,091	94,9	0,23	4,8	45,7	0,096
0,004	0,089	94,8	0,2	4,9	44,3	0,095

padě dvou vzorků uváděn rozsah hodnot od—do

Tabulka 7

Výsledky pyrolýzy ve vybraných studovaných vzorcích

číslo vzorku	litostratigrafické zařazení	S ₁	S ₂	T max.	S ₃	IP	IH	IO	
slezská jednotka	1888	krosněnské vrstvy – jílovce	0,4	3,5	434	0,6	0,09	169	26
	1889	ditto	0,04	0,1	445	0,5	0,23	45	116
	1770	podrohovcové vrstvy – slínovce	0,22	16,53	424	1,01	0,02	370	22
	1924	podmenilitové souvrství – jílovce	0,04	–	–	0,6	–	14	197
	1929	ditto	0,05	–	–	0,6	–	10	129
	1931	redukční paleocén – jílovce	0,02	–	–	0,4	–	6	123
	1933	istebňanské vrstvy – jílovce	0,1	0,6	459	0,7	0,15	38	41
	1891	godulské souvrství střední oddíl – jílovce	0,1	–	–	0,7	–	7	77

Tabulka 8

Celkový obsah n-alkanů (v ‰), sumy obsahů lichých a sudých n-alkanů (v µg/g) a hodnoty poměrů sumy lichých a sudých n-alkanů v sedimentech slezské jednotky

číslo vzorku	tektonická a stratigrafická pozice a litologie	celkový obsah n-alkanů	obsah lichých n-alkanů	obsah sudých n-alkanů	CPI	
slezská jednotka	1888	krosněnské vrstvy – jílovce	5,78	6,99	11,07	0,631
	1889	krosněnské vrstvy – jílovce	4,62	1,93	1,85	1,04
	1924	podmenilitové souvrství – jílovce	4,52	1,04	1,06	0,98
	1929	podmenilitové souvrství – jílovce	5,33	0,426	0,552	0,78
	1891	godulské souvrství střední oddíl – jílovce	7,08	0,809	0,958	0,85

grafické korelace. Geochemické metody umožňují určit jen podstatné rozdíly v paleosalinitě prostředí sedimentace. Z prací, zabývajících se touto problematikou vyplývá, že k určení původní salinity prostředí je vhodný zejména bór a hodnoty poměru Th/U.

B ó r

Během sedimentace je bór extrahován z mořské vody. Převládajícím procesem je vazba B na jílové minerály, zejména na minerály skupiny illitu, glaukonit a také na minerály

skupiny montmorillonitu. Sorpční kapacity těchto minerálů jsou podobné a daleko vyšší, než sorpční kapacita kaolinitu. Walker (1968) předpokládá, že bór vstupuje do tetraedrických pozic během vzniku illitu. Jde pravděpodobně o diadochii bóru za hliník, i když diadochie B—Si byla také potvrzena. Experimentálně bylo zjištěno, že sorpce bóru na jílové minerály nezáleží jenom na jeho koncentraci v roztoku, ale též na reaktivním čase a teplotě vodních roztoků.

Podle literárních údajů (Ernst - Werner 1964, Tourtelot 1964, Reynolds 1972) je v mořských jílovcích a jílových břidlicích B přítomen v množství 100—200 ppm, ve sladkovodních uloženinách 10—50 ppm B. Jílovce uložené v brakickém prostředí mívají 80—110 ppm B (Bouška 1980). Pro karbonátové horniny se udávají průměrné obsahy kolem 20 ppm B, v pískovcích 35 ppm B. Podíl siltové nebo písčité složky, právě tak jako přítomnost karbonátů v jílovém sedimentu významně snižuje obsah bóru. Naopak, přítomnost vulkanogenního materiálu, ev. blízkost významných tektonických linií, mohou obsahy bóru zvyšovat (Cody 1970).

Zákonitosti rozdělení B mezi minerály skupiny illitu a mořskou vodou použil Reynolds (1965) při stanovení koncentrace B v prekambričském moři. Pro korekci obsahu celkového B na bór vázaný v illitické frakci udává tento vztah:

$$B_{\text{illit}} = B_{\text{vzorek}} \times \frac{7,7}{\% \text{ K}_2\text{O vzorku}}$$

Hodnota 7,7 představuje teoretický obsah K₂O v čistém illitu v ‰.

Pro mořské pelitické sedimenty se udávají ekvivalentní obsahy B v rozmezí 300 až 400 ppm, pro sladkovodní méně než 200 ppm, pro brakické sedimenty 200—300 ppm bóru.

Průměrné obsahy B a zejména hodnoty ekvivalentního B zřetelně ukazují na mořské prostředí sedimentace všech studovaných sedimentů (tab. 9). Obsahy bóru vykazují určitou cykličnost, která dobře koresponduje s litofaciálním a tektonickým vývojem bazénu. Maximální obsahy ekv. B se projevují ve spodní a střední části cyklu, bazální části cyklu mají obsahy snižené, nejvyšší části cyklu obsahy výrazně nižší. Ve slezské jednotce mají nejvyšší koncentrace svrchní těšinské, hradištské, veřovické a lhotecké vrstvy (620—660 ppm ekv. B — spodní a střední část cyklu), zatímco istebňanské vrstvy, které představují nejvyšší část cyklu, mají obsahy ekv. B 240 ppm. Podmenilitovým souvrstvím začíná sedimentační cyklus, který má maximální obsahy ekv. B v menilitovém souvrství, kdežto finální sedimenty tohoto cyklu — krosněnské vrstvy — mají obsahy B podstatně nižší. Obdobná situace byla zjištěna v jednotce ždánické (Adamová - Stráník 1984, Adamová 1983a).

Uvedené výsledky ukazují, že maximální obsahy B jsou přítomny v pelagických sedimentech (např. veřovické vrstvy a meulitové souvrství), tj. v sedimentech, jejichž rychlost sedimentace byla relativně nejnižší. Klidná pomalá sedimentace dává možnost většího časového prostoru pro sorpci B na jílové minerály. Naproti tomu flyšové sedimenty (godulské souvrství, istebňanské a krosněnské vrstvy), jejichž velká mocnost v malém časovém období ukazuje na rychlou sedimentaci, se vyznačují relativně nižšími obsahy ekv. B.

Tabulka 9

Průměrné obsahy B (ppm) v jednotlivých litostratigrafických souborech slezské jednotky, počet vzorků, u kterých byl proveden přepočet na ekvivalentní B, jeho průměrné hodnoty a průměrné hodnoty poměru Th/U

stratigrafická pozice a litologie		počet vzorků	B	ekv. B	Th/U
krosněnské vrstvy — vápnité jílovec		6	78	301	2,5
menilitové souvrství	— sílnovec	1	29	320	
	(silicifikovaný) — jílovec	9	92	371	0,8
	— rohovec	1	32	592	3,5
podrohovcové vrstvy — vápnité jílovec		2	60—106	370—448	0,6—1,4
podmenilitové souvrství	pestré vrstvy — jílovec	9	101	333	3,7
	redukční paleocén — jílovec	5	130	324	5,3
istebňanské vrstvy — jílovec		4	107	240	3,7
godulské souvrství	svrchní oddíl — jílovec	6	120	234	5,2
	střední oddíl — jílovec	3	186	312	5,5
	spodní oddíl — jílovec	8	136	310	3,6
	pestré godulské vrstvy — jílovec	10	158	408	4,5
lhotecké vrstvy — jílovec		18	160	660	4,8
veřovické vrstvy (silicifikované) — jílovec		15	134	620	2,9
těšínsko-hradištské souvrství	hradištské vrstvy — vápnité jílovec	12	152	644	3,8
	svrchní těšínské vrstvy — vápnité jílovec	5	206	591	3,3
spodní těšínské vrstvy — vápnité jílovec		8	142	580	3,0

Poměr Th/U

Pro indikaci sedimentačního prostředí navrhli Adams a Weaver (1958) použití poměru Th/U. Podle uvedených autorů mají mořské sedimenty sledovaný poměr značně pod hodnotu 7, zatímco kontinentální sedimenty mají tento poměr nad 7. Hodnoty poměru Th/U nedosahují v horninách žádného litostratigrafického členu slezské jednotky 7 (tab. 9). Určité zvýšení této hodnoty lze pozorovat v sedimentech godulského souvrství a redukčním paleocénu. Současně má godulské souvrství s výjimkou pestrých vrstev nižší obsahy ekvivalentního bóru. Je možné předpokládat, že vlivem tektonických pohybů došlo

k prohloubení pánve, což vedlo ke zvýšení přínosu materiálu z kontinentálních okrajů (event. ze slezské kordilléry) a tím i ke zvýšení koncentrace thoría v těchto sedimentech.

Shrnutí výsledků

Geochemické zhodnocení studovaných sedimentů s ohledem na jejich genezi

Variabilita mineralogického a chemického složení pelitů jednotlivých členů slezské jednotky úzce souvisí s celkovým vývojem tohoto sedimentačního prostoru. Počátek sedimentace (vápnité jílovce spodních těšínských vrstev) se vyznačuje nízkým stupněm chemické zralosti. Svrchní těšínské, veřovické a lhotcké vrstvy zahrnují jílové sedimenty s relativně vyšším (středním) stupněm zralosti. Náhlý pokles zralosti nastává v godulském souvrství v období flyšového vývoje, v němž sedimentace jílovců nevytváří litologicky samostatně diferencované sedimentární sekvence (spodní až svrchní oddíl godulského souvrství). U nadložních ístebňanských vrstev, podmenilitového a menilitového souvrství, kde jílovce vytvářejí litologicky vyhraněné polohy nebo jsou převážnou složkou sedimentárních flyšových sekvencí, chemická zralost jílovců opět stoupá. Svého maxima (středního stupně) dosahuje v jílovcích pestrého vývoje podmenilitového souvrství a v horninách menilitového souvrství.

Závěr sedimentace (krosněnské vrstvy) i při významném podílu jílovců se vyznačuje nízkým stupněm chemické zralosti. Uvedené charakteristice odpovídá variabilita obsahů jílových — zejména slídových minerálů a živců (plagioklasů, jejichž relativně nejvyšší koncentrace se objevují v jílovcích flyšových sekvencí godulského souvrství.

Ve smyslu prací Wedepohla (1960), Vinogradova a Ronova (1956) a Savula et al. (1963) lze usuzovat, že hodnota poměru Ni/Co může ukazovat na složitost paleogeografických poměrů a postavení sedimentačních bazénů a hloubku ukládání sedimentů na s. okraji tethydního prostoru. Koeficient Ni/Co v litostratigrafických členech slezské jednotky ukazuje, že sedimentační bazén dosáhl největších hloubek v období ukládání godulského souvrství, ístebňanských vrstev a na počátku sedimentace podmenilitového souvrství, zatímco počátek a závěr sedimentace probíhal v relativně menších hloubkách (Adamová 1983c). Pro obecné marinní sedimenty se uvádí hodnota poměru Ni/Co — 4,23 (Wedepohl 1960) a 4,13 (Vinogradov - Ronov 1956); pro hlubokovodní pelitické sedimenty Pacifiku — 2,75 a Atlantského oceánu — 3,68.

V koncentracích Ga se obecně projevuje v celém vrstevním sledu slezské jednotky přímá závislost na obsazích Al₂O₃ a sumy oxidů železa, přičemž počí-

naje sedimentací spodních godulských vrstev nastává zřetelný trend vzrůstu množství Ga, kulminující v jílovcích istebňanských vrstev a redukčního paleocénu. Určité výkyvy ve vzájemných relacích mezi Al_2O_3 , sumárním železem a Ga (obr. 4) naznačují, že na zvýšené koncentrace Ga mohly mít vliv i další faktory, jako např. zvýšený přínos zuhelnatělého rostlinného detritu.

Obsahy bóru vykazují určitou cykličnost, která dobře odpovídá litofaciálnímu vývoji slezské jednotky, který souvisí s tektonickým vývojem bazénů. Maximální obsahy ekvivalentního B se projevují ve spodní a střední části cyklu, v bazální části cyklu jsou obsahy slabě sniženy, zatímco nejvyšší části cyklu mají koncentrace ekv. B zřetelně nižší.

Ve slezské jednotce mají nejvyšší koncentrace ekv. B hradištské, veřovické a lhotecké vrstvy (620—660 ppm — střední část cyklu), zatímco istebňanské vrstvy, které představují nejvyšší část cyklu, mají obsahy ekv. B 240 ppm. Výsledky studia ukazují, že maximální obsahy bóru jsou přítomny v pelagických sedimentech (např. veřovické vrstvy, menilitové souvrství), tj. v sedimentech, jejichž rychlost sedimentace byla relativně nejnižší. Naproti tomu flyšová sedimentace (godulské souvrství, istebňanské a krosněnské vrstvy), jejichž velká mocnost v krátkém časovém období ukazuje na rychlou sedimentaci, se vyznačuje relativně nejnižšími obsahy ekv. B (malý časový prostor pro sorpci B na jílové minerály).

Z hlediska koncentrací sledovaných stopových prvků se projevila ve studovaných pelitech a psamitech výrazná změna mezi nižšími stratigrafickými členy slezské jednotky (těšínsko-hradištské souvrství až lhotecké vrstvy) a jejich nadloží. Je vyvolána změnou v charakteru sedimentačního prostředí a změnou zdrojové oblasti.

Sedimentační prostředí celého těšínsko-hradištského souvrství a spodních těšínských vrstev bylo redukční, alkalické povahy, maximálně příznivé pro tvorbu lávkových a konkrecionálních forem pelosideritů v těšínsko-hradištském souvrství. Zvýšené koncentrace Mo ve svrchních těšínských vrstvách pravděpodobně souvisí s přítomností vápnitého planktonu (koncentrace biochemickou cestou), vyšší obsahy V s redukčním charakterem prostředí. Lze uvažovat též o vlivu bazického vulkanismu těšínitové asociace. Silně redukční prostředí sedimentace spíše kyselého charakteru, zvýšené salinity a minimálního přínosu klastického materiálu je charakteristické pro veřovické vrstvy. Větší přínos klastického materiálu o nižší chemické zralosti a pravděpodobně s větším obsahem a jiným kvantitativním složením minerální frakce se odráží v nápadné změně koncentrací (jejich vzrůstem) zejména Rb, Ti, Zr, Cr, Y a sumy Fe-oxidů v godulském souvrství. Se zvýšením koncentrací těchto prvků jsou v pozitivní korelaci také nejvyšší obsahy prvků vzácných zemí, Th a Hf. Ve vyšších polohách svrchního oddílu godulského souvrství dochází ke slabému poklesu v obsazích Rb, Ti, Ba, Cu, Co, Cr a V, kdežto u As, S a organické hmoty se objevuje tendence vzrůstu jejich koncentrací směrem do nadloží, naznačující nástup re-

dukčního charakteru prostředí sedimentace (istebňanské vrstvy — charakterizované autigenním sideritem, pyritem a vyššími koncentracemi organické hmoty). Jílovce pestrého vývoje podmenilitového souvrství se ukládaly v prostředí, které nabývalo oxidačního charakteru. Zároveň se mění acidita prostředí — z neutrálního až slabě kyselého v období ukládání sedimentů redukčního vývoje na slabě alkalické, jež bylo příhodné pro vyšší akumulaci kalcitu v závěru sedimentace podmenilitového souvrství.

Sedimentace hornin významného litostratigrafického horizontu slezské i ždánické jednotky menilitového souvrství, probíhala v silně redukčním prostředí za zvýšených obsahů S a organické hmoty, s omezenou komunikací s otevřeným mořem, normální až slabě zvýšenou salinitou a minimálním přínosem klastického materiálu (A d a m o v á 1983a, b). Obohacení těchto sedimentů molybdenem, vanadem a uranem je pro menilitové souvrství charakteristické. Vedle vazby V na dispergovanou organickou hmotu se projevuje podobně jako u Mo tendence k biochemické koncentraci; v sedimentech s převahou křemitého planktonu se koncentruje V, s převahou vápnitého planktonu Mo. Zvýšené koncentrace obou těchto prvků odpovídají smíšenému typu planktonu v menilitových sedimentech. Primárním zdrojem části molybdenu a vanadu je pyroklastický materiál. Tento závěr je doložen přítomností tufitů s vysokými koncentracemi těchto prvků v menilitovém souvrství. Uran, vyskytující se v těchto sedimentech v dispergované formě spojené zejména s bituminózní substancí, je pravděpodobně syngenetického původu a koncentruje se procesem sorpce na planktonní organismy nebo na organickou hmotu v době její bitumenizace. O přínosu uranu do sedimentační pánve menilitového souvrství spolu s pyroklastickým materiálem svědčí i vysoký obsah U v tufitu (tab. 3).

Na základě velmi blízkého geochemického charakteru sedimentů podrohovcových vrstev a menilitového souvrství, zejména rohovcových vrstev slezské i ždánické jednotky (stejná minerální asociace montmorillonit—zeolit—cristobalit, výrazně vyšší obsahy organické hmoty, pyritu, podobné koncentrace celé řady prvků — V, Mo, U, Cu, As, Pb, Ba, Rb, Sb, Ti, Th a do určité míry i Zn a Zr, blízké hodnoty poměrů La/Th, Th/U, Th/Yb, K/Th, značná podobnost v korelacích a typu rozdělení u mnoha prvků v podrohovcových a rohovcových vrstvách) docházím k závěru o příslušnosti podrohovcových vrstev, dosud řazených k podmenilitovému souvrství, k souvrství menilitovému (A d a m o v á 1980, 1983a, Š i m á n e k et al. 1981, A d a m o v á - S t r á n í k 1984). K tomuto závěru se také přiklání Roth a Hanzlíková (1982).

Krosněnské vrstvy obsahují ve své bazální části ještě vložky jílovců menilitového typu, jejichž geochemický charakter odpovídá vlastněmu menilitovému souvrství (vysoké obsahy pyritu — až 5 %, organické hmoty a analogické zvýšení koncentrace stopových prvků — zvláště Mo, V, U, As, Ag a Ni). Krosněnské vrstvy jako celek se ukládaly v sedimentačním prostředí, které se stávalo postupně méně redukčním, slabě alkalické povahy se sníženou salinitou a vyšším

přínosem klastického materiálu. Charakteristická je asociace slídových minerálů s chlority, vyšší podíl živců a významné množství dolomitu v karbonátové příměsi. V krosněnských vrstvách dochází k značnému poklesu koncentrací řady stopových prvků, zejména Zr, Ti, Sn, Ga, As, Cu a Mo. Významné zastoupení granátu a přítomnost disténu v těžké minerální frakci spolu s poklesem obsahu Zr a Ti ukazují na podstatný podíl metamorfovaných hornin jako zdrojového materiálu těchto sedimentů.

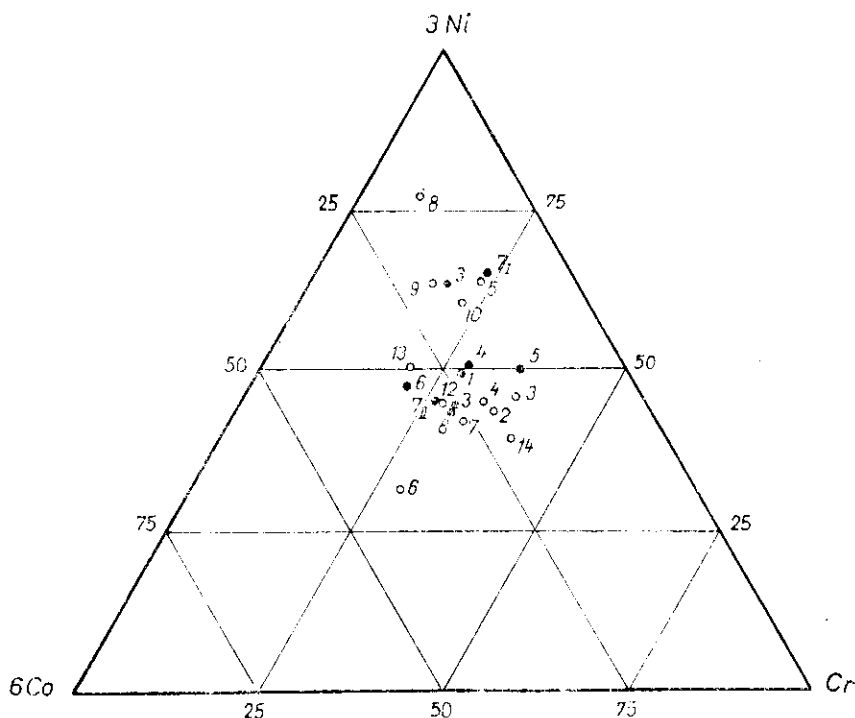
Všechny získané výsledky, hodnoty poměrů vybraných dvojic stopových prvků, La/Th, Th/U, Th/Yb, La/Ce, zvýšené koncentrace prvků vzácných zemin a řady stopových prvků, zejména Y, Th, Ti, Zr a Hf ukazují na významné uplatnění granitoidních hornin v klastickém materiálu godulského souvrství, istebňanských vrstev a částečně i redukčního paleocénu. V těšínských vrstvách a především v menilitovém souvrství lze konstatovat určitý vliv vulkanogenní činnosti v období jejich sedimentace (příspěvek materiálu vulkanické provenience).

Na základě všech dostupných údajů bylo provedeno srovnání sedimentů krosněnských vrstev slezské jednotky a ždánicko-hustopečského souvrství ždánické jednotky (A d a m o v á 1983b). Lze konstatovat, že sedimenty obou srovnávaných litostratigrafických členů mají velmi podobné mineralogické složení — vyšší obsahy živců, dominující asociace slídových minerálů a chloritů, významný podíl dolomitu v karbonátové příměsi, převaha granátu v těžké minerální frakci. Po chemické stránce mají velmi blízké obsahy SiO_2 , Al_2O_3 , oxidů železa, MgO, CaO, Na_2O , K_2O , P_2O_5 , H_2O^+ , převážně většiny stopových prvků (s nepatrně vyššími koncentracemi As, Co, Cu, Mo, Ni, S a U ve slezské jednotce), blízké průměrné hodnoty poměrů vybraných dvojic stopových prvků, absolutní obsahy B. Koncentrace prvků vzácných zemin jsou v krosněnských vrstvách jen nepatrně vyšší při identické hodnotě poměru lehkých a těžkých prvků vzácných zemin. Také hodnoty poměrů Th/U, La/Th, La/Ce, Th/Yb a K/Th jsou velmi blízké. Výsledky tohoto srovnání naznačují, že zdrojové oblasti sedimentů krosněnských vrstev a ždánicko-hustopečského souvrství byly obdobné, ev. že jde o jednu významnou zdrojovou oblast.

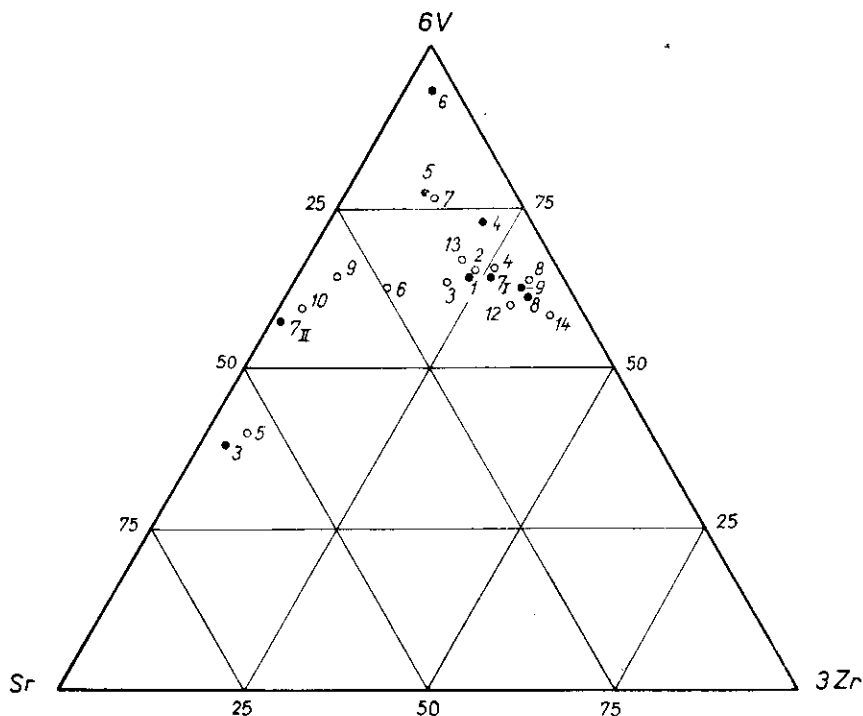
Pro porovnání studovaných sedimentů (převážně pelitů) jednotlivých souvrství a vrstev slezské a ždánické jednotky byly sestaveny trojúhelníkové diagramy (S h a w 1954) s vrcholy 6V—3Zr—Sr a 3Ni—Cr—6Co (obr. 7 a 8). Pozice bodů, vynesných do diagramů pro pelity ždánicko-hustopečského souvrství a krosněnských vrstev (zejména flyšový vývoj a krosněnské vrstvy) podporují závěry uvedené výše. Také u dynowských slínovců, podrohovecových vrstev, u jílovců pestrého a do určité míry i redukčního vývoje podmenilitového souvrství studovaných jednotek (redukční vývoj ždánické jednotky je slabě obohacen Cr) jsou projekční body blízko u sebe. Jílovce rohovecových vrstev ždánické jednotky jsou oproti jílovcům slezské jednotky více obohaceny vanadem vzhledem k zirkoniu. Významný rozdíl, který se projevil v uspořádání bodů

u tufitických sedimentů obou jednotek, odráží bazičtější povahu tufitů slezské jednotky (obohacení V, Co a Cr).

Shrnutí všech poznatků geochemického výzkumu ukazuje na určité sjednocení sedimentačního prostoru slezské jednotky v období sedimentace podmenilitového a menilitového souvrství a krosněnské litofacie se sedimentačním prostorem jednotky ždánické (ev. ždánicko-podslezské). V průběhu sedimentace krosněnských vrstev a ždánicko-hustopečských souvrství byl klastický materiál, na rozdíl od podložních sedimentů, přinášán s největší pravděpodobností z východu, z oblasti magurské zóny.



7. Diagram 3Ni—Cr—6Co pro sedimenty slezské a ždánické jednotky
 Slezská jednotka (plná tečka): 1 — krosněnské vrstvy; 3 — menilitové souvrství, dynówské slínovce; 4 — menilitové souvrství, jílovce; 5 — menilitové souvrství, rohovce; 6 — menilitové souvrství, tufity; 7 — podrohovcové vrstvy; 7_I jílovce, 7_{II} slínovce; 8 — podmenilitové souvrství, pestré vrstvy; 9 — podmenilitové souvrství, redukční paleocén
 Ždánická jednotka (kroužek): 2 — ždánicko-hustopečské souvrství, flyšový vývoj; 3 — ždánicko-hustopečské souvrství, pelitický vývoj; 4 — menilitové souvrství, šitbořícké vrstvy; 5 — menilitové souvrství, dynówské slínovce; 6 — menilitové souvrství, silicity; 7 — menilitové souvrství, jílovce; 8 — menilitové souvrství, tufity; 9 — podrohovcové vrstvy, jílovce; 10 — podrohovcové vrstvy, slínovce; 12 — podmenilitové souvrství, pestrý vývoj; 13 — podmenilitové souvrství, skvrnitý vývoj; 14 — podmenilitové souvrství, redukční paleocén



8. Diagram 6V—3Zr—Sr pro sedimenty slezské a ždánické jednotky
Vysvětlivky viz obr. 7

Původ SiO_2

Otázka původu SiO_2 v sedimentech, zejména v silicitech je velmi složitá. Na zdroj SiO_2 existuje celá řada názorů.

1. Přínos z pevniny v důsledku procesu pokročilého zvětrávání (Nalivkin 1956).
2. Chemický rozpad a desintegrace produktů starých hornin (Mitsui - Taguchi 1977).
3. Vulkanický původ v podobě emanací nebo vulkanického materiálu, zejména vulkanického skla popelu a tufů (Gabinet 1958, Siever 1962, Sosman 1965, Calvert 1966, 1971, W. R. Reynolds 1960, Mizutani 1970, Gucwa 1973, Hurd 1973, Aoyagi - Kazama 1980, Iljima - Tada 1981).
4. Kde morfologie bazénů podporuje výstup hlubinných proudů (upwelling), stává se oceán zdrojem SiO_2 (Calvert 1966).
5. Siever (1962) uvádí, že jedním ze zdrojů SiO_2 je transformace montmorillonitu přes smíšené I-M struktury na illit v průběhu diagenese (hypotéza je podporována relativním poklesem množství montmorillonitu ve starších sedimentech). Také při transformaci montmorillonitu na kaolinit je SiO_2 uvolňován do pórových roztoků.
6. Organický původ, jenž spočívá v rozpouštění schránek křemičitých organismů po jejich odumření (Correns 1950; Krauskopf 1956, 1959; Calvert 1966; Ernst - Calvert 1969; Lewin 1961; Moore 1969; Greenwood 1973).

Vzhledem k nízkým koncentracím SiO_2 v mořské vodě, která představuje silně nenasycený roztok, je vysrážení SiO_2 chemickou cestou ve větším rozsahu nemožné (Krauskopf 1959). Převážná většina autorů předpokládá, že SiO_2 v silicitech, především v rohovicích, je převážně vulkanogenního nebo biogenního původu, nebo kombinací obou. Siever a Scott (1963) uvádějí, že nesmírné zvýšení v populaci diatom následuje po spadu vulkanického popelu, který alteraci uvolňuje velké množství SiO_2 do roztoku. Mnoho starých křemičitých uloženin je asociováno s vulkanickým materiálem (Taliaferro 1953; Hay 1966; Mizutani 1970; Peterson 1970); Calvert 1971; Mitsui - Taguchi 1977; Aoyagi - Kazama 1980. Siever (1962) uvádí častou asociaci vulkanického skla a sekundárního opálu v popelových spadech, obecná je také asociace silicifikovaných zón s bentonity.

Společný výskyt zeolitu (nejčastěji clinoptilolitu, philipsitu nebo mordenitu), minerálů skupiny montmorillonitu a cristobalitu v sedimentech je obecně považován za výsledek alterace jemnozrnného vulkanického materiálu (Reynolds 1970, Hay 1966, Keller 1970, Mizutani 1970, Hurd 1973). Podle Sosmana (1965) je cristobalit obecným produktem devitrifikace vulkanických skel. Aoyagi a Kazama (1980) a Tiller a Dibble (1981) uvádějí, že alterace vulkanického skla a popelů může produkovat metastabilní fáze, jež zahrnují alumosilikátové gely, minerály skupiny montmorillonitu, zeolity a amorfní SiO_2 . Tyto fáze jsou během diagenetických procesů transformovány na stabilnější minerály skupiny illitu (přes smíšené I-M struktury), analcim, živce a křemen (cristobalit je považován za intermediární stádium transformace).

Odlišení mezi rohovci, vzniklými z organických nebo vulkanických zdrojů je v důsledku diagenetických změn velmi obtížné. Určitou pomocí může být asociace minerálů v okolních sedimentech, charakteristická pro tyto zdroje. Přítomnost zeolitu, cristobalitu a minerálů skupiny montmorillonitu v pelitech, v nichž vznikají rohovce, nasvědčuje podle Greenwooda (1973) podílu vulkanogenní složky v sedimentu a zdrojů SiO_2 při vzniku rohoveců.

Většina sovětských autorů (Gabinet 1958, Tkačuk - Afanas'jeva 1977, Afanas'jeva 1979) spojuje původ SiO_2 v menilitových vrstvách s vulkanickou činností mezi svrchním eocénem a oligocénem. Stejný názor zastávají mnozí naši a polští autoři (Leško - Ďurkovič - Čičel 1959, Wieser 1963, Gucwa 1983), někteří z nich připouštějí také organický původ (Kuźniar 1954, Gucwa 1973, Koráb - Ďurkovič 1978). Roth (1981, Roth - Hanzlíková 1982) předpokládá, že hlavním zdrojem SiO_2 v menilitových sedimentech ve střední Evropě byl paleogenní vulkanismus v panonské pánvi, zčásti pravděpodobně i extenzivní tropické zvětrávání v oblasti Českého masívu (Malšovský 1979).

Nalezené zvýšené obsahy minerálů skupiny montmorillonitu, přítomnost cristobalitu (Adamová 1980, 1983a, Šimánek et al. 1981), zeolitu a tufitického materiálu v sedimentech menilitového souvrství studovaných tektonických jednotek a stejné minerální asociace (montmorillonit—cristobalit—zeolit) zjištěné v podrohovcových vrstvách mě utvrzují v názoru, že hlavním primárním zdrojem SiO_2 v těchto sedimentech byl vulkanogenní materiál. Výskyt diatom a radiolárií v menilitových sedimentech podporuje předpoklad, že vznik silicítů je výsledkem kombinace vulkanického a organického faktoru (vysrážení SiO_2 biochemickou a snad i chemickou cestou), přičemž lze uvažovat i vlivy dalších uvedených faktorů (Adamová 1983a, Adamová - Stráňník 1984).

K otázce pestrých vrstev

Pestré vrstvy se nacházejí v podmenilitovém souvrství slezské a ždánické jednotky a ve spodní části godulského souvrství slezské jednotky — pestré godulské vrstvy. Obecně se flyšové červené vrstvy vyznačují střídáním jílovců červené (rudolínědé) a zelené (šedo zelené) barvy, někdy jsou přítomny křemenné pískovce a siltovce. Litologický charakter flyšových červených vrstev je téměř jednotný, lokální variace závisí na kvalitě a kvantitě klastického materiálu přinášeného do sedimentační pánve. Po mineralogické stránce (viz mineralogicko-petrografická charakteristika) jsou pestré jílovce podmenilitového souvrství slezské jednotky charakterizovány převahou slídových minerálů stabilně doprovázených kaolinitem a ve stopách až několika procentech chloritem. V menším množství jsou minerály skupiny montmorillonitu a minerály se smíšenými I-M strukturami. V pestrých godulských vrstvách také dominují slídové minerály, vždy je přítomen chlorit, v několika procentech se většinou vyskytují minerály skupiny montmorillonitu a smíšených I-M struktur, ojedinělý v akcesorickém množství je kaolinit.

V pestrých jílovcích ždánické jednotky (A d a m o v á 1983a) jsou vedle slídových minerálů významně zastoupeny minerály skupiny montmorillonitu (v některých jílovcích převládá montmorillonit v asociaci se zeolitem). Kaolinit se vyskytuje v množství několika málo procent (~ 3 ‰), chlorit je vzácný.

Vedle klastických minerálů — křemene a živce, obsahují pestré vrstvy v nepatrném množství karbonáty — kalcit, vzácně dolomit (vyšší obsahy jsou zcela ojedinělé), pyrit je přítomen zejména v zelených a šedo zelených jílovcích. V červených jílovcích byl zjištěn hematit (~ 1 ‰).

Po chemické stránce se odlišují jílovce pestrých vrstev od ostatních jílovců poměrně vysokým obsahem železa. Jílovce červených barev mají nejvyšší obsahy sumy Fe-oxidů (např. v pestrém vývoji podmenilitového souvrství slezské jednotky mají červené jílovce Σ Fe-oxidů — 6,8 ‰ zelené jílovce — 5,8 ‰; v pestrém vývoji ždánické jednotky mají červené jílovce — 8,5 ‰, zelené — 5,2 ‰; v pestrých vrstvách godulských zelené jílovce 3,9 ‰, červené jílovce — 6 ‰ a výraznou převahu Fe₂O₃. Zelené jílovce mají koncentrace Fe₂O₃ a FeO buď shodné, nebo jsou obsahy FeO vyšší.

V červených jílovcích pestrých vrstev byly nalezeny slabě zvýšené průměrné obsahy K₂O (2,6; 3,1 a 3,8 ‰) oproti zeleným jílovcům (2,3; 2,8 a 2,9 ‰). Obsahy Na₂O se příliš neliší. Zelené jílovce mají naopak vyšší obsahy MgO, S a organické hmoty. Hodnoty poměru SiO₂/Al₂O₃ jsou v červených jílovcích pestrých vrstev ždánické jednotky a v godulském souvrství nižší (průměrné hodnoty sledovaného poměru jsou 3,0 a 4,3) než v zelených jílovcích (3,3 a 4,8) a naznačují nižší množství klastického křemene v jílovcích červené barvy. Toto zjištění je v souladu s výsledky studia Ďurkoviče (1966). V pestrých vrstvách podmenilitového souvrství slezské jednotky mají červené jílovce hodnotu tohoto poměru téměř stejnou jako zelené jílovce.

Podobné mineralogické složení pestrých vrstev, jaké bylo zjištěno ve slezské jednotce, uvádějí ze západní části magurského flyšového pásma Čech a Eliáš (1957), z dukelské a magurské jednotky Čičel a Đurkovič (1965), Đurkovič (1966), Koráb a Đurkovič (1978) a z magurského flyšového pásma polských Karpat Dominik (1977).

Pestré vrstvy ždánické jednotky se odlišují významným podílem minerálů skupiny montmorillonitu a v některých jílovcích též přítomností zeolitu. Tato minerální asociace je v literatuře spojována s vulkanogenní činností (produkt alterace vulkanických popelů (Tiller - Dibble 1981, Rotterdam - Surdam 1981, Hurd 1973). Stejný mineralogický charakter mají eocenní pestré sedimenty (Narębski 1957), pro které je charakteristický vysoký obsah montmorillonitu, přítomnost slídových minerálů, nedostatek chloritu, malý obsah organické hmoty, pyritu a převaha Fe_2O_3 . Autor tyto sedimenty řadí k tzv. pestré geochemické facií. Také Dominik (1977) uvádí významnější lokální úlohu vulkanického materiálu při vzniku pestrých vrstev. Podle tohoto autora vznikly pestré vrstvy v podmínkách pelagické sedimentace a patří ke skupině litogenních pelagických uloženin typu „red clay“.

Mechanismem zbarvení a koncentrací železa v pestrých vrstvách se zabývala celá řada autorů. Výzkum pestrých vrstev polských Karpat prováděl Gawel (1928), podle něhož červené jílovce vznikaly v chladnější vodě s vyšším obsahem kyslíku. Střední jílovci červené a zelené barvy vysvětluje kolísáním teploty vody a s tím spojeným kolísáním oxidačně redukčního potenciálu. Uvažoval také o možnosti přínosu materiálu z oblasti laterického zvětrávání hornin. Podle Eliáše (1967) charakter flyšových červených vrstev ukazuje na pomalé ukládání v relativně tektonicky stabilní oblasti. Klastické částice byly odvozeny z poměrně stabilních částí kordilléry, kde probíhalo intenzivní zvětrávání za humidních a tropických podmínek. Pigment červených vrstev byl podle Kryniina (1949) klasifikován jako primární.

Grim (1951) předpokládá, že červenou pigmentaci jílu podmiňuje přítomnost oxidů a hydroxidů železa, které jsou přinášeny do sedimentačních bazénů z oblastí snosu. McBride (1974) uvádí, že červená barva vznikla časně postsedimentační alterací Fe-nosného detritu a dehydratací Fe-hydroxidů. Podle Walkera (1967a,b) a Van Houtena (1968, 1972) žádné recentní proudy nepřinášejí skutečně červené aluvium.

McBride (1974) zjistil, že zelené jílovce jsou po mineralogické stránce téměř shodné s červenými jílovci, výjimkou je přítomnost hematitu v červených jílovcích. Ve shodě s uvedenými výsledky studia pestrých vrstev slezské a ždánické jednotky uvádí nižší obsahy K_2O a Na_2O a vyšší obsahy MgO . S organické hmoty v zelených jílovcích. Podle Kellera (1953) vděčí zelené horniny své barvě přímo Fe^{II} v minerálech skupiny illitu a chloritu, nepřímo nedostatku jiných barevných agentů, jako hematitu, Fe-sulfidům a organické hmotě (při zvýšení množství organické substance se barva mění na olivovou a šedou).

Picard (1965) a Walker (1967a,b, 1974) předpokládají mezivrstevní alteraci Fe-nosných zejména těžkých minerálů, vulkanických fragmentů a Fe-bohatých jílu produkujících volné Fe-hydroxidy, které stárnou v hematit. Berner (1969) ukázal, že hematit nevyža-

duje žádné speciální podmínky a vzniká diageneticky z hnědých oxidů. Nejpravděpodobnější zdroj červeného pigmentu je podle Van Houtena (1968, 1972) diagenetický hematit, který konvertoval in situ z Fe-hydroxidů povlékajících jíly nebo hematit, který vznikl diageneticky in situ alterací Fe-nosných jílů a těžkých minerálů (Walker 1974). Van Houten (1973) uvádí, že červený sediment je červený v důsledku genetické asociace vysokého množství volného železa s vysokým obsahem jílu (otázka obsahu jílové složky v zelených a červených sedimentech). Vztahem mezi barvou a obsahem jílových minerálů se zabýval též Friend (1966), podle něhož podíly zjištěných jílových minerálů nejsou ve vztahu k barvě. Podle tohoto autora zelená barva, lokalizovaná často v nepravidelných skvrnách vznikla redukčním postsedimentačním způsobem (většinou za přítomnosti vyššího obsahu organické hmoty). Picard (1965) uvažuje o možnosti postsedimentačního lokálního vyluhování červených vrstev migrací uhlovodíků.

Thompson (1970) bere v úvahu dvě potenciálně významné hypotézy o původu barvy, jedna zahrnující sekundární oxidaci, druhá sekundární redukci.

Oxidační teorie tvrdí, že červená barva se vyvinula sekundárně z dřívějších světle zelených a olivově zelených sekvencí oxidací a destrukcí detritických Fe^{II} -nosných fází za podmínek vysokého Eh a pH. Redukční teorie předpokládá, že zelená a olivově zelená barva se vyvinula v částech původně celočervené sekvence redukcí a rozpouštěním Fe^{III} oxidů nebo oxidických hydratovaných pigmentů. Tato barva je důsledkem přítomnosti jednak detritických jílových minerálů (primárně minerálů skupiny illitu), jednak diagenetických jílových minerálů (zejména ze skupiny chloritu).

Redukce byla pravděpodobně ovlivněna nasycenými mezipórovými roztoky relativně nízkého pH a Eh. Podle této teorie bylo železo z dřívějších červených sedimentů vyneseno ze systému do mezipórových roztoků (nižší obsahy železa v zelených jílovcích). Podobný mechanismus uvádí Friend (1966) k vysvětlení původu zelených a olivově zelených zón v některých červených vrstvách. Hematitová pigmentace byla pravděpodobně produkována během nebo těsně po transportu zrn, ale před výskytem diagenetických procesů. Následná redukce odstranila většinu tohoto pigmentu ze zelených zón. Fluktuační relativně redukčnějších zón byly nepravidelné jak laterálně, tak vertikálně a příčiny této fluktuační nejsou známy.

Braunagel a Stanley (1977) uvádějí dva chemické procesy, které mohly způsobit úbytek železa v zelených jílovcích — difúzi a kapilární vztlakovost. Oba procesy předpokládají přenesení železa vertikálně ze zelených do červených vrstev bez významné laterální migrace a bez vyluhování nebo vynesení Fe-oxidů ze systému.

Podle mého názoru zelené jílovce pravděpodobně vznikaly jako výsledek redukce Fe^{III} v červených vrstvách (nebo jejich předchůdcích) migrací fluidů redukčního charakteru (rozkládající se organická hmota dodávala potřebnou redukční kapacitu). Zjištěné rozdíly v chemickém složení mezi červenými a zelenými jílovci odrážejí vyšší stupeň degradace zelených jílovců v průběhu vyluhování za redukčních podmínek (se zadržením části Mg v chloritových minerálech).

K tisku doporučila Z. Čadková

Literatura

- Adamová M. (1980): Geochemická zhodnocení základních litostratigrafických jednotek v úseku Jih a sousedních oblastech úseku Střed. — Archív Ústř. úst. geol. Praha.

- Adamová M. (1983a): Geochemie flyšových sedimentů západní části čsl. Karpat. — Kandidátská disertační práce, přírodověd. fak. Univ. Karl. Praha.
- (1983b): Geochemický výzkum sedimentárních formací v úseku Sever. — *Archív Ústř. úst. geol. Praha*.
- (1983c): Geochemická charakteristika základních litologických typů sedimentů v godulském vývoji slezské jednotky. — In E. Menčík et al.: *Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny*. — Ústř. úst. geol., 1—304. Praha.
- Adamová M. - Stráník Z. (1984): Geochemická charakteristika sedimentů ždánické jednotky (flyšové pásmo Západních Karpat). — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 171—216. Praha.
- Adams A. S. - Weaver Ch. E. (1958): Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: example of concept of geochemical facies. — *Bull. Amer. Ass. Petrol., Geologists*, 42, 387—430. Tulsa.
- Afanas'jeva I. M. (1979): Petrogeochimičeskije osobennosti fliševoj formacii južnogo sklona Sovetskich Karpat. — *Izd. Naukova dumka*, 1—233. Kijev.
- Aoyagi K. - Kazama T. (1980): Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis. — *Sedimentology*, 27, 2, 179—188. London.
- Aron D. J. - Ichioko P. S. - Wessels G. - Fujiwara A. - Wooley I. T. (1955): Molybdenum in the relation to nitrogen metabolism. J. Assimilation of nitrate by *Scenedesmus*. — *Physiol. Planetarum* 8, 538—554. København.
- Aron D. J. - Wessels G. (1953): Vanadium as an essential element for green plants. — *Nature*, 172, 1039—1040. London.
- Badak J. - Gruszczyk H. - Kita-Badak M. (1965): Les phénomènes de minéralisation de cuivre et d'uranium dans les Karpates polonaises flyscheuses comme indices géochimiques de faciès. — *Carpatho-Balkan geol. Assoc.*, 7th Congr., III., 249—254. Sofia.
- Berner R. A. (1969): Goethite stability and the origin of red beds. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 33, 267—273. Oxford.
- Bhatia M. R. - Taylor S. R. (1981): Trace-element geochemistry and sedimentary provinces: a study from the Tasman Geosyncline, Australia. — *Chem. Geol.*, 33, 1, 115—125. Amsterdam.
- Bouška V. (1980): Geochemické metody určování paleosalinity prostředí. — *Čas. Mineral. Geol.*, 25, 3, 311—318. Praha.
- Braunagel L. H. - Stanley K. O. (1977): Origin of variegated red beds in the Cathedral Bluffs Tongue of the Wasatch Formation (Eocene), Wyoming. — *J. sed. Petrology*, 47, 3, 1201—1219. Tulsa.
- Calvert S. E. (1966): Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 77, 569—596. Colorado.
- (1971): Composition and origin of North Atlantic deep-sea cherts. — *Contr. Mineral. Petrology*, 33, 273—288. Berlin — New York.
- Cody R. D. (1970): Anomalous boron content of two continental shales in eastern Colorado. — *J. sed. Petrology*, 40, 2, 750—754. Tulsa.
- Correns C. W. (1950): Zur Geochemie der Diagenese: I. Das Verhalten von CaCO_3 und SiO_2 . — *Geochim. cosmochim. Acta*, 1, 1, 49—54. London.
- Čech F. - Eliáš M. (1957): On some claystones from the eastern region of the Magura flysch. — *Sborník k osmdesátinám akademika F. Slavíka*. Čs. akad. věd. Praha.
- Čičel B. - Ďurkovič T. (1965): Mineralogical-petrographical composition of East Slovakian flysch claystones. — *Geol. Sbor. Geol. carpath.*, 16, 95—112. Bratislava.
- Dominik J. (1977): Studium mineralogiczno-petrograficzne pstrych łupków płaszczowiny magurskiej Karpat. — *Prace mineral.*, 53, 1—86. Kraków.
- Ďurkovič T. (1966): East Slovakian flysch sediments. — *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 6, 107—154. Bratislava.

- Eliaš M. (1967): Flysch red beds in the outer Carpathians. — *Carpatho-Balkna Geol. Assoc., 8th Congr., Beograd, II*, 327—330. Beograd.
- (1970): Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydách — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 18, 7—90. Praha.
- Ernst W. G. - Calvert S. E. (1969): An experimental study of the recrystallisation of porcelanite and its bearing on the origin of some bedded cherts. — *Amer. J. Sci.*, A 267, 114—133. New Haven.
- Ernst W. - Werner H. (1964): Anwendung der Bor-Methode in den geologischen Formationen zu ihrer besseren Unterteilung in wissenschaftlichem und praktischem Interesse sowie Untersuchungen über Bindung und Festlegung des Bors in natürlichen und künstlichen Sedimenten. — *Forsch.-Ber. Landes Nordrhein-Westf.*, 1433, 1—27. Köln.
- Fairbridge R. W. ed. (1972): The encyclopedia of geochemistry and environmental sciences. — *Encyclopedia of Earth Sciences, IV, A, Van Nostr. Reinh. Comp.* New York.
- Friend P. F. (1966): Clay fractions and colours in some Devonian red beds in the Catskill Mountains, USA. — *Geol. Soc. London Quart. J.*, 122, 273—292. London.
- Fröehlich F. (1960): Beitrag zur Geochemie des Chroms. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 20, 215—240. London.
- Gabinet M. P. (1958): Mineralogija porod menilitovoj serii Vostočnych Karpat. — *Izd. Evov. Gos. Univ.*, 1—36. Evov.
- (1959): O radioaktivnosti bituminoznych porod menilitovoj serii. — *Probl. Geochim.*, 1, 256—260. Evov.
- Gawel A. (1928): O składzie mineralogicznym i petrograficznym czerwonych i zielonych łupków eoceńskich Karpat Wschodnich. — *Spraw. Posiedz. Pol. Akad. Nauk*, 33, 1—57. Kraków.
- Goldberg E. D. - Arrhenius G. O. S. (1958): Chemistry of Pacific pelagic sediments. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 13, 2/3, 153—212. London.
- Goldschmidt V. M. (1954): *Geochemistry*. — Clarendon Press, 1—394. Oxford.
- Greenwood R. (1973): Cristobalite: its relationship to chert formation in selected samples from the Deep Sea Drilling Project. — *J. sed. Petrology*, 43, 3, 700—708. Tulsa.
- Grim R. E. (1951): The depositional environment of red and green shales. — *J. sed. Petrology*, 21, 226—232. Tulsa.
- Gucwa I. (1966): Wyniki badań geochemicznych łupków radiolariowych cenomanu z Niedźwiady koło Ropczyc. — *Kwart. geol.*, 10, 4, 1047—1059. Warszawa.
- (1973): Geochemia wapiennych i krzemionkowych osadów biogenicznych na przykładzie osadów fliszu karpackiego. — *Biul. Inst. geol.*, 17, 271, 5—98. Warszawa.
- Gucwa I. - Ślącza A. (1972): Changes in geochemical conditions within the Silesian basin (Polish flysch Carpathians) at the Eocene—Oligocene boundary. — *Sedim. Geol.*, 8, 199—223. Amsterdam.
- Harder H. (1951): Über den Mineralbestand und die Entstehung einiger sedimentärer Eisenerze des Lias-γ. — *Beitr. Mineral. Petrogr.*, 2, 455—476. Berlin — Heidelberg.
- Harvey H. W. (1939): Substances controlling the growth of a diatom. — *J. Mar. Biol. Assoc.*, 23, 2, 499—520. Cambridge, University Press, Plymouth.
- Haskin M. A. - Haskin L. A. - Frey F. A. - Willdeman T. R. (1968): Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earth. — *In* L. H. Ahrens (ed.): *Origin and distribution of the elements*. 889—912. Pergamon Press. Oxford.
- Hawkes H. H. - Webb J. S. (1962): *Geochemistry in mineral exploration*. — Harper and Row, New York.
- Hay R. L. (1966): Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. — *Geol. Soc. Amer. spec. Papers* 85, 1—130. New York.
- Hirst D. M. (1962): The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria

- The relationship between the mineralogy and the distribution of major elements. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 26, 309—334. London.
- Hurd D. C. (1937): Interactions of biogenic opal, sediment and seawater in the Central Equatorial Pacific. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 37, 2257—2282. Oxford.
- Hijima A. - Tada R. (1981): Silica diagenesis of Neogene diatomaceous and volcanoclastic sediments in northern Japan. — *Sedimentology*, 28, 185—200. Amsterdam.
- Isajeva A. B. (1974): Nekotoryje zakonomernosti raspredelenija molibdena v osadkach Oehotskogo morja. — *Geochimija*, 12, 1799—1807. Moskva.
- Keller W. D. (1953): Illite and montmorillonite in green sedimentary rocks. — *J. sed. Petrology*, 23, 3—9. Tulsa.
- (1970): Environmental aspects of clay minerals. — *J. sed. Petrology*, 40, 3, 788—854. Tulsa.
- Kita-Badak M. - Badak J. - Saldan M. (1965): Charakterystyka lupków uranonośnych serii menilitowej w Karpatach środkowych. — *Kwart. geol.*, 9, 137—156. Warszawa.
- Koráb T. - Đurkovič T. (1978): Geológia dukelskej jednotky (Flyš východného Slovenska). — *Geol. úst. D. Stúra*, 1—144. Bratislava.
- Kraft M. - Scheindler R. - Tischendorf G. - Fuchs H. (1969): Daten zur Geochemie der Elemente. — *Zentr. Geol. Inst. Berlin*.
- Krauskopf K. B. (1956): Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 10, 1—26. London.
- (1959): The geochemistry of silica in sedimentary environment. — *Soc. Econ. Min. Pal. Spec. Publ.* 7, 4—19. Tulsa.
- (1967): Introduction to geochemistry. — McGraw-Hill Book Co., 1—721. New York.
- Krynine P. D. (1949): The megascopic and field classification of sedimentary rocks. — *J. Geol.*, 56, 2, 130—165. Chicago.
- Kukal Z. (1962): Některé metody petrografického výzkumu zpevněných jílovitých sedimentů. — *Geol. Průz.*, 7, 207—209. Praha.
- Kuźniar C. (1954): W sprawie genyzy lupków menilitowych. — *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 22, 495—496. Kraków.
- Leško B. - Đurkovič T. - Čičel B. (1959): Stopy paleogenného vulkanizmu na východnom Slovensku. — *Geol. Práce, Zpr.* 16, 131—141. Bratislava.
- Levašev G. B. - Barsukov V. L. - Suščevskaja T. M. - Malkov I. I. (1975): Molibden i volfram v osadkach nekotorych rajonov Tichogo okeana. — *Geochimija*, 2, 207—216. Moskva.
- Lewin J. C. (1961): The dissolution of silica from diatom walls. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 21, 182—198. London.
- Malkovský M. (1979): Tektogeneze platformního pokryvu Českého masívu. — *Knih. Ústí. Úst. geol.* 53. Praha.
- McBride E. F. (1974): Significance of color in red, green, purple, olive, brown, and grey beds of Difunta Group, Northeastern Mexico. — *J. sed. Petrology*, 44, 760—773. Tulsa.
- McLean S. M. - Nance W. B. - Taylor S. R. (1980): Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 44, 1833—1839. London.
- Menčík E. et al. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. — *Ústí. úst. geol.* Praha.
- Midgison A. A. (1960): O sootnošenii titana i aljuminija v osadočnych porodach. — *Geochimija*, 2, 149—163. Moskva.
- Mitsui K. - Taguchi K. (1977): Silica mineral diagenesis in Neogene Tertiary shales in the Tempoka district, Hokkaido, Japan. — *J. sed. Petrology*, 47, 1, 158—167. Tulsa.

- Mizutani S. (1970): Silica minerals in the early stage of diagenesis. — *Sedimentology*, 15, 3/4, 419—436. Elsevier, Amsterdam.
- Moore T. C. Jr. (1969): Radiolaria: change in skeletal weight and resistance to solution. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, 2103—2108. Colorado.
- Moravcová H. - Fiala J. (1980): Automatizace rtg. práškové difrakční fázové analýzy. — *Věstník Ústř. úst. geol.*, 55, 4, 237—244. Praha.
- Nalivkin D. V. (1956): Učeniye o facijach, I. — Akad. nauk. SSSR, Moskva.
- Narębski W. (1957): O diagenetycznych dolomitach żelazistych z Karpat fliszowych. — *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 26, 29—50. Kraków.
- Nicholls G. D. - Loring D. H. (1962): Some chemical data on British Carboniferous sediments and their relationship to the clay mineralogy of these rocks. — *Clay Miner.*, 4, 196—207. London.
- Peslová H. (1983): Distribuce těžkých minerálů ve slezské jednotce. — *In* E. Menčík et al.: Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Peterson M. N. A. (1970): Initial reports of the deep-sea drilling project, vol. II. — US. Government Printing Office, 1—501. Washington.
- Pettijohn F. J. (1957): Sedimentary rocks. — 2nd. ed., 1—718. Harper-Broth. New York.
- Picard M. D. (1965): Iron oxides and fine-grained rocks of Red Peak and Crow Mountain sandstone members, Chugwater (Triassic) Formation, Wyoming. — *J. sed. Petrology*, 35, 464—479. Tulsa.
- Pililer R. - Adams J. A. S. (1962): The distribution of thorium, uranium, and potassium in the Mancos shale. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 26, 1115—1135. London.
- Rankama K. - Sahama T. G. (1950): Geochemistry. — Univ. Chicago Press, 4—911. Chicago.
- Reynolds R. C. (1965): The concentration of boron in Precambrian seas. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 29, 1—16. Oxford.
- (1972): Boron: Element and geochemistry. — *In* R. W. Fairbridge (ed.): The encyclopedia of geochemistry and environmental sciences. — Van Nostrand Reinhold Co., 88—90. New York.
- Reynolds W. R. (1970): Mineralogy and stratigraphy of Lower Tertiary clays and claystones of Alabama. — *J. sed. Petrology*, 40, 829—838. Tulsa.
- Ronov A. B. - Girin Ju. P. - Kazakov G. A. - Iljuchin M. N. (1965): Sravnitel'naja geochimija geosinklinaľnych i platformennyh osadočnyh tolšč. — *Geochimija*, 8, 961—976. Moskva.
- Roth Z. (1981): Menilitové souvrství Karpat a jeho paleogeografické postavení. — *Zem. Plyn Nafta*, 26, 1, 3—8. Hodonín.
- Roth Z. et al. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě CSSR 1:200 000 M-34-XIX Ostrava. — 1—292. Geofond. Praha.
- Roth Z. - Hanzlíková E. (1982): Palaeotectonic and palaeo-ecological position of the Menilitic Formation in the Carpathian Mts. — *Čas. Mineral. Geol.*, 27, 2, 113—126. Praha.
- Savul M. - Ababi V. - Botez C. - Moveleanu A. (1963): Contribuții la cunoașterea distribuției elementelor minore în profilul geochemic al Carpaților Orientali. — *Carpatho-Balkan geol. Assoc.*, 5th Congr., II., 233—243. București.
- Shaw D. M. (1954): Trace elements in pelitic rocks. Part II. Geochemical relations. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 65, 1167—1182. New York.
- (1956): Geochemistry of pelitic rocks. Part III. Major elements and general geochemistry. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 919—934. New York.

- Siever R. (1962): Silica solubility, 0—200 °C, and the diagenesis of siliceous sediments. — *J. Geol.*, 70, 2, 127—150. Chicago.
- Siever R. - Scott R. A. (1963): Organic geochemistry of silica. — In: I. A. Breger (ed.): *Organic geochemistry*, 579—595. Pergamon Press. London.
- Sosman R. B. (1965): The phases of silica. — Rutgers Univ. Press, 1—388. New Brunswick.
- Surdam R. C. - Ratterman N. G. (1981): Zeolite mineral reactions in a tuff in the Laney Member of the Green River Formation, Wyoming. — *Clays and Clay Miner.*, 29, 5, 365—377. New York.
- Šimánek V. - Adamová M. - Strnad M. (1981): Geochemická charakteristika munitových vrstev čs. Karpat. — *Zem. Plyn Nafta*, 26, 1, 101—111. Hodonín.
- Šmeral J. (1964): Die in der CSSR angewandte Methodik zur geochemischen Untersuchung der organischen Substanz in Gesteinen. — IV. Wissenschaftliche Konferenz über chemische und physikalische Probleme der Untersuchung und Förderung von Erdöl und Erdgas. Brno.
- Taliaferro N. L. (1933): The relation of volcanism to diatomaceous and associated siliceous sediments. — *Univ. Calif. Dept. Geol. Sci. Bull.*, 23, 1—56. California.
- Taylor S. R. - McLennan S. M. (1981): The composition of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. — *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 301, 381—399. London.
- Thompson A. M. (1970): Geochemistry of color genesis in red bed sequence, Juniata and Bald Eagle Formations, Pennsylvania. — *J. sed. Petrology*, 40, 599—615. Tulsa.
- Filler W. A. - Dibble W. E. (1981): Kinetic model of zeolite paragenesis in tuffaceous sediments. — *Clays and Clay Miner.*, 29, 5, 323—330. New York.
- Tkačuk L. G. - Lozynjak P. Ju. - Rejzman L. M. (1977): Piroklastičeskije porody Karpatškogo regiona. — In: *Piroklastičeskije porody Ukrainy*. Izd. Naukova dumka, 4—68. Kiev.
- Tourtellot H. A. (1964): Minor-element composition and organic carbon content of marine and nonmarine shales of Late Cretaceous age in the western interior of the United States. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 28, 1579—1604. Pergamon Press. New York.
- Van Houten F. B. (1968): Iron oxides in red beds. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 79, 399—416. Colorado.
- (1972): Iron and clay in tropical savanna alluvium, northern Columbia. A contribution to the origin of red beds. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 2761—2772. Colorado.
- (1973): Origin of red beds, a review: 1961—1972. — *A. Rev. Earth planetary Sci.*, 1, 39—61. Amsterdam.
- Vinogradov A. P. (1962): Srednje soderžanije chimičeskich elementov. — *Geochimija*, 7, 555—563. Moskva.
- Vinogradov A. P. - Ronov A. B. (1956): Sostav osadočnych porod Russkoj platformy v svjazi s istoriej jeje tektoničeskich dviženij. — *Geochimija*, 6, 3—24. Moskva.
- El Wakeel S. K. - Riley J. P. (1961): Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 25, 110—146. London.
- Walker C. T. (1968): Evaluation of boron as a paleosalinity indicator and its application to off-shore prospects. — *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 52, 751—760. Tulsa.
- Walker T. R. (1967a): Formation of red beds in modern and ancient deserts. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 78, 353—368. Colorado.

- Walker T. R. (1967b): Color of recent sediments in tropical Mexico. A contribution to the origin of red beds. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 78, 917—920. Colorado.
- (1974): Formation of red beds in moist tropical climates. A hypothesis. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, 633—638. Colorado.
- Wedepohl K. H. (1960): Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 18, 200—231. London.
- (1975): The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the mantle. — *Fortschr. Mineral.*, 52, 2, 141—172. Stuttgart.
- Weite H. D. (1967): Zur Entwicklungsgeschichte von Erdölen auf Grund geochemisch-geologischer Untersuchungen. — *Erdöl. Kohle Erdgas Petrochem.*, 20, 2, 76. Hannover.
- Wieser T. (1963): Vulkaničeskaja pyľ i razvitije organičeskoj žizni v morskich bassejnach. — *Carpatho-Balkan geol. Assoc.*, 6th Congr. Warszawa.

Geochemical evaluation of the sediments of the Silesian unit

(Summary of the Czech text)

Marie Adamová

Received May 25, 1984

This paper is a mineralogical-geochemical characterization of the sediments of the Silesian unit. Investigation was done with the aim to obtain a complete set of samples of the individual stratigraphic members of this unit. The samples were taken from surface outcrops and from deep boreholes.

The variability of the chemical composition of the sediments, notably of the pelites encountered in the individual members of the Silesian unit is closely associated with the overall evolution of this sedimentary area. The sediments studied show a generally low degree of chemical maturity. The Těšín-Hradiště Formation and the Veřovice Member and Lhoty Formation contain clayey sediments having a comparatively higher degree of maturity, the maximum is reached in the claystones of the Variegated Member of the Submenilitic Formation and in the rocks of the Menilitic Formation (medium degree). The close of the sedimentation, i.e. the Krosno Formation, similarly as the Lower Těšín Member and the Godula Group, have a very low chemical maturity of the pelitic sediments.

Average contents of B and notably of equivalent B clearly indicate a marine sedimentary environment of all sediments studied and they show a certain cyclicity, which corresponds well with the lithofacies and tectonic evolution of the Silesian unit basin. Maximum equ. B contents are in the lower and middle parts of a cycle, the basal parts have lower contents, the uppermost parts of the cycle have lower contents (thus e.g. the highest concentrations of equ. B were determined in the medium part of the cycle in the Hradiště and Veřovice Members and Lhoty Formation (620 to 660 ppm), whereas in the Istebna Member in the uppermost part of the cycle the contents of equ. B are 240 ppm). The values of the Th/U ratio do not reach 7 in any of the lithostratigraphic members, which also points to a marine environment of sedimentation.

Rare earths elements investigation shows a typical curve (normalized values) of a well-developed Earth's crust with a distinct negative Eu anomaly (pl. 1). The highest contents of the studied elements are in the claystones of the reducing Paleocene, of the Istebna Member and of the Godula Group. These

claystones also contain the highest concentrations of Th, Y and Hf (table 5). The highest La/Th values were found in the Menilitic Formation and in the Těšín-Hradiště Formation and in the Lower Těšín Member, which also has the lowest values of Th/Yb and Th/U ratios.

The results of the analysis of organic substances indicate a low to medium degree of thermal metamorphism of the dispersed organic substance. The highest degree of metamorphic adjustment has been attained by the organic substance in the claystones of the Istebna Member. Contents of primary hydrocarbons (table 7) are very low in the studied set of samples. Their relatively highest amount has been found in the siliceous claystones of the Menilitic Formation. The Menilitic Formations of the Silesian as well as of the Ždánice unit contain a distinctly higher amount of dispersed organic substance than the other lithostratigraphic units, whereby the menilitic sediments of the Silesian unit are according to the CPI indexes of saturated paraffin hydrocarbons (table 8) in an essentially more advanced stage of carbonification (alteration) than the menilitic rocks of the Ždánice unit. The chemical composition suggests that the organic substance dispersed in the sediments of the Menilitic Formation and in the Subcherty Member of the Silesian and Ždánice units consists of mixed sapropel and terrestrial material. The predominant part of the organic substance in the other rocks studied is represented mainly by phyto-genic terrestrial material.

The studied trace elements concentrations in the investigated pelites and psammite differ significantly when comparing the lower stratigraphic members of the Silesian unit (the Těšín-Hradiště to Lhoty Formations) with the beds above them. This difference is due to a change of sedimentary environment and of the source area.

The sedimentary environment of the entire Těšín-Hradiště Formation and of the Lower Těšín Member was of reducing alkaline character and maximally favourable for the forming of clayey siderites in the Těšín-Hradiště Formation. Increased Mo concentrations in the Upper Těšín Member are probably connected with the presence of calcareous plankton (biochemically induced concentration), the higher V concentrations might be associated with the reducing character of the environment. Also the influence of the basic volcanism of the teschenite association might be one of the causes. The markedly reducing sedimentary environment of rather acidic character, increased salinity and minimum supply of clastic material are characteristic of the Veřovice Member. Increased supply of less mature clastic material and a probably higher content and different quantitative composition of the mineral fraction is reflected in a change of concentrations (their increase) of Rb, Ti, Zr, Cr, Y and the sum of Fe oxides particularly in the Godula Group (which also has the highest contents of R.E.E., Th and Hf). In the higher layers of the upper portion of the Godula Group, there is a slight decrease in Rb, Ti, Ba, Cu, Co, Cr and V contents, whereas As, S and organic substances show increased concentration higher

upwards, thus indicating the beginning reducing character of the sedimentary environment (Istebna Member, reducing Paleocene).

The claystones of the variegated beds of the Submenilitic Formation were deposited in an environment that was gaining oxidation character. At the same time, the acidity of the environment changes from neutral to weakly acidic during the deposition of the sediments of the reducing Paleocene into weakly alkaline, which was favourable for increased accumulation of calcite at the close of the sedimentation of the Submenilitic Formation. The mineralogical and geochemical study of the variegated beds of the Godula Group and Submenilitic Formation of the Silesian and Ždánice units makes me presume that the green claystones originated as a result of Fe^{III} reduction in the red beds (or their predecessors) through migration of fluids of reducing character (the decomposing organic substance supplied the necessary reducing capacity). The established differences in the chemical composition between the red and green claystones probably reflect a higher degree of degradation of the green claystones during leaching under reducing conditions with retaining of part of Mg in the chloritic minerals.

The sedimentation of the significant lithostratigraphic horizon of the Silesian (and Ždánice) units — the Menilitic Formation — occurred in a strongly reducing environment at increased contents of S and organic substance and limited communication with the open sea, normal to slightly increased salinity and minimum supply of elastic material. Typical of this formation is the fact that the sediments are enriched with Mo, V and U. In addition to the bond of V with the dispersed organic substance there is, similarly as with Mo, a tendency towards biochemical concentration. The increased contents of these two elements correspond to the mixed character of the plankton in the menilitic sediments. The primary source of part of the V and Mo was pyroclastic material. This conclusion is documented by the presence of tuffites that have increased concentrations of these elements in the Menilitic Formation. The highest concentrations of uranium are in the rocks of the Menilitic Formation, in the Subcherty Member and in the basal part of the Krosno Formation. The uranium which occurs in these sediments in a dispersed form particularly together with bituminous substance is probably syngenetic and it was being concentrated by sorption on planktonic organisms or on organic substance during its bituminization. The supply of U into the sedimentary basin of the Menilitic Formation with the pyroclastic material is also documented by the high U content in tuffites (table 3).

On the basis of the very close geochemical character of the rocks of the Subcherty Member and the Menilitic Formation, notably of the Cherty Member of the Silesian and Ždánice units, I have arrived at the conclusion that the Subcherty Member, so far referred to the Submenilitic Formation, should be referred to the Menilitic Formation.

SiO₂ is in the Menilitic Formation and Subcherty Member sediments present both in the form of quartz and cristobalite, and in amorphous form (opal or chalcedony). The established increased contents of the minerals of the montmorillonite group, the presence of cristobalite, zeolite and tuffite material in the sediments of the Menilitic Formation of the Silesian and Ždánice units and the same mineral assemblage found in the Subcherty Member are in favour of the conclusion that the major primary source of SiO₂ in these sediments was volcanogenic material. The occurrence of diatoms and of radiolarians in the menilitic sediments allow the assumption that the origin of silicites is the result of the combination of volcanic and organic factors, possibly influenced by a series of other factors.

The Krosno Formation that grades from the Menilitic Formation, contains in its basal part also menilite-type claystone intercalations, corresponding in geochemical character to the Menilitic Formation proper (high contents of pyrite reaching 5 % and of organic substance and an analogically increased content in trace elements, particularly Mo, V, U, As, Ag and Ni). The Krosno Formation as a whole was deposited in a sedimentary environment that gradually became less reducing and adopted rather an alkaline character having lower salinity and a higher supply of clastic material. Characteristic of this portion of the Krosno Formation is an assemblage of micaceous minerals with chlorites, a higher feldspar proportion and a significant quantity of dolomites in the carbonate admixture. In the Krosno Formation, there is a significant drop of concentrations, particularly of Zr, Ti, Sn, Ga, As, Cu and Mo. The important representation of garnet and the presence of disthene in the heavy mineral fraction and the drop of the contents of Zr and Ti indicate that metamorphic rocks form an important proportion of the source material of these sediments.

All results obtained (values of ratios of selected pairs of trace elements, La/Th, Th/U, Th/Yb, La/Ce ratios, increased concentrations of R.E.E. and of a series of trace elements, notably of Y, Th, Ti, Zr and Hf, indicate a significant proportion of granitoid rocks in the clastic material of the Godula Group, Istebna Formation and partly also in the reducing Paleocene. In the Těšín Member and particularly in the Menilitic Formation, some influence of volcanogenic activity during their sedimentation may be observed (contribution of material of volcanic provenience).

All available data on the sediments of the Krosno Formation of the Silesian unit were compared with those of the Ždánice-Hustopeče Formation of the Ždánice unit (A d a m o v á 1983a). This comparison has revealed that the sediments of these two lithostratigraphic members have a very similar mineralogical composition, such as higher content of feldspars, a dominating assemblage of micaceous minerals and chlorites, a significant proportion of dolomite in the carbonate admixture, prevalence of garnet in the heavy minerals fraction. Chemically, they have very close contents of SiO₂, Al₂O₃, iron oxides, MgO.

CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ and of most of the trace elements (whereby concentrations of As, Co, Cu, Mo, Ni, S and U are slightly higher in the Silesian unit), close average values of the ratios of selected pairs of trace elements, absolute contents of B. The concentrations of R.E.E. in the Krosno Formation are only slightly higher but the value of the ratio light/heavy R.E.E. is identical. Also the values of the Th/U, La/Th, La/Ce, Th/Yb and K/Th are very close. The results of this comparison point to analogous source areas of the sediments of the Krosno Formation and of the Ždánice-Hustopeče Formation or to the fact that they had one common significant source area.

When summarizing all information obtained from geochemical investigation we find a certain unification of the sedimentary area of the Silesian unit during the sedimentation of the Submenilitic Formation, Menilitic Formation and Krosno lithofacies with the sedimentary area of the Ždánice unit (or Ždánice-Subsilesian unit). During the sedimentation of the Krosno Formation and the Ždánice-Hustopeče Formation the clastic material was — in contrast to the underlying sediments — supplied with high probability from the E, from the region of the Magura zone.

Přeložila H. Šilarová

Explanation of tables

- Table 1. Mean contents (\bar{x}) and concentration ranges (min.—max.) of oxides of the major elements (in %) in the rocks of the Silesian unit (outcrops).
- Table 2. Mean contents (m) and concentration ranges (min.—max.) of oxides of the essential elements (in %) in the rocks of the Silesian unit (sandstones — outcrops).
- Table 3. Average contents (in ppm), standard deviations and concentration range (min.—max.) of the studied trace elements in the rocks of the Silesian unit (\bar{x} — arithmetic mean, m — median, \bar{x}_g — geometric mean, s , s_g — arithmetic and geometric standard deviation, V % — variation coefficient, st — traces).
- Table 4. Mean contents (in ppm), standard deviation and concentration range of trace elements in the sediments of the Silesian unit (\bar{x} — arithmetic mean, m — median, s — arithmetic standard deviation, min.—max. — concentration range, st. — traces).
- Table 5. Mean contents (median) and concentration ranges (in ppm) of rare earths elements (R.E.E.), U, Th, Y, Hf and average values of the ratios of La/Th, Th/Yb, La/Ce, Hf/Zr, K/Th, Th/U in the rocks of the Silesian unit. Ch — values of ratios of established contents of given elements with respect to contents indicated for chondrites (K. H. Wedepohl 1975); NAS — the same with respect to contents in North American shales (M. A. Haskin et al. 1968).
- Table 6. Overall contents of organic substance in individual genetic types (C_{org}, C_{res}, C_{hum}, C_{bit}) expressed in mass percent of C in the rock, percentage of these genetic types expressed in so-called carbon balance and values of the coefficient of bitumenousness in the sediments of the Silesian unit.
- Table 7. Results of pyrolysis in selected studied samples.
- Table 8. Total content of n-alkanes (in %); sums of contents of odd and even n-alkanes (in $\mu\text{g/g}$) and values of ratios of odd and even n-alkanes in the sediments of the Silesian unit.

Table 9. Average contents of B (in ppm) in individual lithostratigraphic complexes of the Silesian unit; number of samples that were recalculated to equivalent B, its average values and average values of Th/U ratios.

Explanation of text-figures and of plate 1

1. Average contents of trace elements in the sediments of the Silesian unit (sampled from outcrops).
2. Average contents of trace elements in the sediments of the Silesian unit (sampled from outcrops).
3. Point diagram of Rb-K₂O, Ba-K₂O, Pb-K₂O, Sr-K₂O in the pelitic sediments of the Istebna Member and Godula Group of the Silesian unit.
1 — Istebna Member; 2 — upper part of the Godula Group; 3 — middle part of the Godula Group; 4 — lower part of the Godula Group; 5 — Variegated Member of the Godula Group.
4. Point diagram of Ga-Σoxides of Fe, Ga-Al₂O₃, Cr-Al₂O₃, Sr-CaO in the pelitic sediments of the Istebna Member and Godula, Group of the Silesian unit.
For explanation see fig. 3.
5. Point diagram of Rb-K₂O, Ba-K₂O, Pb-K₂O, Sr-K₂O in the claystones of the Krosno Formation of the Silesian unit and the Zdáńice-Hustopeče Formation of the Zdáńice unit.
1 — Krosno Formation; 2 — Zdáńice-Hustopeče Formation, flysch development; 3 — Zdáńice-Hustopeče Formation, pelitic development.
6. Point diagram of Ga-Σoxides of Fe, Ga-Al₂O₃, Cr-Al₂O₃, Sr-CaO in the claystones of the Krosno Formation of the Silesian unit and the Zdáńice-Hustopeče Formation of the Zdáńice unit.
For explanation see fig. 5.
7. 3Ni—Cr—6Co diagram for the sediments of the Silesian and Zdáńice units.
Silesian unit (*dot*): 1 — Krosno Formation, 3 — Menilitic Formation, Dynów Marlstones, 4 — Menilitic Formation, claystones, 5 — Menilitic Formation, cherts, 6 — Menilitic Formation, tuffites, 7 — Subcherty Member: 7_I claystone, 7_{II} marlstones, 8 — Submenilitic Formation, Variegated Member, 9 — Submenilitic Formation, reducing Paleocene.
Zdáńice unit (*open circle*): 2 — Zdáńice-Hustopeče Formation, flysch development, 3 — Zdáńice-Hustopeče Formation, pelitic development, 4 — Menilitic Formation, Sitbořice Member, 5 — Menilitic Formation, Dynów Marlstones, 6 — Menilitic Formation, cherts, 7 — Menilitic Formation, claystones, 8 — Menilitic Formation, tuffites, 9 — Subcherty Member, claystone, 10 — Subcherty Member, marlstones, 12 — Submenilitic Formation, Variegated Member, 13 — Submenilitic Formation, mottled development, 14 — Submenilitic Formation, reducing Paleocene.
8. 6V—3Zr—Sr diagram for the sediments of the Silesian and Zdáńice units.
For explanation see fig. 7.

Pl. 1

Distribution of R.E.E. in the rocks of the Silesian unit.

A. Normalized with respect to chondrites (after K. H. Wedepohl 1975).

1 — Krosno Formation; 2 — Menilitic Formation, claystones; 3 — Menilitic Formation, cherts; 4 — Submenilitic Formation, Variegated Member; 5 — Submenilitic Formation reducing Paleocene; 6 — Istebna Member; 7 — Godula Group, upper part; 8 — Godula Group, middle part; 9 — Godula Group, lower part; 10 — Godula Group, Variegated

Member; 11 — Lhoty Formation; 12 — Veřovice Member; 13 — Těšín-Hradiště Formation, Hradiště Member; 14 — Těšín-Hradiště Formation, Upper Těšín Member; 15 — Lower Těšín Member.

B. Normalized with respect to North American shales — NAS (after M. A. Haskin et al. 1968).

Геохимическая оценка осадочных пород силезской единицы

Геохимические исследования осадочных пород силезской единицы (верхнеюрского до олигоценного возраста) были направлены на изучение химического и минерального составов пелитов и псаммитов, отобранных из обнажений и буровых скважин, определение геохимической характеристики этих пород, сравнение их друг с другом в целях геохимической и геологической интерпретаций. Изучались концентрации главных элементов, микроэлементов (Ag, As, B, Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, S, Sb, Sn, Sr, Ti, U, V, Y, Zn, Zr), значительные отношения пар этих элементов, их распределение, корреляционные отношения и геохимические фоны в породах отдельных литостратиграфических подразделений силезской единицы с целью возможного использования геохимической оценки для их определения и стратиграфического сопоставления. Исследования были дополнены изучением в выбранных образцах пород редкоземельных элементов, урана, тория, гафния и органического вещества. Внимание уделялось также вопросу пестроцветных слоев и происхождению кремнезема в осадочных породах.

Přeložil A. Kříž