

vrchu Verpánek (foto B 34), jehož svahy byly do 70. let pokryty k emencovými balvany nejrozdívnějších tvarů (Ván 1963, 1999). Zdejší vulkanogenní výplň diatrém v etn. písk s k emenci adí Kopecký až do II. sopečné fáze. Tzn., že by mly být mladší než sedimentární výplň severo-ústecké pánve s hlavní hmotou dlouhelnou slojí. Názor odvoduje tím, že na vrcholu Verpánku byly zjištěny uhelné jíly a na svahu porcelanity. Jejich existenci vysvětluje dvojím způsobem. Buď to jsou mladší sedimenty usazené na denudované výplni maaru, nebo to jsou rozměrné xenolity. Evidentní rulový xenolit o rozměrech okolo 100 x 50 m, který uvádí ze západní části diatrému Verpánku, svdíl podle Kopeckého pro druhou možnost. Jeho další argument, opoující s relativními výškovými úrovněmi sedimentů zde a v pánvi, je nedomyšlený. Vyžadoval by totiž existenci produktivního miocénu v hlubších partiích i v prostoru Verpánku, což by zde znamenalo pokračování. Ve skutečnosti je tu obnaženo podloží vulkanitů, tedy jejich primární kanály i diatrémy. Znamená nepravděpodobná je i interpretace písků na Písečném vrchu jako sedimentů maarové výplně. Nelze si totiž představit zdroj těchto sedimentů v údajné maarové depresi, nebo jsou zcela odlišné od okolních hornin. V tomto směru nutno souhlasit s Vánem (1999b), který odmítá interpretaci písků jako sedimentů výplně maaru. Považuje je za svrchnoocenní (převodně podle Hibsche střednooligocenní), byly zachovaly v diatrémách.

Vrstvu kaolinických písků na Písečném vrchu prorážejí na mnoha místech žíly i komíny chaotické sopečné brekcie o průměru až desítek metrů. Kromě žilové základní sopečné hmoty obsahuje brekcie útržky až bloky sopečného materiálu, rozměrné xenolity křídových slínovců a drobné úlomky rul (foto B 16). Křídové xenolity byly vesměs dolomitizovány. Na jejich puklinách bývají žíly krystalovaného železitého dolomitu (Brus – Hurník 1976).

Bizarně korodované k emencové bloky byly před odštěpením rozvolněny z Písečného vrchu do širokého okolí a právě tak jako na Verpánku vytvářely tzv. kamenná stáda. Ještě dlouho po válce byly k vidění podél trati od Bečova k Brádkům (foto B 17). Bohatě jsou fotograficky dokumentovány v práci Vánové (1999).

Písečný vrch je památný také jako významná archeologická lokalita (viz pleistocén). Byla zde identifikována toto období paleolitického osídlení. Nejstarší spadá podle Fridricha (1972) pravděpodobně až do nejstaršího pleistocénu (interglaciál donau/günz), další do středního (na konec mindelského zalednění) a nejmladší do svrchního pleistocénu (würm).

Kromě k emenců byly na některých místech mezi prokazatelnými křídovými a tetihomími souvrstvími zastíženy i kolikametrové písčitožilovité polohy s náznakem uhelné sedimentace. Od Střimic je popisuje Vachtl (1952) a zjištěny byly i kolika vrty na dalších místech (u Brádků). Uváděny jsou též od Dobrušky.

Pro úplnost, v minulosti byly za předvedené, tedy oligocenní, považovány k emity pískovce s flórou na Hradišti u Černošic na Chomutovsku (odkud byl mimo jiné brán stavební materiál na stavbu dčanského kostela v Mostě). Na východním okraji okresu to byly k emity pískovce s pozůstatky mnohem bohatší fauny v okolí Salesiovy výšiny u Oseka. Patily mezi tzv. starší pískovce Šlojového horstva podle vrstevního sledu, jak jej podává Reuss sen. (1801). Od něho se rovněž odvíjí omyl, přejímaný celých 100 let. Její mazení produktivního miocénu v dnešním pojetí do tzv. předvedeného stupně. Byly tedy považovány za starší než neovulkanity hlavní sopečné fáze. Zatímco Reuss v syny již v r. 1864 přistupoval k tomuto mazení suritými výhradami, jejich následovníci (jedině kromě Krejčího 1877) je striktně dodržovali. Raritou v tomto směru bylo do konce 19. stol. přisuzování téže stratigrafické příslušnosti běžanským jílcům (Hibsch 1901), zatímco šferosiderity, které se v jejich prostoru vyskytují, byly považovány za miocenní (předvedené, tedy nadložní vrstvy). Na omluvu Reussa nutno dodat, že v jejich době bylo hmotou dlouhelné hornictví provozováno zejména v pravoběžné části ústeckého středohoří, kde zdejší sloje jsou skutečně uvnitř vulkanitů, resp. podvedenými pískovci. Po objevení miocenní fauny v podloží sloje na dole Mariana ve Skyčicích (1901) byly nadále, resp. až do 50. let, považovány za oligocenní jen písčitožilovité sedimenty (v etn. slojí) na Žatecku. Jsou to tytéž sedimentární soubory, které se dnes označují jako akumulace žatecké delty. Převodně je totiž v podstatě jako samostatnou stratigrafickou jednotku oligocenního stáří vylenil Jokély (1858) pod názvem „žatecké vrstvy“.

Zcela nejistě stáí jsou **bloky pískovce až slepence** s k emitými a železitým tmelem, vzácně roztroušené v sutích mezi Loveckým zámečkem u Brádků a Jestebním vrchem u ústeckého

Ji etína. Tetihorní stá í jim p isoudil již Laube (1887), když je spolu s k emenci podél krušnohorského svahu mezi Jirkovema Osekem za adil do Ěútvaru hn douhelného.

Pro zajímavost bude vhodné citovat z Klva ova p ekladu (1889, str.132): ĚVelmi zajímavá jest uvedená již partie pískovcová, jež pod nadložním edi em na Geierbergu sev. od Lichtenwaldského lovího záme ku se zachovala. Podobá se úpln pískovci blízkému p i Homím Litvínov , jest však o 400 m výš a juž na sev. svahu Rudoho í a jasn osv tuje pošnutí v kolmém sm ru, jež se tu po uložení pískovcehn douhelného státi muselo. ĚLaube z toho odvozuje, že Ěspojení se severon meckou rovinou v dobách t etihorních šlo p es Rudoho í nyn jší.

P edpokládaná p vodní pozice pískovcové lavice na krystaliniku pod výlevem edi e nebyla sice dodnes ov ena, nebo je zast ena kamenným mo em edi ové suti. Ovšem jinou situaci lze t tžko p edpokládat. Její rozpadlé a rozvle ené poz statky ve form ojedinelých, až n kolikametrových blok vy nívajících z edi ové suti v sedle pod Jest ábím vrchem (foto B 18 - 19) a p ílehlém lese nad eským Ji etínem, jiné vysv tlení neposkytují. V minulosti byly z ásti vysbírány a využity jako stavební materiál, dodnes patrný v kamenném zdivu jmenované obce.

Po petrografické stránce to jsou k emenné, více i mén vyt ídné, hrubozmné, místy až st ednozrné pískovce s pozvolnými p echody do poloh št rku o pr m ru zrn až do 8 cm. Zatímco malá zrna písku jsou vesm s dokonale opracovaná, je stupe opracování velkých valoun dosti prom nlivý. Tmel je k emitý, místy kn mu p istupuje tmel železitý, vytvá ející nepravidelné šmouhování pískovce až slepence r znými odstíny hn dých barev. Podobné zrnitostní složení mívají i k ídové pískovce na Teplícku. Proto, dokud se v nich nenajdou ur itelné fosílie, nelze vylou it ani k ídové stá í.

Neovulkanitý a podpánevní vulkanický komplex (st ezovské souvrství)

Druhá polovina paleogénu, zejména jeho nejmladší období, je charakteristická rozsáhlou sope nou inností, p edznamenanou a doprovázenou tektonickým rozpadem eocenní paroviny. Do tohoto období paleogénu spadá I. (hlavní) sope ná fáze, která za íná již ve st edním eocénu a zabírá celý oligocén. Do ní p ísluší podstatná ást neovulkanit eského st edoho í i Doupovských hor. Tento významný geologický fenomén bude vhodné uvést jedním z nejstarších, sice návních, ale o to barvit jších vylí ení za átk zdejší sope né innosti v podání Krejího (1975, str. 262): ĚOhromná katastrofa p erušila však v nastávající dob stupn Helvetského velebnou tichost mohutného vegetativního života. Krušné hory po aly vystupovati do nyn jší své výše a z rozsedlin na eské stran u paty t ch hor ve skalní soustav vrstev rozev ených, vyhmuly se spousty ohnivého edi e a t stovité hmoty zn lc , nakupivšese ve dv horské skupeniny, v jednu u Doupova a v druhou, nyn jší to Litom ické St edoho í, mezi Mostem a Hajdou, jakož i jednotlivé etné homole a bán nad rozsedlinami vedlejšími.

Podle radiometrického datování se nej ast ji uvádí období 36 - 17 mil. let. Krutský (1987) udává podle r zných archivních materiál 40 - 22 mil. let. Cajz (2000) up es uje na 41,9 - 19,3 mil.let. Kopecký (1978) vy lenil ješt iniciální fázi na sklonku k ídy a pozd ji (Kopecký 1987) provedl i p e íslování fází. I - iniciální (87-60 mil.let), II - hlavní (42-17 mil.let). Mladší, v p vodním smyslu II. fázi, rozd lil na další dv , tj. III - svrchnomiocenní (9-5 mil.let) a IV - kvartémí (3,4-0,86 mil.let). Nelze však podle n ho vylou it, že na základ dalších m ení je bude možné op t slou it do jedné svrchnomiocenní až pleistocenní fáze.

Iniciální fáze z konce k ídy nebyla v severozápadních echách dokumentována. Mladší, II. sope ná fáze p edstavuje oživení sope né aktivity po skon ení sedimentace v miocenním jeze e. Pomineme-li kvartémí sopky, podle n kolika radiometrických údaj probíhala mezi 13 - 9, pop . 5 mil. let, tj. koncem st edního a ve svrchním miocénu. Nevylou uje se ani pliocenní stá í.

Vulkanická aktivita byla plošn vázána na neoidní vulkanickotektonickou zónu, konformní s linií hlubinného litom ického zlomu. Tato zóna spolu s p ílehlými miocenními hn douhelnými pánevmi je r znými autory chápána r zn . Prvn ji blíže charakterizoval Laube (1884) a nazval ji podle výskytu minerálních pramenu v Podkrušnoho í Ěeskou termální puklinou (böhmische Thermalspalte). V posledním období bývá nej ast ji považována a ozna ována podle Kopeckého (1978) jako oheiský rift, který je pokračováním st edoevropské riftové zóny. Sou ástí riftu je podle n ho i severo eská pánev omezená na severu krušnohorským zlomem. Od dob Stodolových (1952)

byl však vznik zlomu a tím i p íkopové stavby p esouván až za uhlotvornou sedimenta ní etapu od mladšího miocénu do kvartému. Z tohoto pohledu pak p estává být hlavní sope ná fáze a tedy oherský rift, rozhodující pro vznik miocenní hn dlouhé pánve. Ostatn ob tyto geologické jednotky mají zcela odlišný tektonický režim.

S bou livou sope nou inností je nepochybn spjat tektonický rozpad k ídové až paleogenní paroviny a za ur ující lze považovat litom ícký a s ním geneticky spjatý centrální zlom. Litom ícký zlom tvo í rozhraní mezi dv ma základními krystalinickými jednotkami eského masívu a to tepelsko-barrandienskou a krušnohorskou-durínskou. Na rozdíl od krušnohorského zlomu je jeho hlubinný charakter doložen geofyzikáln .

Svým složením zdejší t etihomí vulkanity odpovídají alkalickým vyv elinám, tzn., že v hlavních hominotvorných minerálech p evládají alkálie nad kyslíky hliníku a k emíku. Jejich petrografii podrobn zpracoval Hibsche a soubom své mnohaleté výsledky studia uve ejnil r. 1926. S menšími korekcemi Hibscheových výzkum jsou dnes vulkanity eského st edoho í len ny do dvou základních skupin. Jednu p edstavují tmavé vyv eliny edí ového charakteru (edí e, bazanity, tefity, nefelinity), druhou sv tlé trachytické horniny (zn lce, sodalitické trachyty). P echod mezi ob ma skupinami reprezentují tmavé zn lce a tefity. Již na za átku 20. stol. rozpoznal Hibsche (1900) ur itou asovou posloupnost výlev jednotlivých hominových typ . Od té doby se rámcov traduje více í mén platná ada: starší edí e, zn lce, tefity, bazanity, mladší zn lce a edí e. To vícemén platí pro východní ást . st edoho í. Pro západní ást . st edoho í up es uje posloupnost Kopecký (in Malkovský et al. 1985) následovn . Po bazálních pyroklastikách dochází k prvním výlev m edí ových láv (olivinický bazalt až nefelinický bazanit, pop . nefelinicko-leucitický tefit až bazanit). Následují sodalitické tefity až trachybazalty a adu uzavírají zn lce (sodalitické trachyty a sodalitické fonolity). Výlevy láv byly doprovázeny erupcemi pyroklastik, tj. sope ných popel (tuf) a vyv hováním žhavotekutého magmatu (které rychle tuhlo a na zem dopadalo již v podob Ěsope ných punĚ), pop ípad spíškami úlomk až blok starších homin vyrvaných dokonce í z hlubokého krystalinika. Vrstevní sled podpáveného vulkanického komplexu zpravidla za íná práv pyroklastiky. Dnes tyto vesm s zv tralé sope né usazeniny vytvá ejí až mnohametrové vrstvy v podloží í meziloží lávových p íkrov , nebo obklopují kupovitá t lesa vyv elin. Jako sope né, resp. komínové brekcie mnohdy vypl ují p ívodní kanály a sopouchy nejr zn jších tvar í rozm r .

Vyv eliny í pyroklastika byly již od jejich proniknutí na povrch vystaveny v r zné intenzit p sobení nejr zn jších vliv , které je pozm nily k nepoznání. Tak únikem horkých roztok a plyn , doprovázejících erupce (autometamorfóza hydrotermálními roztoky), se zejména edí e a jejich tufy rozložily v prom nlivé intenzit v jílovitou horninu, v níž zpravidla p evládá jílový minerál montmorillonit. Krom toho bývají protkány žilami, pop . roji žil aragonitu, který m že p echázet v kalcit (foto B 20). Jindy se láva vylila do jezera a p í styku s vodou zcela zjílov la (n které dokonale zjílov lé zn lce s dominantním zastoupením jílového minerálu kaolinitu). V záv ru útlumu sope né aktivity byly vulkanity vystaveny ú ink m subtropického až tropického podnebí a docházelo k jejich zv trávání, které se výslednými produkty blížilo až lateritizaci (viz výše). Dominantn se však uplat ovala kaolinizace a montmorillonitizace. Ke kaolinizaci z ejm ješt p ísp ly následné uhlotvorné mo ály. Výsledkem souhrnu t chto proces jsou ložiska hliníkových a titanových surovin, kaolínu a bentonitu.

Vulkanogenní komplex obsahuje rovn ž í vrstvy sediment nesope ného p vodu. Vedle jílovitopís itých usazenin, n kdy smíšených s p eplavenými vulkanogenními horninami (tufity), jsou to vesm s organogenní sedimenty. Z nich nejznám jší jsou diatomity. Dále to jsou sladkovodní vápence a v eském st edoho í na východ od Labe ješt uhelné sloje. Nejproslulejší ložisko diatomit je na sousedním Bílinsku u Ku lína. Z lužického údolí na hranici okresu jsou známy poloopály. Ob lokality jsou p í bázi vulkanického komplexu. Sladkovodní vápence od Korozluk jsou nad jeho stropem, resp. v t sném podloží hn dlouhé sloje.

Jelikož na Mostecko zasahují vulkanity eského st edoho í jen severozápadním okrajem, pokrývají souvisle (a p vodn í pokrývaly) jen jihovýchodní ást okresu. Na zbývajícím území se vyskytují vícemén nahodile. V jihovýchodní ásti spo ívají v tšinou na svrchnok ídové až paleogenním penepřevýšeném povrchu **bazální pyroklastika** edí ového typu. Z toho lze odvodit,

že na zátku se uplatovala vesměs s explozivní inností tvorbou diatrém a erupce láv nastoupily později. Ve spodní části mívají charakter vulkanosedimentárních brekcí (na nichž se údajně podílela i synsedimentární tektonika) nebo naopak tufitů, dnes zjívových, které se podle Kopeckého (1990) především usazovaly v blízkém sladkovodním jezeře. Dutiny v brekcích bývají vyplněny karbonáty (v tšinou kalcit). Častěji bývají limonitové hlízy a drobná zrna limonitizovaného sideritu. Ve svrchní části jsou především tufy a tufity a v nich vločky až polohy diatomitů, poloopálů a vápenců, vzácně i náznaky uhelné sedimentace.

Zatímco na sousedním Bělíně se nachází u Kuřínů v bazálních pyroklastikách sv. tov. proslulé ložisko diatomitů o mnohametrové mocnosti, na Mostecku byly **diatomity** zjištěny na dvou místech pouze jako slabé vločky ve vulkanosedimentárním vrstevním souboru. Jedním je Lužické údolí, druhým podloží sloje u Záluží. V prvním případě jsou diatomity natolik silicifikovány, že výslednou hmotinou je poloopál. Ve druhém to jsou milimetrové vrstvičky, zatížené v hlubokém podloží hlavní sloje v centrální části severo-české pánve mezi bývalým Zálužím a Dolním Litvínovem. Zde například v zkušebních slojích byla v itém VÚ-5 zatížena desetimetrová sekvence tufitů s vločkami vápence, diatomitů a vápnitého jílovce (Brus – Hrdina 1969). Jelikož byl v it pro technické potřeby předem ukončen aniž by dosáhl k etihornímu podloží, příslušnost sedimentu jezerního povodu k podpánevnímu vulkanogennímu komplexu je odvozena od přítomnosti tufogenních vrstevních souborů. Vrstvičky diatomitů byly ve stropních partiích několikametrové svrchní polohy (5,8 m) vzádně tufitu (v absolutní výšce okolo kóty -102 m n. v., tedy pod hladinou moře), zatímco ve spodní poloze převládaly vločky vápence. V diatomitech svrchní polohy byl zjištěn fragment cypišovitě v tívky, určené tehdy jako *Libocedrus salicomioides* (dnes člen rodu *Tetraclinis*), listu javonu *Acer grosse-dentatum* a zbytku obojživelníka.

Jelikož **Kuřín** leží necelé 4 km na východ od jihových. okraje okresu, bude úrodné se o něm rovněž zmínit. Zde, v těsném sousedství obce na kopci Trupelník, je ložisko diatomitů (horninotvořená mikroskopickými schránkami žlutozelených řas - rozsvěvek), které se zde těžily zejména v 19. stol. jako *čistivá bídlice*. Byly to právě kuřínské diatomity, které byly jako jedny z prvních podrobeny mikroskopickému studiu a přispěly tak k objevení kmenitých mikroorganismů v sedimentech (Ehrenberg 1836, Dujardin 1836 a další). V polovině 19. stol. byl odtud nashromážděn bohatý paleontologický materiál, který kromě ložkovické sbírky v Bělíně (údajně jen z Kuřínů obsahovala přes 3 000 rostlinných zbytků) se dostal i do sbírek předních evropských muzeí. Již v minulém století byla z Kuřínů popsána kromě ryb kolekce blanokřídlého hmyzu, brouků (Deichmüller 1881) a malý rákos *Palaemon exul* (Friš 1872), jeho jméno je ovšem pouhým synonymem druhu *Micropsalis papyracea* (Meyer 1859). Dodnes lze relativně hojně sbírat kosterní otisky ryb, které byly především zájmu počinaje Agassizem (1843), Reusem a Meyerem (1851), přes Laubeho (1900, 1901) až po Obřelovou (1979, 1987). Podle Obřelové kuřínská ichnofauna, zastoupená těmi všemi s archaickými rody, reprezentuje nejstarší tetihorní společenstvo v českém terciálu (eocén). Po revizi dosavadních nálezů jsou zde doloženy tři druhy rodů, v Evropě dnes vyhynulých ryb. Tak kaprouni zde byly zastoupeny druhem *Amia macrocephala* (nejnověji přeznačen do rodu *Cyrdurus*, viz Bellon et al. 1998). Tento rod žil v Evropě od druhohor do tetihora a během miocénu zde vyhynul. Dnešní jeho potomci žijí v Severní Americe. Další zástupce je příbuzným okounovitých a již rodový název, odvozený od města Bělina naznačuje, že v dnešním světě jeho zástupce již nenajdeme. V Kuříně se vyskytuje druh *Bilinia uraschista* (Obřelová 1976). Reuss (1844) považoval zbytky této ryby jako okouna *Perca uraschista*, později byly dokonce přeznačeny k mořskému rodu *Plectropoma* (viz Laube 1901). Tetí, vyhynulý rod *Thaumaturus* byl v Evropě endemický (vyskytuje se jen v daném území) od eocénu do miocénu. V Kuříně je zastoupen druhem *Thaumaturus furcatus* (přeznačen Meyerem a Laubem jako 3 druhy *T. furcatus*, *T. elongatus*, *T. Deichmüllerii*). Nejnověji potvrdili existenci dalších okounovitých ryb rodu *Morone* Micklich – Böhme (1997). Zřejmě se jedná o zbytky, které odtud popsal již Reuss – Meyer (1851) jako pravého okouna Agassizova druhu *Perca lepidota* ze sladkovodních vápenců středního miocénu od Öhningen. Jako *Morone* sp. určený nový nález, jakož i několik exemplářů z Národního muzea v Praze a originál Reuse a Meyera z paleontologických sbírek vídeňského muzea.

Dále jsou odtud uváděny zbytky želvy kožnatek (*Trionyx* sp.) a aligátor (*Diplocynodon* cf. *darwini*). Nedávno byl odtud určen pozůstatek býložravce cf. *Paleotherium* (Fejfar – Kvaček 1993).

Velmi bohatá je zdejší flóra, kterou podrobně zpracoval Ettingshausen (1866 - 1869), doplnil Sieber (1880) a v poválečném období zejména Běžek (Běžek – Holý 1964, Běžek et al. 1967, 1968). Flóra má subtropický ráz s ojedinělými arktoterciárními prvky (javor). Starobylým představitelem je význačný jehličnan evropského spodního a středního eocénu, v literatuře známý pod jménem *Doliosirobium certus*, který vyhynul ve středním oligocénu. V kučerských diatomitech byly poměrně zastoupeny i šupiny šištic. Jehlice našel Menzel (1900) k druhu *Podocarpus eocenica*. Koncem 70-tých let 20. stol. byl v bázi diatomitového souvrství nalezen rozměrný prokaryotický kmen stromu desítky metrů vysokého, který byl na základě anatomického studia určen jako *Podocarpoxylon helmstedtianum*. Běžková et al. (1994) dospěli k závěru, že výše zmíněné pozůstatky jehličnanu (*Doliosirobium*) náležejí právě tomuto stromu. Dále jsou zde zastoupeny platany (*Platanus neptuni*), skořicovníky, vavříny, ořešáky a mnoho exotických rostlin (*Engelhardia orsbergensis*, *Sterculia crassinervia*, *Nymphaea polyrhiza*) včetně pozoruhodné mangrovové kapradiny *Acrostichum lanzeanum* nebo palmy *Chamaerops kutschlinica*. Stratigraficky významné jsou plody určené Holým jako *Hosiea bilinica*, popsané Ettingshausenem jako *Amygdalus bilinica* (Sieberem jako *Carpolithes amygdaliformis*), významné pro pozdní eocén až střední oligocén.

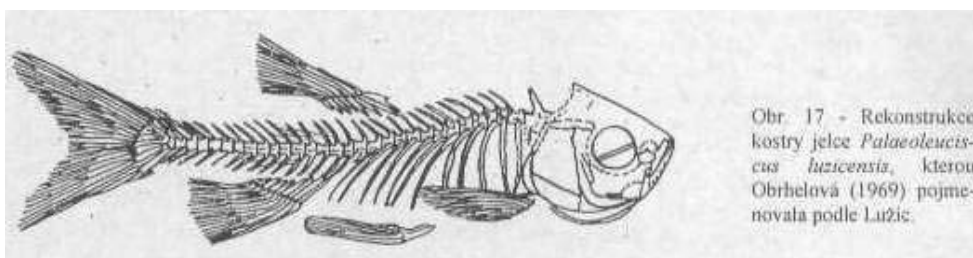
Každý druh má systematicky nejasné postavení (např. \exists Quercus \exists cruciata, \exists Ficus \exists daphnogenes, \exists Magnolia \exists longipetiolata, \exists Cisus \exists nimrodi). V pylovém spektru dominují paleotropické prvky. Typickým reprezentantem eocenních flór jsou například pylová zrna označovaná jako *Compositopollenites rhizoporus*, i *Striatricolpites* cf. *catantibus* a pyly palem (Konzalová 1981). Rozsivky nověji revidovala Čecháková (1971, 1985). Určila přes 20 sladkovodních druhů, převážně centrických. Z nich dominantní je *Melosira* (resp. *Aulacosira*) *distans*, která je i výhradně hominotvornou složkou kompaktních diatomitů. Zpenátých rozsivek (schránky jsou protáhlé až jehličkovité) jsou hojně zastoupeny rody *Fragilaria*, *Synedra* a dále jsou uváděny například rody *Cymbella*, *Gomphonema*, *Pinnularia*, a typicky studenomilný druh *Eutonia clevei*. Na rozdíl od ostatních skupin živočišných i rostlinných zbytků nanašela Čecháková (in Malkovský et al. 1985) v rozsivkovém spektru typické elementy tropů i subtropů a proto je považovala za svrchnooligocenní (rozhraní čat - akvitan). Nejnověji bylo státní této lokality upřesněno radiometrickým určením zdejšího tefritu na 38,3 ± 0,9 mil. let (Bellon et al. 1998), což odpovídá pozdnímu eocénu a v podstatě se shoduje s předchozím hodnocením zbytků vyšších rostlin a ichtyofauny.

Zatímco v Kučersku lze úspěšně sbírat paleontologický materiál dodnes, **poloopálie v Lužickém (Žichovském) údolí** patří minulosti. Kdysi sv. toznámá paleontologická lokalita vydala své bohatství již v první polovině 19. stol. a nově byly její méně bohaté partie nakrátko zpřístupněny až v 70. letech 20. stol. Dnes je přístupný prostor překryt odvalem z m. runického kamenolomu. Lokalita je v literatuře známa pod označením **Žichovské údolí** (Schichower Tal), **Lužické údolí** (Luschitzer Tal), i pouze Žichov nebo Lužice.

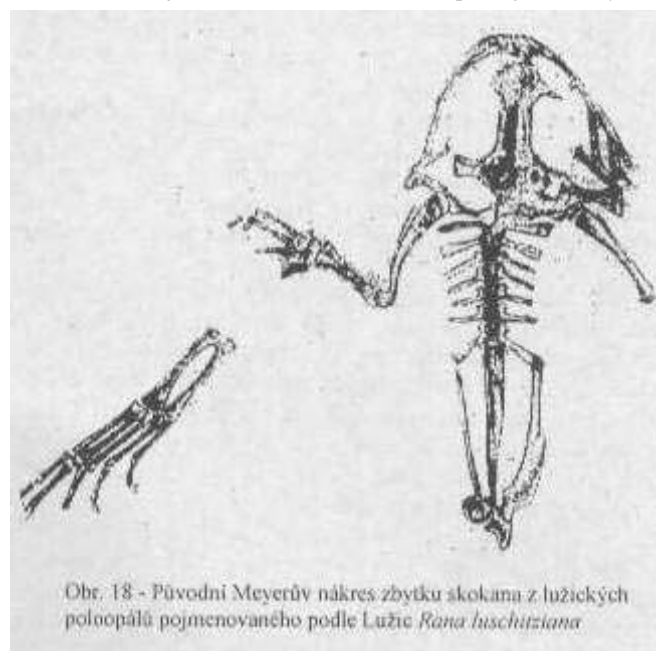
Zdejší geologické poměry první zachytil Reuss jun. (1840). Podle něho ediové hominy, které budují vyvýšeniny v okolí, sahaly na západní údolí pod Žichovem až na jeho dno. Zvrstvení ediového p. echázel z části ve zvrstvené slepence, které má v základní masě menší ediové úlomky, k emenné valouny, krystaly slídy a místy také augity. Mezi jednotlivými vrstvami ležely i mocné žesky vláknitého aragonitu. Aragonit hojně pronikal i ediovou masou a dokonce obaloval i jednotlivé krystaly slídy. Slepence lemovaly okraj údolí až na sever k silnici z Bíliny do Loun. Pod nimi byly zvrstvené tufy, budující zvalné části svahy údolí. Zatímco na západní konci údolí byly impregnovány vápencem, na protilehlé straně směrem k silnici přecházely do hrubozrného slepence s augity, muskovitem a zrnitým vápencem, takže se snadno daly splést s edioem. V tufech byl velmi hojný vápenec známý proměnlivých vlastností. Vápenec byl šedožlutý nebo na červenalý a měl značnou proměnlivou příměsí uhlíkatanuhoenného, kyslíkatého železa, k emeliny, jílu a organických látek (Kopecký et al. 1990 uvádí sladkovodní usazené vápence). Na které vrstvy byly velmi tvrdé, s četnými otisky listů a vzácně ryb. Jindy vytvářel hnízda v tufech bez stop vrstevnatosti. Zato byl prostoupen puklinami nejrozličnějšími. Vzácně měl též vzhled vrstev slínu, pravidelně se střídajících stupněm. Z obou hornin docházelo pozvolna k přechodu do hnízd poloopálie o velikosti až do jednoho sáhu. Tuf nabýval pozvolna množství k emeliny, stával se tvrdším a vykazoval bídlitou texturu, dostával skelný vzhled, rovný nebo ploše lastumatý lom, různé barvy a více či méně se blížil poloopálie. Tyto přechody byly patrné v obráceném smyslu i od

centra hnízd k jejich okrajům. Podobnou podobou vykazovaly s přibývajícím množstvím k emeliny i vápence.

Reuss rozlišoval pravé poloopály a menilitové opály (menilit = hlízovité konkrece opálové hmoty smíšené s chalcedonem, organického původu). První byly vázány na vápence a Ehrenberg (1836) v nich našel schránky rozsvitek (*Gaillonella*) a jehlice hub (*Spongia*). Naproti tomu menilitové opály, které byly daleko hojnější, se vyskytovaly zejména v tufech. Byly často z etelnence bledší naté nebo měly alespoň náznaky struktur jemného paralelního proužkování. Obzvláště u okrajů opálových hnízd vykazovaly z etelnou štípatelnost do tenkých desek. Na povrchu hnízd přecházela opálová hmota v bílou nebo žlutavou, velmi měkkou až roztrávanou, bledší natou rozsvítkovou kůru zcela podobnou železité bledici (tj. diatomitu), dychtivě sající vodu.



Všechny tyto horniny byly bohaté na zbytky živočichů a zejména rostlin. Z fauny jsou známy zvláště zbytky ryb. Z kaprovitých je zastoupen jelec *Leuciscus (Palaeoleuciscus) luzicensis* (původně Reussem jako *Leuciscus papyraceus*, později uváděny 3 druhy *L. acrogaster*, *L. colei*, *L.*



medius, jejichž originály jsou nezvěstné a platnost byla Obrhelovou při revizi zpochybněna). Obrhelová (1969) nově vymezila druh pojmenovala podle Lužic (obr. 17). V rámci nomenklatických oprav jej nedávno Gaudant (1996) přejmenoval na *Palaeorutilus medius*. Dále je uváděn *Thaumaturus furcatus* (s ohledem na dnes předpokládané stáří poloopál Bellon et al., 1998, jeho výskyt vylučuje) a *Bilinia uraschista*, tedy dva druhy vyhynulých ryb známých z Kuřína. Zobojživelník je to vzácný skokan, pojmenovaný podle Lužic, *Rana luschtiziana* (obr. 18), dále je uváděn žába rodu *Asphaerion* a mlok *Triton opalinus*. Zjistěny byly i

zbytky koryšů a hmyzu.

Zmínky o zdejší fauně nalezneme sice již ve Stembergově monografii (1828-1838), i když za prvního zpracovatele lze označit až Cordu (1841), který o ní měl pouze přehled. Podrobněji zpracoval Ettingshausen ve Flore Bělinské (1866-1869). Určil odtud 82 druhů, náležejících k 61 rodu. Zajímavostí, spíše jen nomenklatickou, je údajné zjištění moškových, určených jako *Chondritus bilinicus*. Takové systematické zařazení příslušného zbytku je samozřejmě zcela nepravděpodobné. Také třeba dalších druhů by zasloužila revize. Přesto nutno připomenout, že na rozdíl od

Ku lína, se zde dosti uplatní chladnomilnější prvky. Z jehličnanů jsou uváděny lístky *Podocarpus eocenica* (dnešní *Doliosirobus*), *Libocedrus salicornioides* (dnes *Tetradinis*), *Toreya bilinica* a borovice *Pinus taedaeformis*. Z exemplářů jehličnanů *Toreya bilinica*, uloženého dnes spolu s většinou Lobbikovických materiálů ve sbírkách budapeštského muzea, se podařilo Kvačkovi sejmout listovou pokožku (kutikulu). Podle její stavby potvrdil Kvaček (1982) systematickou příslušnost k uvedenému rodu. Dále zde byla nalezena liana *Smilax grandifolia* (Weberi), z listů o ešáky habry, břízy, olše, duby, jilmy, ešetláky, javory, z exotických skořicovníky, vavříny, platany, liliovníky, lípy, problematický rod *Ficus*, *Echitonium*, *Ranunculus*, *Diospyros*, *Viburnum* aj. Podobnou situaci s nástupem arktoterciálních prvků vykazuje i pylové spektrum (Konzalová 1981). Vedle indexové mikrofosilie rypelů *Boehlensipollites hohli* byla zjištěna mimo jiné pylová zrna třešňové olše, ořechovce, habru, jilmy, lípy, kaštanu, břístovce, engelhardtie a cesmíny. Zjištěny byly i pozůstatky *Botryococcus braunii* a zejména *Pediastrum* sp. O těchto rozpuštěných centrických schránkách rozsvívek (rod *Aulacosira*) v opalizovaných pyroklastikách se zmíňuje Renger (1861). V r. 1983 byl nalezen úlomek silicifikovaného kmene jehličnanu *Taxodioxydon* sp. (Kopecký et al. 1990). Zastoupení arktoterciálních prvků ve flóře a relativní hojnost jehličnanů vede k zařazení naleziště do nejvyšších poloh vulkanogenního komplexu, t. ebaže litostratigraficky odpovídá Ku línu (na bázi vulkanitů). Podle podobnosti determinované flóry s flórou z diatomitu u Bechlejovic by se stáří lokality pohybovalo okolo 24 mil. let. Z toho lze odvodit, že zdanlivě bouřlivá sopečná činnost v severozápadních částech mláči b hemhlavní fáze značně asové přestávky. Pomineme-li možnou lokální erozi, je mezi bazálními sopečnými horninami u Ku lína a Lužic na vzdálenost pouhých 5 km asový rozdíl 14 mil. let!

V širším okolí Lužického údolí se občas nacházela prokamenlá dřeva, pocházející nejspíše z komínových brekcí. V r. 1989 našel mladší geolog z Bíliny M. Prokš v polích mezi Mřenicemi a Hoencem kus prokamenlého kmene o rozměrech 120 x 60 cm. Jeho střed až hrdé jádro obklopovala pestrobarevná, převážně zelenožlutá až oranžová opálová hmota. V povrchových prasklinách byly náteky a krápníky k emene a chalcedonu (Dvořák 1997). Ve vztrálých tužech u lužické přehradě lze sbírat krystaly amfibolu, augitu, šupiny biotitu. Pukliny vyhojené stěbelnatým uhlí itanem vápenatým, považovaným donedávna za aragolit, jsou podle Čeho e – Pletichové (1998) kalcity.

Podobnou stratigrafickou pozici jako lužické poloopály, mají pravděpodobně i nálezy saví fauny v k emencovém lomu na **Tanečníku u Sedlce**. V tisíciletých letech zde nalezené zuby a kosti byly uloženy v mosteckém muzeu. Zabýval se jimi Liebus (1938) a určil je jako pozůstatky pravděpodobně dvou typů savců, primitivních sudokopytníků antrakotérií a prasatovitých. Jelikož materiál je ztracen, provedl Fejfar (in Kopecký et al. 1990) jejich revizi na základě reprodukcí z Liebusovy práce (foto 9). Domnívá se, že zuby, přisouzené Liebusem antrakotériu jsou pravděpodobně pozůstatky prasatovitých rodu *Palaeochoerus* a že kosti naopak pocházejí ze zadní končetiny středně velkého zástupce rodu *Anthrotherium*. Oba rody jsou v díle pro svrchní oligocén. Profil nálezy místem upřesnil podle podkladů pracovníků těžebně významného mecký geolog prof. Watznauer.

Bazální pyroklastika jsou zpravidla následována výlevy **edi**. Jejich přesné petrografické určení je možné jedině mikroskopickým studiem. Podle Kopeckého (Kopecký et al. 1990) nejrozšířenějším typem bazálních výlev je **analcimicko-nefelinický** až **nefelinicko-analcimický bazanit**. Je to jennozmá homina s vyrostlicemi jen drobných olivín. Vyskytuje se zejména v jihozápadní části okresu, kde jeho příkopy budují plošiny mezi Rudolicemi a Střimicemi (dnes zčásti pod Střimickou výsypkou), v etněrného vrchu. Dále to jsou edi e za Zlatníkem, na Šibeníku v Mostě, v sedle mezi Reslem a Širokým vrchem, v údolí Bíliny u Rudolic, Srpiny u Patokryjí, v okolí Vtelna i sv. od Nemilkovského rybníka nebo v okolí Bečova. Překrýval též k emencovou lavici v lomu Vrbka u Skršína. Do krajního typu, analcimického bazanitu, přecházejí edi e záp. od Patokryjí. Naopak do nefelinického bazanitu přecházejí severně odtud u Obrnic a zjištěn byl též u Velebudic. Drobný proužek nefelinického bazanitu krystalinikem je znám severových. od Klín a analcimického bazanitu od Mníšku. Mladší efuze jsou u Dobřic a v závěru Lužického údolí u Žichova. U Svinic jsou autohydrotermální (přeměna chemickou aktivitou vodních roztoků) přeměněny v nafialovou horninu.

Nefelinický bazanit byl těžěn v zašlém lomu pod jz. svahem Kamence, s. od Obřic (foto 10). Radiometricky bylo určeno jeho absolutní stáří na 29,4 ± 1 mil. let. V puklinách zde našel Brus

(1986) pomrn vzácné bezbarvé krystaly a drzy aragonitu o velikosti až 7 cm. Aragonit nasedal na 0,5 mm silné povlaky goethitu. Na některých místech byl goethit pokryt drobnými kulovitými a kervkovitými agregáty aragonitu nebo hroznovitými útvary modrošedého chalcedonu.

Rozsáhlé těleso **olivnického nefelinitu** je známo z vrcholové partie Krušných hor na Bradařov jizápadn od flájské p ehrady. Na západ odtud pokračuje po svahu pod loveckým zámečkem (Lichtenwald) skalními výchozy v podobě žíly (foto B 22-23). Jeho sutě pokrývají též vrchol Jestřabího vrchu nad Českým Jiřetínem. Předpokládá se, že podobně byly oba výskyty součástí jednoho velkého ediového plávkrovu. Naproti tomu vrch Milá na jihu Mostecka je sopouch, vypreparovaný z křídových slínovců. Budován je **haunicko-olivnickým nefelinitem** (foto B 21).

Z mineralogického hlediska je památný vypreparovaný ediový sopouch, vytvářející nápadný kuželovitý kopec přímo u Hohenčova za jz. okrajem okresu (dnes přírodní rezervace). Je známým nalezištěm sloupcovitých krystalů i drz medově žlutého aragonitu, dosahujících až přes 10 cm délky. Kopecký et al. (1967) považuje pronik zdejšího **pikritického edie** za součást výplně diatrémy.

Olivnický alkalický edí (vyrostlice olivínu a augitu, někdy i amfibolu) je na severových. okraji okresu (Mnichovec), u silnice z Braňan do Želenic a záp. od Dobručky. V lomu na Mrtvém vrchu je prostoupen žilnými roji aragonitu (foto B 20). Dva drobné proniky byly zaznamenány též mezi Křižatkami a Mníškem nad Janovskou p ehradou. Rozměrné těleso podobného edie, dnes rozrvané v blocích do širokého okolí, proniká rulami na Kamenném vrchu (foto B 24) v těsném sousedství brandovské antracitové pánvičky. **Leucitický bazalt** (vyrostlice olivínu, augitu, leucit vesměs v základní hmotě) má rozptýlené výskyty v širším okolí Lužic, Chrámce a Skříšína. **Leucit** s vyrostlicemi olivínu je v širším prostoru Jánského vrchu u Korozluk, známý žilami, hlízkami i geodami karbonátů a chalcedonů. Masivní leucit s vyrostlicemi amfibolu, augitu a olivínu je na Dobru u Dobručky.

Následují **tefrity** (leucitický, leuciticko-sodalitický, nefelinický, analcimický), jejichž drobné výskyty jsou rozptýleny v okolí Dobručky, Žichova, Lužic až po Mírošovice. Drobné těleso analcimického tefritu bylo zjištěno i v Mostě na Podžatecké. U Korozluk a Libšic byly zaznamenány i **limburgity** (ediová hornina se sklovitou základní hmotou a vyrostlicemi augitu a olivínu, Hibsche v magmovém ediu).

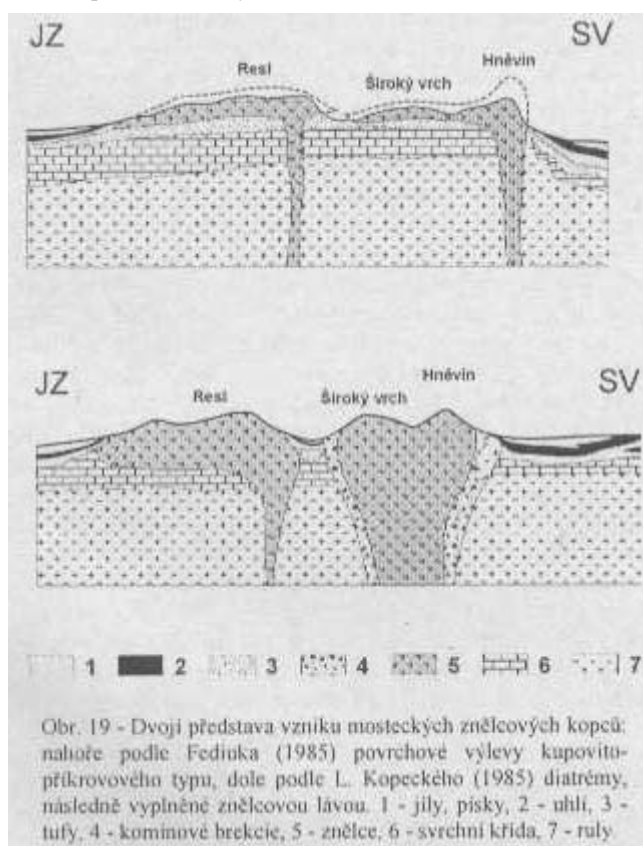
Minerály vázané na vyvřeliny jsou podrobně popsány v Hibschev práci z r. 1934. Ta obsahuje i minerály a jejich výskyty v ostatních formacích, zejména vázané na miocenní sedimenty v etnickych solích.

Za zmínku stojí záhadný nález železem bohaté horniny v ediovém lomu u Rudolic (Sperlingschen Basaltbruch). V sutě zde bylo nasbíráno 9,5 kg těžkých kamenů, odeslaných k prozkoumání do Freibergu. Jejich původ je dodnes nejasný. Podle chemických analýz byla tato hornina složena z hematitu, Mn-magnetitu a Ca-magneziferitu. Zarážející bylo, že tato minerální směs vytvářela až přes 3 kg vážící kusy. Beck – Döring (1907) dále uvádí, že minerály tvořily v hornině lamely a povrch úlomků byl rýhován jako u meteoritů. Podle Hibsche (1934) je původ neznámý, snad to jsou bazické vyloučiny v ediu. Následně se místní sbíratel ze Sedlce Bittner (1911, 1912) zmínil o výskytu koulí **magneziferitu** v ediovém lomu „Uhlenhorst“ u Rudolic při silnici na Prahu (dnes v prostoru křižovatky s podjezdem při výjezdu na Prahu od autobusového nádraží v Novém Mostě). Nelze vyloučit, že lom je identický s výše zmíněným lomem a potom by i minerální asociace mohla být podobná. Zarážející je však velikost kusů. Magnezioferit se vyskytuje vzácně v lávách (Vesuv). Vzhledem k velikosti až několik cm, je Bittnerem uváděný výskyt u Mostu spojován v mineralogických kompendiích s dlními požáry, popř. s porcelanitami. Podle Bittnera se ve známém lomu totiž vyskytovaly i jiné vyrostlice pyrotinu a uzavřené chromdiopsidu a magnezioferitu. Jestliže uvolněné koule obou posledních minerálů byly údajně sbírány lomovými dlníky, je pravděpodobné, že zde nebyly žádnou vzácností. Jeden exemplář vejitěho tvaru až 5 cm velký, se dokonce zachoval pod označením magnezioferit s lokalizací „Rudelsdorf“ (Rudolice) ve starém sbírkovém fondu Okresního muzea v Mostě.

Mladší než ediové horniny jsou **znice** (fonolity), resp. trachyandezity. Nejzápadněji je **sodalitický fonolit**, který buduje všechny morfologicky výrazné kopce po řadě Reslem, Širokým vrchem a Hněvínem, přes Špičák, Zlatník, Želenický vrch až po Boje u Bíliny. Méně výrazný je červený vrch a Kaňkov. Jejich nápadné liniové seřazení je způsobováno výstupem znícového magmatu po centrálním riftovém zlomu (Kopecký in Malkovský et al. 1985). Kromě Bojen a Zlatníku (pouze

pokus o těžbu sutí) byly do všech železných na Mostecku založeny lomy. Těžná hornina sloužila jako stavební a štěpovací kámen, popř. štěrka. K těmto účelům byl železný kámen ještě v poválečném období na Špičáku (foto B 25). Dodnes je v provozu jen lom s drtírou na Želenickém vrchu (foto B 26). Po vodní od r. 1927 se zdejšího železného kámen používalo pouze ve sklářství (obalové sklo). V keramice jako náhrada za živce se začal využívat až později. Železný kámen bílého centra představují podle Kopeckého (1992) unikátní evropskou koncentraci srovnatelnou se sv. toznými výskyty fonolitů v asociaci s karbonáty u jezera Ukerewe.

Železný kámen také tvoří dvakrát pískovcovou žilou v krystaliniku, probíhající severním směrem od Litvínova na východní okraj Meziboří. U silnice z Litvínova do Meziboří v něm byl v minulosti založen kamenolom (foto B 27). Kavka (1968) zdejší železný kámen určil jako analcimicko-sodalitický fonolit. Výchozy okolo kóty 558 (místními obyvateli označované jako Markový vrch) tvoří sodalitický trachyt. Mlouch et al. (1990) tento výchoz považují za komínovou brekci s úlomky až bloky popelčnými mladším prahem trachytu.



Obr. 19 - Dvoji představa vzniku mosteckých železných kopců: nahoře podle Fediuka (1985) povrchové výlevy kupovito-příkrovového typu, dole podle L. Kopeckého (1985) diatrém, následně vyplněné železnou lávou. 1 - jíly, píský, 2 - uhlí, 3 - tuhy, 4 - komínové brekcie, 5 - železný kámen, 6 - svrchní křída, 7 - ruly.

chaotických brekcií v diatrémách. Naproti tomu jiní petrografové je považují za lakolity i vytažené kupy (Hibsch) i povrchové výlevy (Kavka 1977). Podle Fediuka (in Malkovský et al. 1988) to jsou výlevy typu v jímě. Pro Široký vrch a Hněvín předpokládá jediný primární kanál pod Hněvínem. Nad ním se vytvořil vysoký sopečný dóm, který se posléze položil do prostoru dnešního Širokého vrchu. Tak vznikla kupovito-příkrovová lávová struktura. Obě představy jsou znázorněny na obr. 19. Fediuk ve železných rozlišuje podle strukturálních (vnitřních) a texturních (vnějších) znaků primární a proudové facií. Primární faciie je nejlépe představená v lomu u vodárny na západním svahu Hněvína (foto B 28). Význačné jsou hubičkovitá odlišnosti a v těsném zrně základní hmoty. Pokud je patrná proudová textura, má zpravidla svislý průběh. V proudové faciie je proudová textura výrazná a je zhruba horizontální. Zvláštní partie s neztrálenými kusy železného kámen jsou odkryty v Rokli (foto B 29). Hibsch je považoval za železné tuhy. Rulu na vrchu Hněvín považuje Fediuk za vyzdviženou

Snad nejpodrobněji byly studovány železný kámen Hněvína, Širokého vrchu a Reslu. Z nich jsou k dispozici i chemické analýzy a z prvních dvou vrchů jsou známy i stopové prvky. Jimi byl například dokumentován extrémně nízký obsah niklu a chromu a naopak vysoké obsahy zirkonu a niobu (Fediuk in Malkovský et al. 1988). Detailně se chemismem železného kámen zabýval Kavka (1965) a na tomto základě se pokusil vymezit časovou posloupnost jednotlivých výlevů. Radiometricky K-Ar metodou bylo určeno stáří železného kámen z Hněvína, Špičáku a Želenického vrchu (Kopecký 1987). Pro Hněvín vyšlo stáří na 27,4 až 25,5 mil. let (Pařížská universita). Podle starší analýzy ÚÚG Praha je železný kámen Špičáku starý 41 mil. let, podle novější 35 mil. let. Železný kámen Želenického vrchu vychází na 33 mil. let (Akademie věd, Moskva).

Podle Kopeckého představují železný kámen vypreparované prahem železný kámen lávy do

kru krystalinického podloží pánve. Naproti tomu Kopecký za rozměrný xenolit (utržený blok) v brekcii vyplující diatrému, do níž zahrnuje hrubozrnné sedimenty na úbočí Hněvína. Podle Fediuka jsou naopak tyto sedimenty jezerní facií na bázi pánevní výplně, rychle se ukládající pod pokrývkou klířem (poběžný sráz, rozrušovaný proudění říbojových vln). Za specifický vývoj podložního souvrství (vstev - podle dnes užívané stratigrafie), tj. splachy z vrcholného železného lesa a krystalinika je považoval Brus - Hurník (1968). Podle zrnitostního složení je označují za tilloidy (paraslepence) s tím, že kulové křemíky přiléhají převážně hrubozrnné pískovce a ke železnému lesu (viz příloha 3).

Kromě jmenovaných mosteckých kopců bylo v jejich jihozápadním pokračování objeveno vrtným průzkumem v okolí Malého Bězna další železné lesy, z nichž pod neogenními sedimenty (Kavka 1961). **Železný les** byl zcela **žilový** (kaolinizovaný), podobně jako v okrajových partiích Reslu. Kaolinizaci přivodil Kavka přívalem uhlovodíkového metanu, později subakvatickému (podvodnímu) výlevu. Holý - Kavka (1962) pojmenoval železný les na počest zakladatele české petrografie **vrchem Boeckého**. Železný les zaujímá plochu přes 5 km² a dosahuje mocnosti až 60 m. Na rozdíl od vrcholného železného lesa vytváří plochý přikrov složený z několika lávových proudů. Převládá vodní petrografická skladba je sice kaolinizací setřená, přesto se ukazuje, že to byl velmi drobnozrnný železný les. Z toho se odvozuje, že magma se dostalo rychle na povrch a tudíž mělo vyšší teplotu. Proto bylo méně viskózní než láva železného lesa a Špičáku, v nichž docházelo k rekrystalizaci ještě pod povrchem (až přes 1 cm velké vyrostlice živců). Holý - Kavka se domnívali, že Boeckého vrch reprezentuje jeden z prvních železných výlevů, kdežto kuželovité kopce jsou nejpozději vytvářenými kupami chladnější a tím i viskóznější lávy. Nevylučují dokonce, že pozdější železný les utuhlý mělkou pod povrchem jako lakolity, což by bylo v souladu s představou Kopeckého.

V mandlích a žilkách ryzobarevného kaolinitu Boeckého vrchu byla zjištěna přítomnost vzácného fosforu nanu gorceixitu (Povondra - Slánský 1966). Další pohled zcela žilový železný les, který Kavka (1977) pojmenoval jako **Hibsch v přikrov**, bylo zastiženo v prostoru Nové Sedlo - lom Šverma. Na rozloze několika km² je budováno více lávovými přikrovy o celkové mocnosti okolo 20 m. **Jako Pacák v přikrov** nazval žilový železný les v okolí Běžánek (za vých. okrajem okresu, obec dnes zlikvidována postupem velkolomu Bílina). Skládá se nejméně ze tří lávových proudů o mocnosti 5 - 10 m. Za subakvatické lávy železného lesa považoval Kavka (1967) i žilnicové podložní žilové v širším prostoru dolu Ležáky sv. od Mostu.

V šedesátých letech bylo zjištěno při průzkumu a hloubení šachtice do podložní slaje na dole Kohinoor I v Lomu u Mostu žilový železný les, podobně Boeckého vrchu (Brus et al. 1964). Hloubení šachtice předcházelo dle Lm-5, jehož ohlubení v dle chodby byla ve hloubce 80 m pod úrovní mořské hladiny. Vrt se podařilo vyhloubit až do hloubky -200 m n. v., kdy na závěr prošel 60 m kulovými slínovci, aniž dosáhl krystalinického podloží pánve. Ve hloubce -114 až -147,8 m n. v. zastihl zkaolinizované vyvalené železný les, tedy o mocnosti 33,8 m, které bylo ověřeno do hloubky -140 m následně hloubenou šachticí. Makroskopicky je to bílá, celistvá hornina žilovcového charakteru, nepravidelně prostoupená kulovitými agregáty sideritu. Kromě toho je železný les místy protkáno žilami až několik cm mocnými, tvořenými jasně bílou žilovitou hmotou. Výjimkou v nich bylo zjištěno pyritové zrudnění. V těsné blízkosti žil nebo podél jejich okraje bývá nejvíce nahromaděno kulových sideritových agregátů a žilek sideritu o mocnosti do 2 mm. Vzákladní žilový les hmotou se místy vyskytují i krystalové tvary sideritu. Při hloubení šachtice se ojedinelé objevily nezetelně omezené, až 1 dm velké, tmavší kusy horniny. Představují zejména xenolity starších hornin, jejichž mineralogické složení bylo zcela setřeno. Někdy bývají intenzivněji prostoupeny sideritem. Mikroskopickým studiem se podařilo rozpoznat řadu minerálů, jaké byly zjištěny v železném Boeckého vrchu. V akcesonickém množství (nepatrné množství, které neovlivňuje složení horniny) se zde navíc vyskytuje biotit, titanit a opakní minerál (nepřezrálý, odrážející světlo). Analýza žilových minerálů prokázala, že vyvalenina je přeměněna v kaolinit bez jakýchkoliv přítomností ostatních žilových minerálů. Pouze od hloubky -120 m n. v. se objevují ještě tyinkové tvary, upomínající halloysit, rentgenometricky však nebyl identifikován. Kaolinit je v celém železném lese dobře vykrystalovaný. Obsah kaolinitu se pohybuje v rozmezí 50 - 80 % váhových suchého vzorku. Maxima dosahuje ve svrchní části, minima při bázi. Obsah volného SiO₂ (volná kyselina křemíková, která doprovází kaolinizaci) stoupá od 17 % ve svrchní části až do 40 % ve středních partiích, pak klesá na 30 % a až na bázi dosahuje 58 %. Nelze vyloučit, že právě s tímto železným lesem souvisí anomální chemismus podložních žil u Libkovic, kde u stopových prvků byly zjištěny velmi nízké obsahy niklu a chromu a naopak

výrazně zvýšený obsah stroncia, bária a niobu (adkovin Malikovský et al. 1985, na dole Ležáky v Mostě až dvojnásobný obsah niobu, 434 ppm). V intencích Kavky lze doporučit poctit těleso jménem **Laubeho vrch**.

Zjívání podléhaly i **ediové a tefritové lávy**. Na rozdíl od známé je výsledným jílovým minerálem nejen kaolinit, ale i montmorillonit. Ten zejména ve hlubších partiích dokonce převládá a homina nabývá charakteru bentonitu, zpravidla zelených barev. Do zelená zvětralé vyvřeliny se objevují i v Mostě na Podžatecké, u Velebudic, Bylan, Lišnice i Polerad. Jindy mají nejznámější až pastelové barvy od bílých, žlutých, přes různé odstíny červených až fialových po hnědou (v okolí Žichova, Chrást, Polerad, Rudolice, na severním okraji pánve u Janova).

Kopecký (Kopecký et al. 1990) rozlišuje dvojí fosilní zvětralání, resp. zjívání láv i pyroklastik: klimatické a diagenetické. V podobném smyslu je definoval již Fišera (1960). Klimaticky zjívání neovulkanity bývají pestrobarevné a s odvolávkou na Vachtla – Žemlička (1959) jsou popisovány subtropickému kaoliniticko-lateritickému zvětralání. Diagenetické zjívání, které postihuje spíše pyroklastika, probíhá i v pokrytých vulkanit mladšími, zejména hrdouhelnými sedimenty v regionálním měřítku. Vyskytuje se i v nehlubších zónách klimaticky zvětralých profilů (dvouřázkový typ v trání Vachtla – Žemlička 1959). Jiní autoři kladou hlavní důraz na reakci lávy i popelů i kontaktu s vodním nebo alespoň vlhkým prostředím (Kavka, 1978, Čílek 1965). Výsledné složení jílových minerálů závisí na chemismu výchozí horniny. Trachytické a trachybazaltické horniny kaolinitizují, ediové montmorillonitizují. Zároveň se stírají rozdíly mezi masívními vyvřelinami a pyroklastiky. Převážně na zvětralé pyroklastika jsou vázána ložiska bentonitu.

Bentonity jsou pro svoje mimořádné vlastnosti surovinou, využívanou v nejznámějších pro myslivých odvětvích od potravinářského až po slévárenské a uplatnění mají i v zemědělství. Jsou schopny přijímat i uvolňovat některé kationty, absorbovat vodu a zvětrat tak až osminásobně svůj objem. První využívané ložisko v Československu je právě na Mostecku a lze je označit za jedno z předních evropských ložisek. Je jím dnes již klasické **ložisko Braňany**. Podle Čady – Fišery (1967) bylo objeveno v r. 1933 a následně se začalo těžbou (firma Rotos). Šindelář (1987) datuje začátek těžby až rokem 1941, zatímco podle předchozích autorů se již v r. 1937 dodával zdejší bentonit do Polska a od následujícího roku do Portugalska. Těžba probíhala až do r. 1985, kdy zde ještě zůstalo 150 - 200 tun využitelných zásob. Po dotčení kvalitních partií na severním vrchu, odkud byla zásobována bentonitka v Obrnicích, se zde v následujících letech ještě nakrátko těžba obnovila. Přibližně 1 - 2,5 m se těžila nejkvalitnější poloha mocná 7 - 10 m. Celková mocnost ložiska sice dosahuje až 40 m, ovšem s přibývajícím hloubkou přibývá i cizorodých látek. Převodní hornina totiž předcházela do hrubozrných tufov s hojnými xenolity převážně křídových slín, popřímo zvětralých vulkanit (foto 11). Předpokládá se, že ložisko představuje tektonicky zakleslou kru pyroklastik fosilní zvětralých v bentonit. Bezpečně je ověřena porucha směru SV - JZ, která omezuje jižní okraj ložiska. Severovýchodní kraj poklesla asi o 60 m. Zatímco celková mocnost vulkanických hornin v širším okolí se pohybuje kolem 30 - 40 m (mimo ediové pahorky), je mocnost vulkanického komplexu v braňanské kotlině okolo 80 - 100 m. Na západě bentonity nalezl pod příkrovem kaolinitizovaného tefritu.

Bentonit má zpravidla vzhled drobtovitě rozpadavého jílu zelených, modrých popřímo nahrdlých barevných odstínů. Tvrdost je až 80 % montmorillonitem (nejčastěji Ca, Mg). Konta (1957) jej hodnotí jako železitý montmorillonit na přechodu k nontronitu. Šindelář (1982) jako smektit, tedy železitý montmorillonit s tím, že z okolních bentonit má nejnižší obsah Fe_2O_3 (4%). Nejvíce, 13,1 %, ho má bentonit ze Stánců. Kaolinit je zastoupen 5 - 30 %. V bentonitu jsou často radiálně paprskovité konkréce aragonitu o velikosti přesahující i 2 dm, místy též zvětralé úlomky hornin z křídů a krystalinika. Vlastnosti zdejších bentonitů studoval Jarka (1947), Melka – Slánský (1959), Čížek (1965) a řada dalších. Vznikem se zabýval především Vachtla – Žemlička (1956), přezkoumáním a řešením genetických otázek zejména pracovníci někdejšího Geologického průzkumu, resp. Geoindustrie.

V záp. pokračování bylo zjištěno **ložisko Stánců**. Jeho jediná část označovaná jako Stánců I nebylo vytěženo, nebo byla přehypována Stáncův výsypkou tehdejšího dolu M. Gorkij. Ložisko Stánců II, které leželo na hraně lomů Ležáky, bylo těženo od r. 1963 do r. 1968 v předstihu před zakládáním výsypky. Na rozdíl od braňanských vznikly stáncův bentonity zjíváním analcimického bazanitu a jen z malé části pyroklastik. Převážně má mocnost se pohybovala mezi 15 - 30 m, anomálně až 80 m. Předpokládá se, že hlavní část ložiska tvoří známá napříkrov, který sem zasahuje od

JV, zbytek samostatný ediový proud. K naplnění a následnému zjívání bylo dojití pronikem lávového proudu do vodního prostředí. Ložisko pokračovalo pod uhelnou sloujem na dole Ležáky, v jejímž těsném podloží (tedy v nadloží bentonitu) byly ještě hliníkové jíly.

Hlavní těžba bentonit pro továrnu v Obrnicích byla do nedávné minulosti soustředěna na **ložisko červený vrch** na náhorní plošině nad údolím Bíliny mezi Obmicemi a Braňany. Podobně jako ložisko Střimice bylo objeveno při geologickém mapování v padesátých letech Vachtlem. Určeno bylo jako základna pro zmíněnou bentonitku vybudovanou v letech 1966 - 68 pod ložiskem v údolní nivě Bíliny a zprovozněnou v r. 1969. Zásoby ložiska byly podle povodních předpokladů vystačit na 30 let. Vzhledem ke vzrůstajícímu nároku na množství a zejména jakost, byly tehdy využitelné zásoby vyčerpány za poloviny doby. Mateřinou horninou bentonitu jsou lapilové tufy (nesouvislé sopečné vyvrženiny velikosti hrachu až vlašského ořechu), při kterých ediový přikrov. Půležitost je využíváno dodnes.

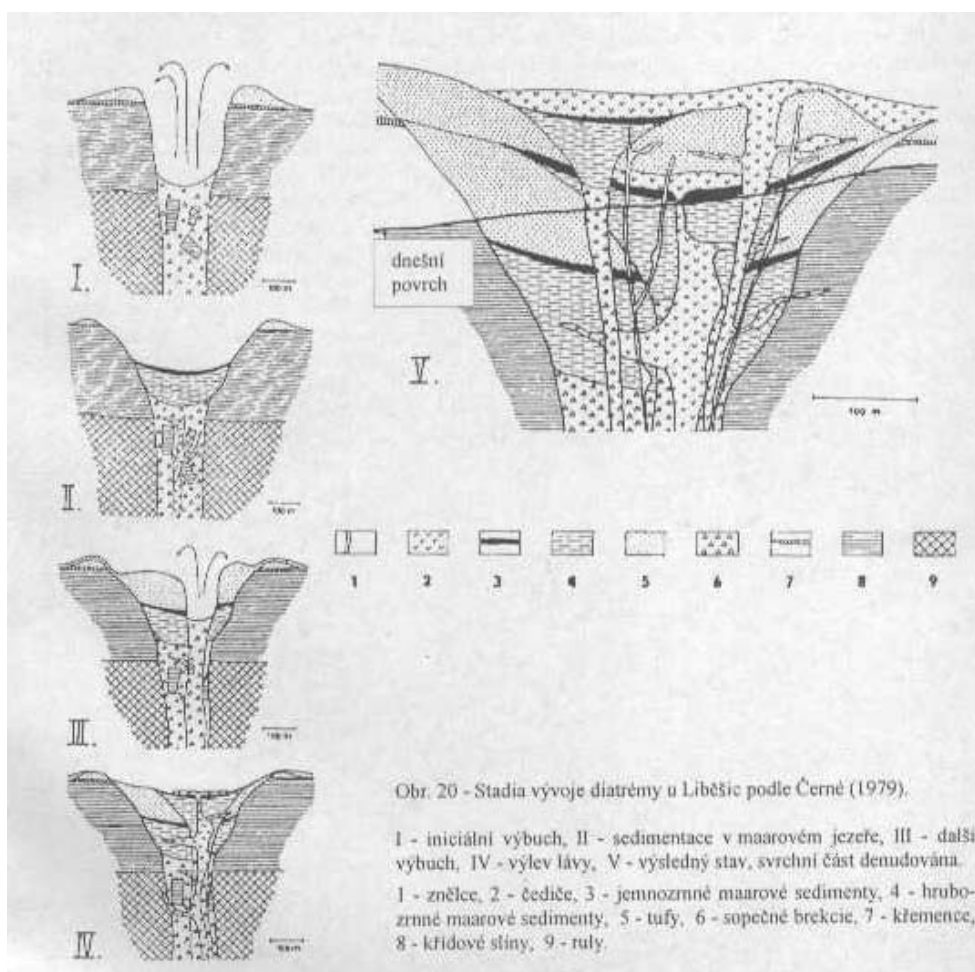
Areál vyjmenovaných ložisek bývá zahrnován do jedné braňansko-obrnické oblasti ediových přikrovů. Podobně zjívání lépkovky, méně pyroklastika, jsou u Kaňkova. Tedy podobný soubor je u přikrovu vrchu Kamenec sv. od Obrnic a Patokryjí. Všechny mají mnoho společného (petrografie, vnitřní stavba ve složitosti velmi podobná, silná autometamorfizace zejména vedoucí až k úplné bentonitizaci jak masivní vyvřeliny, tak doprovodných pyroklastik a vulkanogenních sedimentů).

Bentonity jsou dále známy na značné ploše v zástavbě nového Mostu, jakož i j. a jz. od Mostu. Významnější výskyt je u Vtelna, kde jsou zásoby odhadovány na více než 30 mil. tun. Ložisko má ovšem značně komplikované úložné poměry (kvalitativní variabilita v horizontálním i vertikálním směru). Mateřinou horninou jsou zjívání lépkovky bazanitu a meziložní tufy. Průměrná mocnost suroviny je sice zhruba 16 m, ovšem značně kolísá mezi 1,8 - 40 m a skrývka 1 - 19 m. V z. pokračování přecházejí bentonity lavice dinasových křemenců (foto B 30) až po Polerady (značná část je dnes pod Velebudickou výsypkou. Pokud vznikly z vyvřelin, jsou vesměs zelené, pokud z pyroklastik, bývají pestrobarevné.

Odlišnou stavbu má **ložisko u Libšic**. Je totiž vázáno na explozivní vulkanickou strukturu, tedy diatrémou prorážející křídové sedimenty. Vyplněna je pyroklastiky, vyvřelinami a vulkanogenními jíly. Stavba výplně je velmi komplikovaná. Převládají nejrozličnější formy pyroklastik od popelu až po sopečnou brekcii. Proniky vyvřelin (edie i znlce) tvoří spleť pravých žil. Vulkanogenní jíly, představující jemnozrnné sedimenty v maaru, se uplatňují jen sporadicky. Všechny hominy bezohledu na petrografický typ jsou ve značně proměnlivé intenzitě bentonitizovány. Podle Čemě (1979) se na vzniku ložiska podílely tři odlišné procesy - exploze, sedimentace v maaru a intruze masivních vyvřelin. Celý vývoj rozpracovala Čemě do pětistadií (obr. 20). V prvním poátečním stadiu sopečná exploze vytvořila prvotní hluboký kráter lemovaný na povrchu tufovým valem. Vzniklé strmé stěny kráteru se postupně šířily a vytvářela se maarová deprese. Proto jsou spodní maarové sedimenty hubozrnné a nemusely ještě sedimentovat ve vodním prostředí. Poté se maar začal zatápět a vytvořilo se maarové jezero, na jehož dně se usazovaly jemnozrnné sedimenty. V nich byly dokonce zjištěny pozstatky dřívoků. V této fázi pravděpodobně došlo k prvním intruzím edie do spodních partií výplně diatrémy. V následujícím stadiu (III) se obnovila sopečná aktivita a po explozi vznikla nová maarová deprese. V novém jezeře se opět ukládaly jemnozrnné sedimenty a následoval výlev edie (IV). Období klidu (sedimentace v maaru) a sopečné inakty (exploze, prniky a erupce ediových, tefritových, dokonce i znlcových láv) se nepochybně několikrát opakovaly, takže výsledná sopečná struktura má velmi komplikovanou stavbu. S přihlédnutím k nepravidelnému zjívání hornin se tak stalo ložisko z hlediska těžby méně atraktivní a neuvazuje se s jeho otvírkou.

Na zvětralé vulkanity je vázána těžba dalších surovin, které byly v poválečném období s ohledem na dominantní těžbu hnědého uhlí označovány souborně jako **doprovodné suroviny**. Jsou to jednak zkaolinizované partie vulkanogenních hornin v bezprostředním podloží uhelné slouje, jednak přepalované nebo zvětraliny, které stratigraficky v těsnou náleží již k podložním vrstvám. Vesměs se jedná o **podložní jíly**. Snaha o jejich využití se v padesátých a šedesátých letech soustředila na získávání titanu a hliníku, popř. jejich sloučenin. Místy totiž obsahují až 30 % volných hydrátů hliníku a přes 10 % TiO₂. Jako keramická i žáruvzdorná surovina byly využívány lokálně již předtím. Tak před válkou se například žily žánvdomé jíly nad Braňany u Kaňkova a nedávno skončila těžba ve zbytkové jámě lomů Ležáky pod červeným vrchem. Jeden z prvních, kdo se zabýval podložními

byl Heissner (1927). Práv on v nich zjistil vysoký obsah kyslíků hliníku a titanu. Jelikož obsah hliníku převyšoval obvyklý obsah Al_2O_3 v kaolinitu, porovnával je s bauxitem. Harrassowitz (1926) je považoval za součást lateritového profilu, nebo obsahovaly volné kyslíky hliníku a křemíku. V prostoru dolu Ležáky je studoval zejména Šindelář (1965). Zjistil, že to jsou zkaolinizovaná rezidua z lce (šestiúhelníkové tabulky kaolinitu a roučkovité útvy metahalloysitu,



což mohou být kaolinitové pseudomorfozy po egirinu, dále siderit, akcesoricky zbytky analcimu, krevle a vzácné fosfáty, montmorillonit, živec) a pyroklastik (jako p ím s slída a k emen).

Na závěr bude úelné obšim jí pojednat o jedné z forem sope né innosti, která byla v eském st edohí blíže definována až ve druhé polovin 20. stol. (Kopecký et al. 1967). Jsou to explozivní sope né struktury, oznaované jako **diatrény**. Jejich povrchové zakon ení tvo í výbuchová hrdla – maary, n kdy obrovských rozm r . Jedná se o sope né útvary, vzniklé explozí plyn a par. Mají trubicovitý až trychtý ovitý tvar nejr zn jí velikostí. Maary (též Šope ná embria) vytvá ejí mísovité deprese až nálevkovité prolákliny se strmými st nami vzniklými sklouzáváním, pop . íc ením st n výbuchového hrdla do hlubších partíi sopouchu. Na povrchu bývají lemovány prstencem vyvrženin. Typický p íkladem takového maarového prstence je val sope ných popel u Hnojnic. Obsahuje známá Ěkamenná slunceĚ, tj. xenolity k ídových slínovc lemované paprs it rozpraskanými tufy. Podle výpln jsou rozlišovány t i typy maar , resp. diatrém. Plynové maary jsou vypln né jen úlomky hornin, jimiž exploze pronikala k povrchu, asto bez sope ného materiálu. Maary s popelovou výplní, jejichž výplní je vesm s sope ný popel a komínové brekcie, kolem kráteru mají nízký popelový val. Maary s lávovou výplní jsou následn vypln ny lávovou intruzí (pronikem), avšak láva nep etká z kráteru. V nevypln né ásti kráteru m že zatopením vodou vzniknout jezero a v n m se usazovat nejen splachy z okolí, ale i organogenní sedimenty.



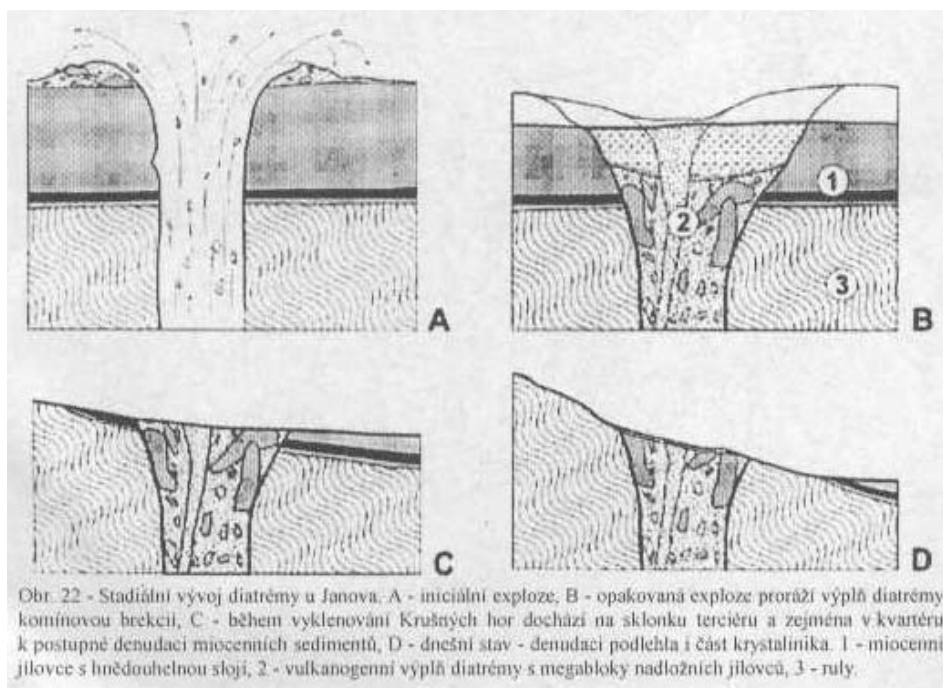
Diatrémy jsou jedním z astých projev sope né innosti (obr. 21). Zastoupeny jsou prakticky všechny typy diatrém (Brus – Humík 1984). P evládají výpln s chaotickou komínovou brekcií, v níž nemusí vždy dominovat sope ný materiál, ale horniny z okolí (krystalinikum, k ídové a t eihorní usazeniny). K prvnímu náleží struktura, zjišt ná pod uhelnou slojí u Polerad, nebo na severním okraji pánve pod Janským vrchem, kde sope ná aktivita podmínila rozšt pení až vyhlušení sloje. Nej ast jí je druhý typ. Zjišt n byl u Janova v krystaliniku za severním okrajem pánve, pod pánví u Homího Ji etína i na jihu okresu u Lib šic (bentonitové ložisko), u Be ova na Verpánku, jakož i Píse ném vrchu. Pat í sem i diatrémové ĚtrubkyĚ od M runic. Za t etí typ bývá

považován pronik olivinického edí e u Louky (mladší edí), prorážející celý komplex usazenin severo eské pánve v etn hn douhelné sloje. Podle Kopeckého (in Malkovský et al. 1985) jsou téhož typu i zn lové kopce mezi Mostem a Bílinou (Hn vín, Špi ák, Zlatník, Želenický vrch).

Diatrémy vznikaly v tšinou b hem I. sope né fáze, výjime n v dob tvorby uhelné sloje, jakož i po skon ení miocenní sedimentace v rámci II. sope né fáze. Do prvního období pat í diatrémy

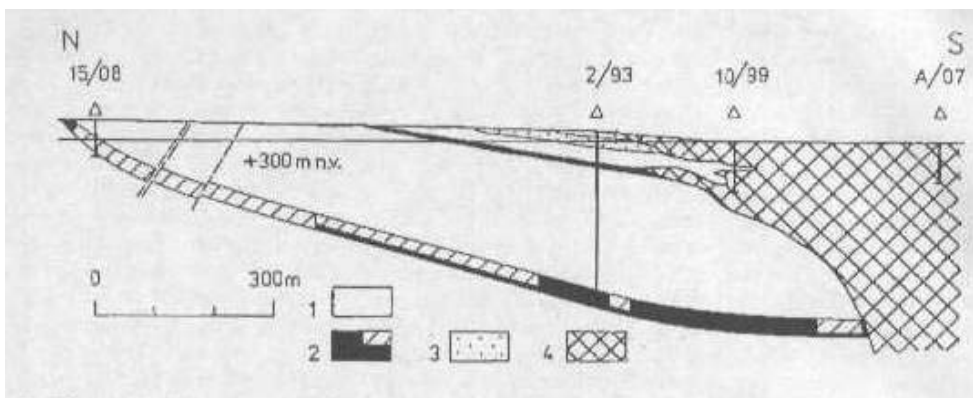
v podloží produktivního miocénu. Jejich existenci prozrazuje mimo jiné i lokální mísovité prohnutí uhelné sloje. Zde byla často sloj uchrán na před pozdější denudací v podobě separátních páneček za jižním obvodem pánve, například u Polerada a Skyvic. Těžkoproduktu jsou pravděpodobně i lokální deprese, které vytváří uhelná sloj v pánvi u Albrechtic, Homího Jiřetína a Záluží. V českém středohoří její reprezentuje rozsáhlá diatréma u Bečova, jejíž součástí je Verpánek (foto B 34). Spolu s písečným vrchem její doporučuje Krutský (1994) ke státní ochraně. V jeho okolí se totiž dokonce dochovály náznaky uhelné sedimentace a podle Kopeckého (1971) náležejí k diatrému i přilehlé ediové vyvýšeniny. Zvstavené tufové sedimenty i sproudovými jeinyami byly přístupné v kámenovém lomu na jižním svahu Verpánku (foto 12).

Souběžně s uhlotvorbou hlavní sloje byla diatréma na severním okraji pánve západně od zámku Jezeří (foto B 31). Dokud do tohoto prostoru nepokročila skývka Velkolomu s armádou, byl zde mapován ostrý výběžek krystalinika do pánve (Čulový ostroh). Ovšem byl i vrtnými pracemi s tím, že mnohé vrty po provrtání první ruly zastihly ve hlubších partiích silně zvráskovanou rulu i písčité sedimenty. Postupnou skývkou se zjistilo, že rula, vycházející na den, spojuje zčásti na neogenních sedimentech (poprvé je jimi obklopena), zčásti na zvráskovaných tufech. Dalším zahlubováním lomu byla zpřístupněna anomální stavba sloje, dosud v revíru neznámá. K centru rulového soklu se hlavní sloj poměrně rychle několikrát násobně štípala (foto B 32), jalovila až vytrácela (foto B 33). Jediná stropní poloha, redukovaná až na pouhý 1 m, vybíhala strmě kolem Čulového ostrohu pod kvartér. Tento výchoz bývá často demonstrován jako obnažený krušnohorský zlom (Ván 1991). V podloží jsou však písčitojilovité sedimenty, rozložené tufy a často mnohametrové bloky zcela zkaolinizované ruly. Při okrajích struktury byly některé takové bloky zčásti obklopeny jalovíci slojí. V partiích s vulkanogenními horninami se vyskytovaly hlízy až koule papířité vláknitého aragonitu, dosahující v průměru až okolo 0,5 m. V okrajových partiích štípání se sloje byla v její spodní části zjištěna klastická žíla (foto B 35) vyplněná výhradně gelinitem, tj. bezstrukturní uhlennou hmotou (Hurník 1991).

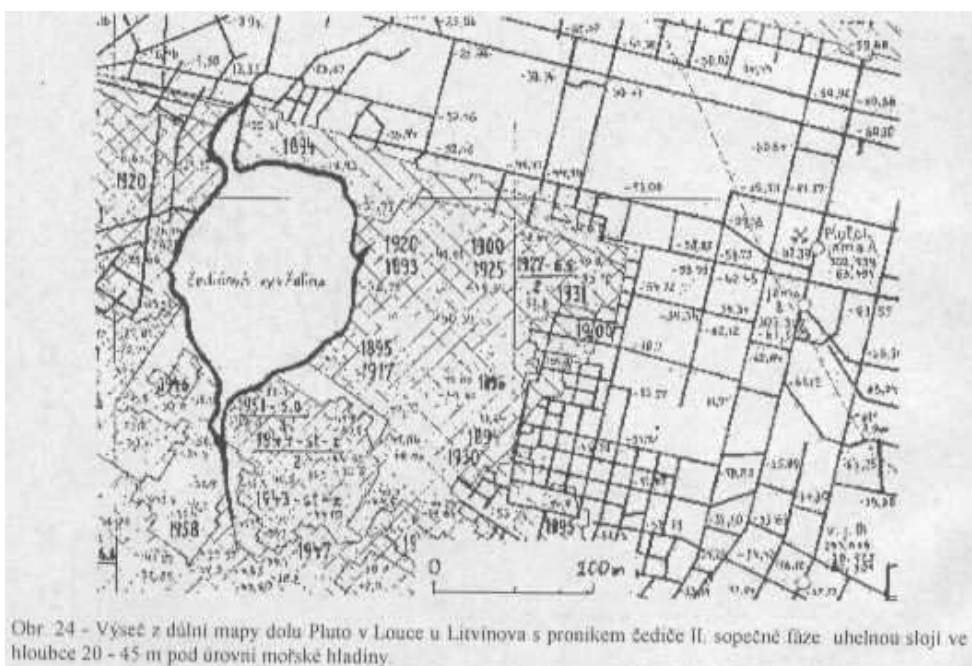


Naproti tomu z jedné nejmladších diatrém, objevené až v 80. letech u Janova, zbyla jen kořenová partie obklopená dnes rulami. Celá horní část i s pánevními sedimenty, které prorážela, podlehla denudaci. Přesto se v sopouchu o průměru přes 200 m zachovaly zapadlé bloky miocenních

nadložních jílovců desítky metrů mocné. Postupnou denudací diatrémy až do dnešní podoby znázorňuje obr. 22. Hlavní složkou výplně je tufogenní komínová brekcie (foto B 36), obsahující nejen krystalinický materiál, ale i úlomky uhlíkatých drev.



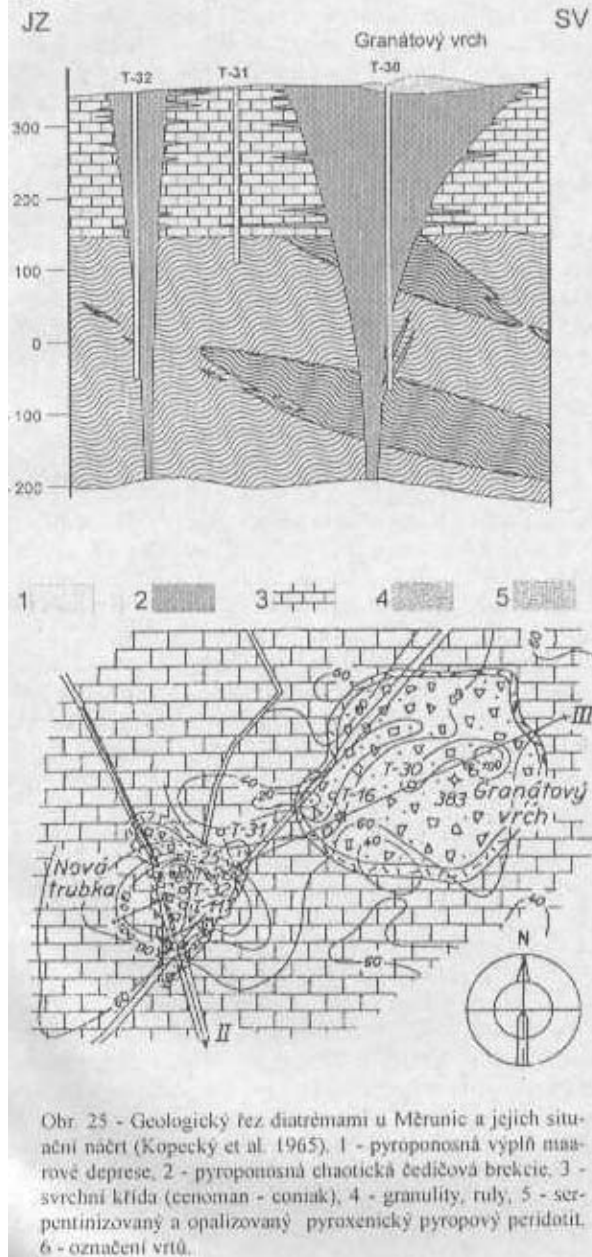
Obr. 23 - Geologický řez sev. částí důlního pole dolu Pluto v Loučeň s částí dědičového proniku. 1 - jíly, 2 - uhlí a vyrubané partie sloje, 3 - píský, 4 - čedič.



Obr. 24 - Výřez z důlní mapy dolu Pluto v Loučeň u Litvínova s pronikem čediče II. sopečné fáze - uhelnou slojí ve hloubce 20 - 45 m pod úrovní mořské hladiny.

Stejněho stáří je pronik čedičového plynového celým miocenním vrstevním komplexem, jehož dnešní morfologicky zcela nevýrazný výchoz je jižně od drážního tělesa záp. od nádraží v Loučeň u Litvínova (obr. 23). Uhlennou slojí čedič proráží v oválném podobu s odmrsky severojižní orientace (obr. 24) ve hloubce okolo 330 m. Podle výskytu čedičové komínové brekcie s častými xenolity krystalinika a miocenních sedimentů, zjištěných ve vyšších partiích, považuje Kopecký (in Malkovský et al. 1985) tuto strukturu rovněž za diatrému.

Zvláštní postavení mají **kimberlitoidní brekcie** u Měrnice t sn za jv. okrajem okresu. Brekcie vyplňuje diatrémy, jsou enormně bohaté na xenolity krystalinika, zejména pyroponosný peridotit a granulity. Hlavní kimberlitoidní trubka o průměru přes 1 km vystupuje k povrchu



Obr. 25 - Geologický řez diatrémami u Měrnice a jejich situace (Kopecký et al. 1965). 1 - pyroponosná výplň masové deprese, 2 - pyroponosná chaotická dědičová brekcie, 3 - svrchní křída (cenoman - comiak), 4 - granulity, ruly, 5 - serpentinizovaný a opalizovaný pyroxenický pyropový peridotit, 6 - označení vrtů.

komplexu. Exploze cestou vylahly z podloží i hominy s pyropy, které zůstaly jako xenolity ve výplni diatrém. Ve větším nahlédnutí spolu se sopečnými hominami se dodnes zachovaly jako komínové brekcie. Původně byly zřejmě hlavní sopečné fáze. Později se začalo uvažovat o II. sopečné fázi (Kopecký et al. 1967). Podle výskytu etiorních jílců a devků v brekciích se totiž Kopecký domnívá, že většina diatrém vyplněných komínovými brekciemi vznikla až během II. sopečné fáze.

v prostoru Granátového vrchu (ve starší literatuře Botta) a druhá drobná trubka je od ního necelých 1 km jižně směrem (obr. 25). Hibscher (1920) je zahrnoval souborně mezi sopečnými brekciemi. Jistou podobnost s kimberlitou spojoval s výskytem **pyropu** (eských granátů) resp. pyroponosných xenolitů. Jako kimberlitoidní brekcie je označil Kopecký (in Zoubek - Škvor 1963), který je srovnával s brekciovitými kimberlitami Jakutska (úločky navrtaného peridotitu o velikosti do 10 cm a volné pyropy v obalu etiorní vyvřeliny). Upozornil rovněž na doprovod mrunických kimberlitových trubek erupcími jedných z nejbázejších vyvřelinských středohorní (pikritické leucity a nefelinity). Kromě xenolitů z hlubokého podloží obsahuje brekcie i úlomky etiorních devků, křemenců a kusů jílu. Tedy hominy, které dnes již v okolí trubek nejsou, nebo byly denudovány.

Matejnou hominou pyropu jsou olovitá lesa pyroxenických pyropových peridotit (ultrabazické hominy, tj. s nízkým obsahem SiO_2 a olivínu pod 50 %, tvořené téměř výhradně tmavými minerály) v krystalinickém podloží. Ta jsou podle Kopeckého tektonicky vlněna do granulit krystalinika s odlišným zložením. Z nich pyrop vyvřel a ukládal se do bazálních křídových pískovců (na jih od litoměřického zlomu již do karbonických pískovců). V terciéru, v době sopečné innosti, v určitých obdobích převládala explozivní sopečná innost. Jejím výsledkem je tvorba diatrém, prorážejících všechny zmíněné horninové

Diatrémy s pyroponosnými, resp. kimberlitoidními brekciemi jsou soustředěny do dvou území. Jedno je v okolí Munic, druhé do okolí obce Staré nad Teplavicemi (Linhorka). U Munic to jsou diatrémy Granátový vrch, Nová trubka a Svičky. Historickým nalezištěm pyrop je zde výplň diatrémy budující nevýrazný kopec Granátový vrch (Bota) již od Munic. Autentickou zprávu o těchto zdejších pyrop podává Reuss (1790) a ukončena byla údajně v r.1864. Granáty se zde podle Krejčího (1877) kdysi v malých šachtách dobývaly. Podle některých zpráv zasahovaly šachtice až do hloubky okolo 60 m. Výplň diatrémy je dvojitá. Zmínovaná brekcie je totiž ve vrcholových partiích kopce překryta sedimentární výplní maaaru. Tj. rozplaveným a krátce po emísním materiálem brekcie v něm pyrop, v němž se občas nacházejí i úlomky opalizovaného ztráleného peridotitu rovněž s pyropy. Matečná homina (peridotit) byla zastížena vrtem až ve hloubce 416 m. Na povrchu má diatréma víceméně okrouhlý obrys a do hloubky se rychle ovit zúžuje. V šedesátých letech byla objevena v již. sousedství další diatréma o průměru sotva 80 m, ověná geofyzikálně a třemi vrtů. Z nich jeden, hluboký 402 m, prošel pyroponosnou brekcií do hloubky 260 m a ve hloubce 351,6 m zastížl slabou matečnou hominu. Geofyzikálně bylo zjištěno též těleso pyroponosné komínové brekcie v již. části nedaleké diatrémy vrchu Svičky, ověné rovněž vrtů (Kopecký et al. 1967). Mnohem starší, ale dodnes těžná naleziště na Teplavicku, jsou vázána na kvartérmí proluvální štěrky, do nichž se dostaly granáty rozrušením výplně diatrémy Linhorka. V náplavech byly dokonce nalezeny 3 diamanty.

Páneví komplex / mostecké souvrství

Po útlumu hlavní fáze sopečné innosti na počátku neogénu se začal formovat sedimentární prostor severo-ěské hndouhelné pánve. Nejprve se pozvolna vyrovnával lenitý reliéf, zejména v jižní části okresu. Deprese se zaplávaly splachy ztrálin z vulkanických kopců a vyvýšeniny budovaných křídových sedimentů a výchozy krystalinika. Spolu se sedimenty v lokálních vodních plochách (jíly, slíny až vápence) reprezentují **podložní vrstvy**.

Následně se objevil vodní tok, pítékající generálně od jihu ze středních ěch. Jeho průtok na sever zhruba v prostoru mezi Žatcem a Chomutovem byl pravděpodobně eduren geomorfologicky mlokým ěsedlem mezi doupovským stratovulkánem a západním okrajem vulkanit ěského stědohří. Elznic – Cháb – Pešek (1974) uvažují o tektonické predispozici dané předpokládaným zlomem na něj vázanou píkopovou strukturou. Na Žatecku až Jirkovsku, která pozvolna klesala, se začal ukládat zcela mimopáneví písíto-jílovitý materiál. Tyto sedimenty jsou považovány za deltové usazeniny v průtočném jezeře. Odtok z jezera byl na sever přes prostor dnešních Krušných hor do lipského mořského zálivu. Sedimenty v žatecké deltě lze do značné míry považovat spíše za pozůstatek ukládání na aluviální (íloví) plošiny než v deltě. Jejich charakter totiž zejména v prvních fázích nepoukazuje na existenci rozsáhlého, dlouhodobě existujícího jezera, do něhož by tok ústil. Až do doby tvorby hlavní sloje totiž byly v dnešním prostoru pánve jen dvě menší, víceméně souvislé, vodní plochy. Jedna v prostoru Žatecké delty, druhá v duchcovsko-mostecké oblasti. První představovala nejspíše soustavu porůčních jezer v aluviální nivě a zasahovala nejen k dnešnímu severnímu okraji pánve, ale i hluboko na jih od Žatce. Druhá, podle rozsahu písítojílovitých sedimentů mimopánevího pvodu, kromě Duchcovska nedosahovala ani k dnešnímu jižnímu okraji pánve mezi Mostem a Bílinou. Zaujímalá centrální partie pánve a zvláště na Mostecku pokračovala k severu, kde se její sedimenty mísily s písítojílovitým materiálem z krušnohorského krystalinika. Napájena byla, díky rozvětvenému ílovímu systému výše zmíněného toku, n kterým z jeho východních ramen. To proniklo na Duchcovsko přes pílhlou část ěského stědohří a jeho koncové sedimenty zasahují až na Mostecko. Při průtoku přes sopečnou zónu ěského stědohří se v promílnivém množství dostával do vztahu i vulkanogenní materiál, jehož přítomnost v usazeninách toku dále v pánvi není vesměs makroskopicky patrná. Lokálně se tehdy vytvářely i vhodné podmínky pro akumulaci organické hmoty v uhlíkových mořkách (spodní sloje). Soubor těchto sedimentů, vesměs mimopánevího pvodu, je zahrnut do stratigrafické jednotky nazvané v neformálním stratigrafickém schématu jako **spodní písíto-jílovité vrstvy**. Ve schématu Domáčího (1975) duchcovské vrstvy, které z části zahrnují ještě podložní vrstvy.

Charakteru typické delty nenabyla sedimentace na Žatecku ani v době tvorby hlavní hn. dlouhelné sloje. Tím, že tok v té době ústí do uhlotvorných pralesů, má dochované t. lesy žatecké delty zcela atypický obrys obráceného v. j. e, zúžujícího se ve směru toku. Dlouhodobější oscilace vodnosti a tím i unášecí schopnosti toku, zp. sobily n. kolikrát pronikání anorganického materiálu hluboko do uhlotvorných mo. ál. Výsledkem je št. pení jednotné sloje do n. kolika pásem. Genereln. se rozeznávají troje slojové a dvoje mezislojové vrstvy. Mezislojové vrstvy zasahují od jihozápadu až na Mostecko. Naproti tomu rameno pronikající na Duchcovsko zaniklo. V centrální, východní a na zna. ně ploše i v západní části pánve (krom P. tipeska) vznikla jednotná hn. dlouhelná sloj o mocnosti p. es 20-30 m. Ve východní části (od z. hranice teplického ryolitu) jen okolo 15 m. Soubom jsou všechny tyto sedimenty označovány jako **slojové vrstvy** nebo jako **hlavní hn. dlouhelná sloj**. Ve formální stratigrafii holešické vrstvy.

Uhlotvorba hlavní sloje byla ukon. ena souasn. tém po celé ploše dnešního rozsahu pánve a oblast zatopilo jedno rozsáhlé jezero. Hlavní ústí miocenního toku se p. emístilo na Bílinsko, kde se p. i jeho jižním okraji vytvá. elo klasické t. lesy delty. V dnešním prostoru pánve se však zachovaly jen jeho. elní partie. Ko. enová oblast delty, která se rozkládala v dnešním prostoru. eského st. edoho í, byla denudována práv. tak jako zna. né zásoby hn. dého uhlí na jih od dnešních výchoz. V dosahu delty se ukládaly pís. itojílovité sedimenty s lokálními náznaky uhlotvorby, dále v pánvi pak jílovité sedimenty zpravidla s p. evahou jílových minerál. kaolinitu a illitu. Pouze na západ. a východ. , místy i p. i s. okraji pánve se spíše uplat. ovaly smíšené struktury s montmorillonitem. V ur. itém období ustoupila delta za dnešní jižní okraj pánve a v zachovaném areálu jezera se ukládaly jen jílovité sedimenty. Vedle kaolinitu a illitu je v nich b. žný i montmorillonit. Na záv. r. došlo k náhlému zm. l. ení jezera a jeho zar. stání bažinnou až pralesní vegetací. Její poz. statky daly vzniknout další sloji siln. jílovitého uhlí až pouhých uhelnatých jílovc. , pro níž se vžilo ozna. ení ?lomská sloj? (Elznic 1964). Celý vrstevní soubor je ozna. ován jako **svrchní pís. ito-jílovité vrstvy**. Ve formální stratigrafii jako sou. ást libkovických vrstev, n. kterými autory ješt. jako sou. ást holešických vrstev a lomská, resp. svrchní sloj bývá. azena do nadložních vrstev. Ve smyslu starších stratigrafických schemat p. edstavují, spolu se svrchní slojí a jejím nadložím, nadložní souvrství.

Nad svrchní slojí se v nehlubší části pánve zachovalo až 100 m jílovc. . Od severu se do jílovc. vklí. ují pís. ky patrn. krušnohorské proveniencí a Absolon (1987) knim. adí i salesijské k. emence. Teprve tento vrstevní soubor je dnes považován za p. edstavitele **nadložních vrstev** (Elznic et al. 1987).

Ojedinel. e se vyskytly názory, podle nichž je zpochybn. ováno postavení hlavní sloje jako v. d. ího stratigrafického horizontu. Hokr (1982) se domnívá, že mostecké souvrství by se nem. lo dále lenit. Vycházeje z Elznicova (1970) návrhu p. i lenit. k hlavní sloji t. lesy bílinské delty, dosp. l k názoru, že hlavní typy sediment. jsou dány sedimenta. ními prost. edími a ta. v prostoru a. ase m. nila svoji polohou. Geologická t. lesa, odpovídající t. mto prost. edím, mají potom charakter facií. Tímto vícemén. spekulativním zp. sobem byl vlastn. zpochybn. n stratigrafický význam hlavní sloje.

Zcela na jiném základ. hledali výrazné rozhraní v pánevních sedimentech Elznic – adková – Dušek (1998). Jejich studie byla v podstat. završením mineralogicko-petrografických a geochemických výzkum. adka (1966). Ten, zejména na základ. studia t. žkých minerál. , významn. p. isp. l k identifikaci snosných oblastí pís. itých sediment. do pánve a tím k. ešení paleogeografie. Pro p. ínos do pánve od jihu je podle. adka charakteristická andalusiticko-turmalinická asociace t. žkých minerál. se sillimanitem. Podle nich vytypoval snosné oblasti z tepelsko-barrandienského a moldanubického krystalinika v širším okolí Plze. ska. V souladu s t. mto oblastmi vykazují chemické rozbory jílovitých sediment. vysoký obsah draslíku a rubidia. Zvýšené obsahy titanu (v tšinou ve splachových sedimentech) indikují podíl vulkanogenní složky. Naproti tomu p. ínos ze severu prozrazuje nep. ítomnost andalusitu a sillimanitu, které v krušnohorském krystaliniku chybí.

Elznic et al. (1998), opírajíce se o mineralogický a petrografický výzkum pánevních sediment. , se zam. ilí na geochemii. Zjistili totiž, že ve vertikálním vrstevním sledu existuje po celé pánvi ostré rozhraní, dané náhlou zm. nou obsahu stopových prvk. . Toto rozhraní probíhá nap. í pánevními sedimenty, zejména hlavní slojí. Podle autor. je odrazem zásadního zvratu v paleogeografickém vývoji, zp. sobeném zm. nou snosných oblastí. Dosp. li proto k rozd. lení pánevní výpln. na dva komplexy, spodní (starší) a svrchní (mladší). Spodní se vyzna. uje p. ítomností disthenu a staurolitu, zvýšenou koncentrací prvk. Si, Al, Fe, Ti a sníženou koncentrací Mg, K, zvýšenou koncentrací stopových prvk. Nb, Zr a Cr, naopak sníženou koncentrací Rb, Cs. Z jílových

minerál uvádí kaolinit. Svrchní komplex reprezentují také minerály andalusit, sillimanit, disthen, staurolit, má zvýšenou koncentraci Si, Mg, K, sníženou Fe, Ti, Al. Ze stopových prvků má zvýšenou koncentraci Rb, Cs a sníženou Nb, Zr a Cr. Z jílových minerálů je uváděn illit, montmorillonit (kaolinit). Sedimenty spodního komplexu pocházejí z dnešního území pánve nebo jejího nejbližšího okolí. Jen místy se projevuje ve vertikálním i horizontálním směru jakési zjednotění, výjimečně dokonce do značné potlačenosti vulkanogenních prvků za soustředěného zvyšování obsahu prvků z krušnohořského krystalinika, svrchnokřídových a svrchnopaleozoických sedimentů. Tomuto není pánevních sedimentů přisuzují stratigrafický význam s tím, že hlavní sloj není po celé ploše pánve synchronní. Jímí definovaná geochemická hranice je totiž na Žatecku na bázi žatecké delty, na Mostecku stoupá do hlavní sloje a na Chabařovicích dokonce do nadložních jílů. S použitím výsledků paleomagnetického datování (Bucha et al 1987), podle nichž sedimentace obou komplexů trvala více než 10 mil. let, rozkreslili paleogeografický vývoj do 6 patrových map.

Ostré geochemické rozhraní v pánevních sedimentech nepochybně existuje a je skutečně dáno dosahem projevů vulkanogenních hornin. Sotva však může mít takovou stratigrafickou hodnotu, jakou mu autoři přisuzují. Vývoj a úložné poměry hlavní sloje právě na Mostecku jednoznačně superpozici neprokazují, že žatecká delta sedimentovala dominantně před a během tvorby hlavní sloje. Naproti tomu hlavní fáze sedimentace v bílinské deltě byla až po vytvoření hlavní sloje. Zóny s anomální stavbou v mostecké části pánve zaujímají sotva 15 % plochy. Z toho jde ještě část prokazatelně na úkor deformací struktur vzniklých až po uložení hlavní sloje, která je jímí postižena (viz Hurník 1990). Na Žatecku klesá geochemická hranice proto, protože zde tok ze středních částí začal ukládat mimopánevní sedimenty nejdříve a v největší intenzitě. Kromě toho zde byla nevýrazná proluka mezi hlavními vulkanickými centry. Důležitá ramena, která pronikla na Bílinsko, se muselo prodrat napříč vulkanitickým štědem. Nepřekvapí proto, že vulkanogenní materiál zde lze geochemicky identifikovat mnohem výše. Ostatně na Duchcovsku bývá ve spodních písčito-jílovitých vrstvách někdy patrné i makroskopicky. Dále, pokud hlavní sloj leží přímo na vulkanitech, tvořily tyto horniny podstrat pro vegetaci. V souvislosti s tím nelze vyloučit migraci prvků spodního komplexu v uhlíkovém prostředí právě tak, jako sorpční vlastnosti organických látek obecně. Nepřekvapí ani přítomnost prvků spodního komplexu dokonce na bázi nadložních jílů ve východní části pánve. Ve vytvářené varvažovské pánvi se byl proplástek pod svrchní lávkou tvořen montmorillonitovým vulkanogenním materiálem, dokazujícím pokračující sopečnou aktivitu dále na východ. O rámcové izochronii sloje viz blíže in Hurník – Zelenka (1987), nověji Mach (1993, 1996).

Závěrem nutno zdůraznit, že v těsně severozápadní části pánve je soustředěna právě na Mostecku. Kromě největšího množství dlouhodobě bohatství je to například největší mocnost hlavní sloje, která se zpravidla pohybuje okolo 35 m, max. až přes 50 m. Dále je to nejvyšší stupeň prouhelnosti, tedy kvalita uhlí. Na značné ploše se uplatňuje vyšší stupeň dlouhodobé ortofáze prouhelnovacího procesu. U Ervnic a zejména v nejhlubší části pánve v okolí Hrdlovky dosáhl prouhelnovací proces dokonce nejvyšší fáze, tj. dlouhodobé meta fáze. Kdysi se takovému uhlí říkali dlouhodobý antracit. Dosažený nejvyšší stupeň prouhelnosti úzce souvisí s největší mocností nadloží, která dnes v neúplné (denudací) mocnosti přesahuje až přes 400 m. Shoduje se polohově s největší hloubkou uložení sloje, což je opět v okolí Hrdlovky. Dole Alexander se těžilo uhlí z hloubky až přes 160 m pod úrovní hladiny moře.

Kromě příznivých podmínek jsou zde i negativní priority. Byla to právě uvedená meta fáze, která přivedla k totální devastaci přírodního prostředí právě na Mostecku. Ložisková značně příznivě básko-geologické poměry zavínily i úplnou likvidaci historické části Mostu. Dále lze jmenovat jednu z nejvyšších obsahů síry v uhlí, které při severozápadním okraji pánve přesahovaly až přes 10 %. Kdysi byly nejen na Mostecku takové zoxidované výchozové partie dobývány jako kamene nebo bídlice k výrobě kamence (viz Jezírka mezi Ervicemi a Horním Jiřetínem). Postrachem hornictví byly zvodnělé písky (kuřavky), především v nadložní sloje. A byly to právě kuřavky, které započaly zkázu Starého Mostu již koncem 19. stol. (mostecká kuřavková katastrofa v r. 1895). V okolí Mariánských Radic se tyto písky nacházejí až do úrovně hladiny moře a převodně byly zvodnělé pod hydrostatickým tlakem až přes 2 MPa (20 atm).

Podložní vrstvy

Podložní vrstvy na Mostecku mají, tak jako v ostatních částech pánve, nesouvislé rozšíření a velmi pestré petrografické složení. Výskyt je dán lenitostí terénu. Do dílčích depresí, které byly bu dočasně nebo trvale zatopeny, byly splachovány zvrstveniny z písků a jílovců, popř. se zaplňovaly chemogenními sedimenty. Petrografické složení záviselo na mateřských horninách, z nichž splachy pocházely, popř. na charakteru sedimentačního prostředí.

Splachy zvrstveniny z vulkanitů reprezentují **podložní i tufitické jíly** (jílovce). Tyto redeponované vulkanogenní horniny jsou světle až bílé barvy, často fialové, modravé nebo zelenavě mramorované až skvrnitě. Někdy nabývají nejrůznějších pestrých barev. Obsah klastického kementu je v tloušťce nízký. Naproti tomu hojně jsou zpravidla kulovité agregáty novotvořeného sideritu. Vymezení hranice se zvrstveninami vulkanity v podloží je vždy značně obtížné (viz doprovodné suroviny). Mezi Mostem a Bílinou mají často zvýšený obsah kyslíkatého titanu a hliníku. Zjištěny byly v okolí Holešic, zejména pak v okolí Mostu, Vtelna, Braňan a Mariánských Radčic.

V severním prostoru pánve se dominantně uplatňuje **materiál zkrystalinika**. Jsou to kaolinické jíly až jílovce světle až bílé barvy se stabilní přítomností kementných zrn proměnlivé velikosti. Lokálně se vyskytují uvnitř pánve v okolí rulových ostrovců např. u Hořan, Dolního Jiřetína. Od krušnohorského okraje zabíhají jazykovitě do pánve těžší špatně vytvářené písky s prolohami výše zmíněných jílovců. Místy bývají zpevněny kementným tmelem. Na dně Velkolomu SA byly v podloží slaje odkryty i štěrky s valouny až přes 5 cm průměru. Při s. okraji dobývacího prostoru téhož lomu jsou v určitých partiích až přes 20 m mocné, často nevytvářené písky, popř. pískovce až slepence resp. brekcie, místy silně slídnaté, s prolohami jílovců. Mají charakter rozplaveného zvrstveného rulového eluvia. Ve vrtných profilech bývají označovány jako **šplachový materiál zkrystalinika**. Jako příklad lze uvést vrt Al-49 v katastru býval. obce Albrechtice, jímž byly zastíženy v mocnosti 20,5 m a ve vrtu Al-47 dokonce v mocnosti 37,6 m.

Dosud nevyjasněné stratigrafické postavení mají **kementy** na atraktivní lokalitě **Salesiova výšina** u Oseka. V geologické literatuře se o ní zmínily již oba Reussové (1790, 1801, 1840, 1854) a Jokély (1858). Její zvláštností je, že zde pískovce netvoří souvislý vrstevní soubor. Výšina (Letohrádek) je totiž skalní útvar, skládající se z nakupeniny rozměrných, mnohametrových bloků tvrdých kementných pískovců až slepenců (foto 14). Okolní terén se vyvýšuje až o 18 m. Kementové bloky jsou kolem ní roztroušeny v podobě kamenných moří do vzdálenosti přes 1 km na V a Z a přes 1,5 km na J. Na někdejší povrchové dole S. K. Neumann v Lomu u Mostu (Loučká) byl kvartér reprezentován téměř 8 m mocnou polohou ostrohranných kementových úlomků až metrových bloků. Zhruba dvacet metrů pod Letohrádkem se táhne až stometrová **šplachba** rozvolněných pískovcových kvádrů (foto 13). V první polovině 19. stol., kdy tento prostor nebyl zarostlý dnešním impozantním bukovým a dubovým lesem, byla vrcholová partie výšiny upravena jako vyhlídková skalka. Dokonce na ní byla později postavena dřevěná modlitebna (gloriet). Výšina byla pojmenována v r. 1835 po tehdejšímu opatu oseckého kláštera Salesiu Krügenerovi, který byl velkým obdivovatelem krušnohorské přírody. V okolí výšiny se kementy po staletí těžily a zpravidla na místě opracovávaly. Využívaly se zejména jako stavební kámen. Poslední kamenolom, v němž se těly dlažební i obrubníkové kostky a mlýnské žemovy, skončil provoz v padesátých letech 20. stol. (foto 15).

Písemné záznamy jsou již od 17. stol., kdy se pískovec využíval především jako kamenický a sochařský materiál. Např. Matyáš Braun z něho vytesal pro Valdštejnské sochy v duchovském zámeckém parku. Podle návrhu téhož sochaře byl ze salesijského pískovce vytesán jeden z nejvyšších a nejkrásnějších morových sloupů v chrámech na Zámeckém náměstí v Teplicích. Dokonce v Praze jsou z něho portály Zemské banky, sokl Městské spojitelnosti a část dlažby na II. náměstí Pražského hradu (Krutský 1993). Z téhož materiálu je rovněž stará dlažba v Teplicích. Jak velké množství mlýnských žemovů bylo vyrobeno ve zdejších kamenolomech, ilustrují archiválie oseckého kláštera (Krutský 1997). Například jen v r. 1777 jich bylo vytesáno 54 a v následujícím roce 50 kusů. Podle zápisů je na Mostecku kupovali mlýnáři z Mostu, Bylan, Lomu, Loučké, Nové Vsi, Jiřetína, Litvínova, Šumné, Dobrušky, Pačidel, Kopist, Obmic a Sedlce. Asi půl tony se dokonce vyvážela do Saska (až do Freibergu).

Salesijské k emité pískovce jsou pestrého zrnitostního složení s převahou hrubého materiálu. Převládají hrubozrnné pískovce s k emitým tmelem. Místy to jsou až slepence s velikostí valounů do 8 cm. K emenná zrna jsou dobře opracovaná. Pískovce jsou nevýrazně horizontálně zvrstvené, což poukazuje na sedimentaci v jezerním prostředí. Na některých vrstevních spárách, zejména v širším prostoru výšiny, obsahují otisky a vylitky lastur sladkovodních mlžů považované za pozůstatky škeblí (*Anodonta*) nebo velevrub (*Unio*). Blíže se jimi zabýval pouze Petibok (1923), který výskyt škeblí vylučuje. V materiálu Národního muzea určili i nové druhy (*Unio hikai*, *U. frankenbergii*, *U. ketneri*). Muzejní materiál obsahoval údajně též rostlinné zbytky určené Bayerem jako *Sequoia* sp., *Pinus* sp., *Juglans* sp.).

O stratigrafickou pozici salesijských k emencí se dodnes vedou odborné spory, které začaly na počátku 20. století. Do té doby byly (právě tak jako k emence u Černošovic na Chomutovsku) azeny do podložní horní dlouhé sloje a vesměs považovány za oligocenní. V roce 1904 však vystoupil Höfer (1904) na schůzi vídeňské Akademie v důsledku poznámky, že pod k emenci byla navržena horní dlouhá sloj, což vylučuje jejich oligocenní stáří. Na to reagoval Hibsche (1904) na schůzi vídeňského geologického ústavu ve Vídni. Dnešní pozici k emencí vysoko v nadložní sloji sice akceptoval, ovšem nadále je považoval za oligocenní. Do nadložní miocenních sedimentů se podle Hibsche sesuly z úbočí Krušných hor, kde cca 200 m nad výšinou se jejich zbytek na svazích dochoval dodnes. Tuto geologickou situaci dokládá existencí podobného sesuvu u Žandova, kde na miocenní spojují dokonce křídové pískovce (nověji tam byly zjištěny i bloky krystalinika). V poválečném období se k tomuto problému vrátil Ván (1961). Dospěl sice k závěru, že k emence s největší pravděpodobností reprezentují pískovcový horizont v nadložních jílech, ale že ještě zbývá další nejasnosti. Nedlouho na to však nabyl přesvědčení (Ván 1964), že k emence patří k mocné poloze psamit, tvořících vložku mezi jíly v nadložním souvrství. O příslušnosti pískovce k písčitému horizontu nad lomskou slojí je rovněž přesvědčen Absolon (1987). K emencové bloky považuje za rozvolněnou lavičkovitou, postiženou plíživým sesouváním směrem ke Krušným horám (podle úklonu bloků k horám). Salesiova výšina pak v podstatě představuje svazek horu, která se v nejvyšší úrovni pánevního terciéru (+450 m) zachovala právě díky petrografické povaze pískovce. Za důkaz pohybu bloků k horám považuje mimo jiné i nepřítomnost proluviálních štěrků z krystalinika. Hibsche v názoru (p vodní pozice pískovce v podložní sloji) by přitom potvrdil jediný nález schránky velevrub ve výchozech bazálních pískovců, což se dosud nikomu nepodařilo. K tomu ovšem nutno dodat, že se nikdy nenašly ani v pískovcích třešňových v posledním kamenolomu, který byl v těsném sousedství výšiny. Výskyt schránek rodu *Unio* lze totiž považovat za náhodný jev. Na mnohých vrstevních spárách (bloky na Salesiově výšině) jich nalezneme tisíce, zatímco jen desítky metrů dále po nich není ani stopy. Tudíž i jejich objevení v trosce pískovce ve výchozu na úpatí hor by bylo skutečnou náhodou. A kolik se jeví Absolonova představa jako nejpřijatelnější, neoprostila se bez zbyteku všech nejasností. Je totiž závažnější, že by se v tak vysoké stratigrafické pozici mohly vyskytovat ještě natolik opracované hrubozrnné sedimenty. Krom toho nebyla vrtným průzkumem zjištěna ani poloha k emitých pískovců in situ (na místě, v rámci vrstevního sledu). Hrubozrnná poloha odpovídající salesijským pískovcům nebyla nikdy zastižena ani v písčích v areálu nadložních vrstev. Naproti tomu Hibschev představa podpořuje do značné míry sesuv svahů mezi Dívčím a Kundratovicemi; kromě jiného generálním úklonem k úpatí Krušných hor a absencí krušnohorských proluviálních štěrků v jejich podloží. Při hlédnutí k uvedenému a dalším sesuvům, známým z úpatí Krušných hor (zejména u Varvažova), nelze vyloučit reálnost Hibschevých představ. Pro úplnost, jako salesijský sesuv, jenž po krušnohorském svahu transportoval rozlámání bloky k emencí a zastavil se až v prostoru Salesiovy výšiny, je interpretuje i Elznic – Zelenka (1987).

Dalším reprezentantem podložních vrstev jsou zpravidla zcela odvápněné **pěplavené svrchnokřídové slíny a slínovce**. Jsou to jílovce nazelenalých barev, někdy ryzími odstíny mramorované nebo šmouhované. Vyskytují se zejména v širším okolí bývalých obcí Slatinice, Hořany, Vršany až k Holešicím. Duro (1964) v nich dokonce našel opracované a podrcené schránky mořské mikrofauny. Podobné jílovce byly vrtným průzkumem zjištěny i mezi Kopisty, Mariánskými Radnicemi a Braňany. Zastiženy byly i u Dívčína.

Více i méně bezpříčné vazby na křídové slíny jsou vápnité sedimenty. Silně vápnité jíly byly navrtány v prostoru starého **Mostu** a obsahovaly dokonce vložky porovitých sladkovodních

vápenc . Brus uvádí (in Brus et al. 1987), že v poloze sv tlešedého, slab nazelenalého jílu ve vřtu Mo-526, se obsah CaCO₃ pohyboval od 30 do 81 %.

Vápnité jílovce s bohatou m kkyší fauna byly v 70. letech odkryty v t sném podloží hlavní sloje na dole SA v prostoru poblíže n kdejší obce **Erv nice** (tyroký – Elznic 1977). Vodvod ovacích zá ezech p i budování d lní podzemní erpací stanice byly zp ístupn ny v mocnosti 5 - 6 m. Zastupovaly je šedé vápnité jílovce prokládané polohami hn dých a uhelných jílovce s šedohn dými jílovci na bázi. Místa byly více i mén prok emen lé. Tém v celém profilu dominovaly schránky suchozemských m kkyš dnuhu *Cepaea* cf. *bohemica*, pop . *Cepaea* sp. a *Klikia* sp., splošt lé a podrcené vahou nadlož. V prom nlivém množství zde byly zastoupeni i sladkovodní m kkyší *Gyraulus trochiformis applanatus*, *Gyraulus* sp., *Planorbarius* sp., *Nystia rubeschi* a *Sphaerium oepfingense*. Plavením byla získána pom rn chudá a jednotvárná sav í mikrofauna zastoupená hlodavci *Pseudotheridomys parvulus*, *Peridomys murinus* (Fejřar in Malkovský et al. 1988). Úlomky schránek náležely drobným vodním m kkyš m rod *Gyraulus*, *Nystia*, *Sphaerium* a zjišt ny byly i spóry parořnatek (*Chara*). Z makroflóry je uvád n javor *Acer tricuspidatum*, sko icovník *Daphnogene polymorpha* a exota *Toddalia maii* (semena).

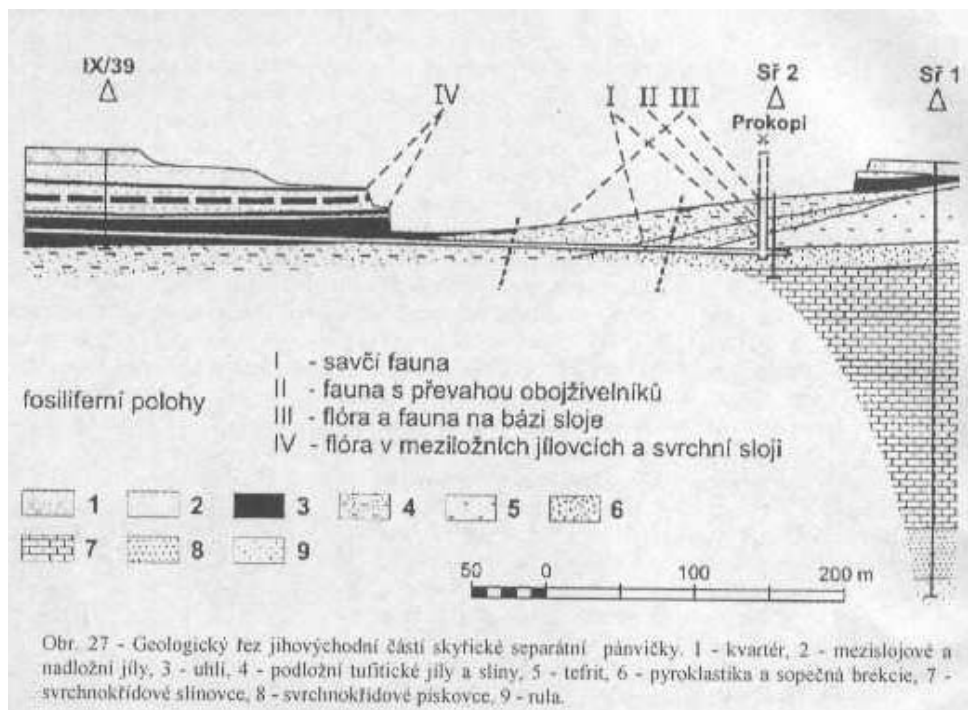
Za j. okrajem pánve je na Mostecku dokonce lořisko **sladkovodních vápenc** . Je to klasická lokalita u **Korořluk**. První zprávu o jejím paleontologickém obsahu podal již Reuss (1840, 1852). Podrobn zpracoval m kkyší faunu Klika (1892) a revidoval Wenz (1917). Drobný p ísp vek uve ejnil Thuma (1916) a nelze opomenout ani Slavíka (1870) a Boettgera (1870). Sladkovodní vápence budovaly návřší t sn na j. okraji obce. Ješt v 19. stol. zde byly t řeny v dnes zařlém lomu mezi silnicí Most - Praha a Korořluky - Zaje ice. V nedávné minulosti byly odkryty slíny s hlízami tvrdého vápence a m kkyší faunou napravo od silnice na Prahu v cest k poslednímu domku (dnes u zastávky autobus). Vápeneč býval p ístupný ješt v z. st n lomu, kde ve svrchní ásti byl pórovit jřší a p echázel až do slín , ve spodní byl celistvý. Hlízy asto pórovitého vápence jsou roztrouřeny jak po svahu nad silnicí na Prahu, tak v okolních polích. Malkovský et al. (in Kopecký et al. 1990) zmi uje vřt situovaný cca 100 m jz. od lomu, jímž byl ve hloubce 22 m zastížen sladkovodní vápeneč o mocnosti 2,2 m. Obsah CaCO₃ se v n mpohyboval okolo 90 %.

Stratigrafické postavení korořlukyř vápenc dnes nelze bezpe n doložit. Vzhledem k nep ístupnosti souvislejšího profilu pokračujícího do podloží i nadlož, lze jej vymezit jen rámcov podle výskytu hornin v řiřším sousedství vápenc . V podloží vápenc jsou nejspře pestré tuřtické jíly a v nadlož hn douhelná sloj. P i stavb nové silnice do Prahy byl v jejím zá ezu ve spodních partiích porcelanit odkryt nevyho elý zbytek mourového uhlí a to ve stejné výřkové úrovni s vápenci. Nelze proto vylou it, že p ípadný vzájemný styk v daném prostoru je tektonický. P ířlušnost vápenc k podložnímu souvřtví t sn pod uhelnou slojí je však zjevná (viz tyroký et al. 1964 a další). Jiř Klika (1892) je považoval za miocenní a Wenz (1917) je za adíl do burdigalu. Podle gastropodové fauny jsou dnes porovnávány se sedimenty z t sného podloží sloje na dole SA i na dole Merkur u Ahníkova na Pruné ovsku, kde je egenburgské stá í (spodní burdigal) dolořeno sav í faunou (Fejřar 1974). Pon kud v tší stá í jimp isuzuje Konzalová (1981) a v podstat je porovnává s řichovskými (luřickým) poloopály. Na pon kud starší úrove usuzuje podle p ítomnosti pylových zm *Cupanioidites eucalyptoides*, sice paleotropického elementu, ale zjišt ných téř v evidentn pánevních miocenních sedimentech (bazální sloju Vrbky).

M kkyší fauna je shodná s faunou tucho ických vápenc a obsahuje 27 druh . Výjimkou je pouze druh vodních m kkyš *Nystia rubeschi*, který v Tucho icích chybí (obr. 26). Je to v d í druh korořlukyř vápenc , popsáný již Reussem (1849, p vodn jako *Pomatias Rubeschi*). Dnes je považován za v d í druh severo eských vápnitých sediment v podloží hlavní sloje. Zjišt né druhy jsou sm sí suchozemských a sladkovodních m kkyš , p i enř vodní p evařují. P edstavují tedy primárn sladkovodní spole enstvo, do n hoř byly z okolí splaveny ješt zbytky suchozemských m kkyš . Hlavními p edstaviteli vodních m kkyš (krom již jmenovaného) jsou *Radix subovata*, *Galba subpalustris*, *Gyraulus trochiformis applanatus*. Ze suchozemských *Poiraia* (*Pseudolescina*)



oligostroma, *Oxychilus dentatum*, *Cepaea bohemica* a *Vertigo calosa*. Dále stojí za zmínku Reusovy druhy *Acme callosa*, *Zonites (Aegopsis) algiroides*, *Trichia (Leucochroopsis) apicalis*, *Triptychia vulgata*, *Vertigo callosa*, *Strobulops elasmodonta*, *Ancylus decussatus*.



Zcela zvláštní postavení mají **vulkanogenní slínovce** v podloží sloje v **separátní pánvi ce u Sky ic**. V nich byla na počátku 20. stol. nalezena památná miocenní savčí fauna. Podloží je známo jednak z profilu jámy Prokopi a doplnkového popisu homin Hibschem (1902), jednak z profilu dvou vrtů ze šedesátých let. O jednom se podrobněji zmíní uje Holý (1964). Podle oficiálního profilu jámy je pod povrchovou sloje 10 m zeleného jílovce, 4,6 m modrého jílovce, 2,8 m dalšího zeleného jílovce a 7,6 m modrého jílovce. Dále se v mocnostech 1-3 m stíhají pestrobarevné jílovce s červenými, bílými a hnědými jílovci o celkové mocnosti 13,6 m. Podle Hibsche byly jámou zastíženy dvě fosiliferní polohy. Jednou byla druhá vrstva zelených jílovce (14,9 m pod povrchovou sloje) o mocnosti 2,8 m. Ve skutečnosti se podle Hibsche jednalo o soubor stíhajících se sotva cm mocných poloh tmavošedých až černých bituminózních a holavých, rozmanobarevných jílovce a bituminózních jílovce. Z nich pocházely zbytky rostlin, ryb, obojživelníků a schránkami mýdliček (Laube 1903, Petřibok 1938, 1958). Vrstvy byly vyplněny schránkami mýdliček a skořepinami. Laube uvádí, že jím studované zbytky žab a ryb byly z částí v jílovitém, z částí uhebnatém materiálu, který připomíná tzv. papírové i bituminózní uhlí z některých lokalit v českém středohoří. Bituminózní poloha (Laubeho uhebnatý materiál) ovšem leží mnohem výše bezprostředně pod povrchovou uhebnou sloje a je to etá fosiliferní vrstvou (viz obr. 27). V šedesátých letech v ní byly sbírány zbytky žab, ryb, mýdliček, ostrakod a rostlin (Bžek in Malkovský et al. 1985, Obřelová 1990). Obřelová (1987) se též pokusila o rekonstrukci zdejšího uhebného mořského (obr. 28). Stejná poloha se zbytky ryb a žab byla kdysi přístupná i na sousedním lomu Hrabák u epiroh (Špínar 1953). Odkryta byla i v okraji lomu Most.



Obr. 28 - Rekonstrukce uhlotvorného močálu ve skytické pánvičce (Obrhelová 1987).

Druhou fosiliferní vrstvou byla dvoumetrová první červená poloha, kterou Hibsich v profilu doplnil ještě o šedou barvu. Z ní pocházely památné savčí zbytky (Schlosser 1902, 1910). Tuto polohu tvořil mokrý drobný materiál ztrálené horniny brekciovitého slépenčového vzhledu. V této polohě byl ražen prokop do vzdálenosti cca 80 m od jámy (celková délka prokopu byla 650 m). S určitou nesrovnalostí popisuje Petřibok (1938), když uvedl, že jím studovaný zbytek mokrýše *Acme* sp. pocházel z hloubky 83 m od povrchu. V profilu jámy je totiž příslušná fosiliferní poloha ve hloubce 42,35 - 45,15 m a samotná jáma byla hluboká pouze 66,4 m. Jestliže se odvolává na informace Ing. Kalluse, pak se zmíněný údaj vztahoval jedině ke stanění v prokopu od jámy. Zejména při ohlednění se k informaci Hibsche o dosahu fosiliferních vrstev v prokopu. Zrozdáček v prokopu zřejmě pocházely i další nálezy z r. 1909, které nechal vyrazit tehdejší majitel Baldauf (Hibsich 1910, Laube 1910). Za zmínku ještě stojí, že v archívních materiálech SUBAK (německá společnost, spravující za II. světové války zdejší doly) existuje série fotografií obratlových zbytků (foto 16), které poukazují na další nálezy ve čtyřicátých letech, o jejichž osudu není nic bližšího známo.

Holý (1964) porovnával výsledky vrtu S-2 z r. 1962 v těsné blízkosti jámy s profilem jámy a shledal, že si zhruba odpovídají. Podle zmíněného vrtu je pod slojí 11 m šedo zeleného slínu, 20 m souvrství zelenavých a bílých vulkanogenních jílnů až slépenec a brekcií s valouny zkaolinizovaného tefritu, ruly a křídových slínovců. Do spodní poloviny souvrství se vkládají typicky íkrový zřívový tefrit, mocné kolem 1 m.

Spřehlédnutím k moci a petrografickému zastoupení vulkanitů v širším okolí lze předpokládat, že skytická pánvička byla předisponována diatrémou z nejmladšího období vulkanického komplexu (Humík – Kvaček 1999). V její zatopené maarové depresi pravděpodobně ještě dlouho doznávaly projevy sopečné aktivity v podobě mofet (exhalace suchého CO_2 o teplotě menší než 100°C) a horkých pramenů bohatých na CaCO_3 . Sedimenty a povodní vulkanogenní horniny byly tímto výronem zpracovány v nevrstevnaté, drobtovitě rozpadavé tufovní slíně, často vyplněné schránkami drobných sladkovodních mokrých a skořepatců. Potomčetnost v těsně izolovaných kosterních nálezových vyšších savců poukazuje na to, že maarové jezero bylo smrtícím napajedlem.

Nálezy fauny pocházejí podle Holého (1964) asi jednak ze spodních poloh slínovců, jednak z těsné blízkosti nejsvrchnějšího tefritového íkrovu. Proto nevyhnutně, že spodní obratloví fauna by mohla být těžostátní jako poslední fáze výlevu nefelinického tefritu. Hlavní těleso tefritu o moci 30 m bylo zastíženo zhruba 120 m v. od jámy vrtem S-1. K tomu Holý dodává, že za předpokladu správnosti výše uvedeného názoru by byla v těsně vyvřelin v okolí miocenní státní, nebo nefelinické bazality jsou mladší než tefrity. Fejfar (1985) analogizuje souborně, resp. všechny těsně polohy s fosiliferní polohou v podloží sloje na Dolešské armády a ve vrtech v okolí Chomutova, Kralup a Ahníkova. Do těžostátní horizontu a tedy do spodního miocénu, zařazuje zdejší ichtyofaunu Obrhelová (1990).

Do 70. let 20. stol., kdy byla objevena fauna u Ahníkova, byla skytická miocenní fauna nejbohatší na zbytky savců (kromě souboru savců z tufovníkých vápenců). Zjistěny zde byly zbytky

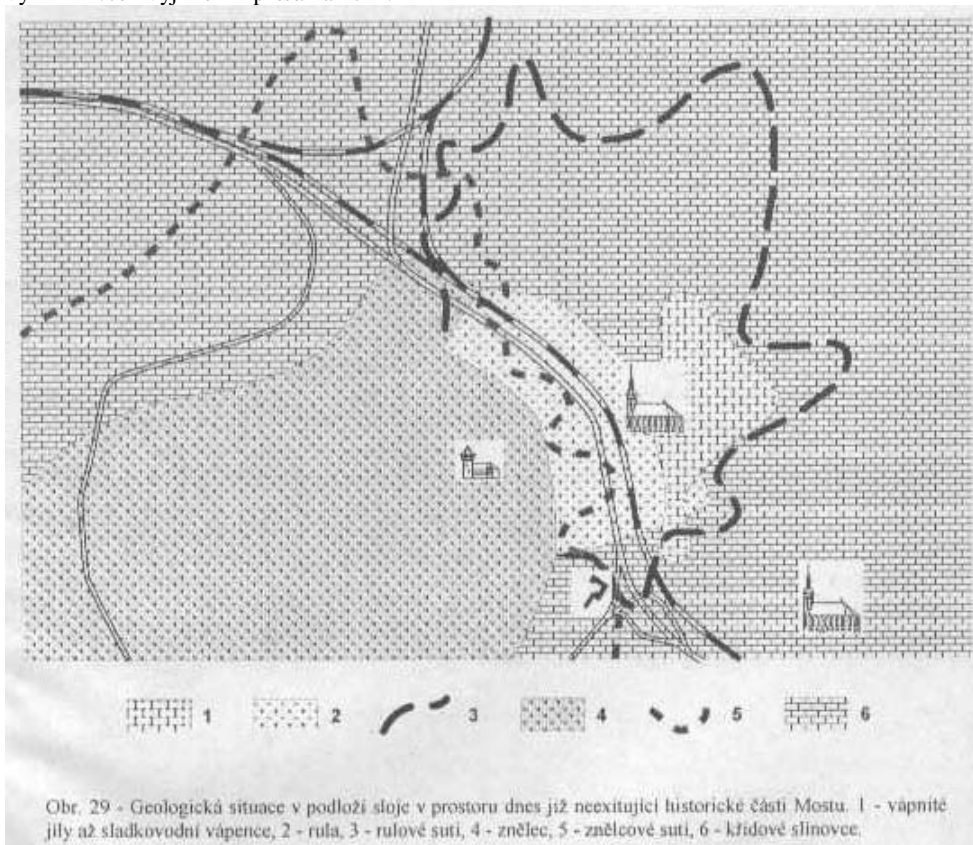
psovitých (*Amphicyon eseri*), bezrohých příbuzných nosorožců (*Aceratherium lemanense*), prasatovitých (*Palaeochoerus typus*), jelínkovitých (*Palaeomeryx* sp.), tapírovitých (*Palaeotapirus helveticus*, obr. 5) a známý jsou dokonce zbytky bobra (*Steneofiber eseri*). Zryb byly popsány potomci oligocenního jelce od Lužic (*Palaeoleuciscus luzicensis*) a to *Leuciscus socoloviensis* (podle Gaudarta 1996 *Palaeoleuciscus chartaceus*) jakož i příbuzný lína *Palaeotinca egeriana*. Dále je uváděn na žába *Palaeobatrachus bohemicus*, želvy (*Ptychogaster*, *Chelydra murchisoni*), aligátor (*Diplocynodon darwini*) a pozůstatky kachny (*Anas blanchardi*). Místy se velmi hojně vyskytovaly ulity mškrty. Hibsche (1910) uvádí *Helix mattiaca*, *Planorbis dealbatus* (synonymum druhu *Gyraulus dealbatus*), *P. cornu* (synonymum, tj. neplatný název druhu *Coretus cornu*), *Buliminus* cf. *complanatus* (synonymum druhu *Ena /Napaeus/ complanata*) a skořepice *Cypris* sp. Mškrty z Mariany ve sbírkách Národního muzea se zabýval Petržal (1958). O vztahu Kafky k těmto lokalitám byla zmínka již ve stati o historii výzkumu (blíže viz Hurník – Kvaček 1999).

V podloží sloje, v prostoru bývalých obcí Kundračice a Dřínov, v sousedství výskytu vápenných sedimentů na Velkolomu SA byly v 80. letech odkryvány silicity, které pronikaly až do spodní lávky hlavní sloje. Tato, pro pánev exotická a sbíratelsky atraktivní hornina, však byla na dnolomu přístupná jen poměrně krátkou dobu. Nejméně několikametrová mocnost silicity byla ověřena při hloubení vodohospodářských objektů. Podle vrtné dokumentace kolísá v rozmezí 1 - 25 m. Silicity jsou v tštinou šedo-černé až černé barvy, jen ojediněle až bledě šedé. Mají charakteristickou lastumatou štrukturu s plynou se sklonek vytváření ostrých hran. Podle Zelenky – Macík (1985) připomínají slovenské limnokvarcity z okolí Banské Štavnice (nikoliv barvou). Vedle amorfního SiO₂ v nich byl zjištěn vláknitý i zrnitý kremen, tridymit, cristobalit, kryptokrystalický i vláknitý chalcedon. Dále obsahují organickou hmotu v podobě pylových zrn, sférické silicíky železa, jílové minerály a reliktů kalcitu. O kalcifikovaných sedimentech s mškrty faunou, vyskytujících se v sousedství silicity, byla zmínka výše. Na rozdíl od nich si však schránky mškrty v silicitech zachovaly přibližně vodní, neporušený tvar. Silicity bývají místy prostoupeny dutinami, z nichž malé dutiny bývají zcela zaplněny modrošedým až modrobílým chalcedonem, který na stěnách v tštinách dutin vytváří ledvinovité až krápníkovité povlaky. Někdy tvoří v silicitech nepravidelné žilné systémy. V základní silicity hmotě předstává tedy chalcedon vývojem druhou generaci. Těto generaci SiO₂ reprezentuje křemen, jehož krystaly dosahovaly velikosti až 1,5 cm. Podobně jako okolní vápenné jílovce obsahují silicity místy nahluhání schránek suchozemských mškrty rodu *Cepaea*. Na rozdíl od sousedních vápenných jílovců nejsou zde schránky deformovány. Vzácností nejsou ani prostorově zachované silicifikované stonky rákosin.

Silicity vytvářejí více či méně jednotné obojstranné plošné těleso o plošném rozsahu přes 1 km. Stratigraficky nejsou vyhraněné, nebo prostupují sedimenty podložního soustředění a zasahují až do bazálních partií hlavní sloje. Silicifikace proniká (resp. pronikala, dnes vesměs odtěženo) i na několik metrů vzhůru do uhelné sloje, v níž v proměnlivé intenzitě zpevňuje spodní uhelné polohy. Zelenka – Macík (1985) považují zdejší silicity za přeměněné vodní chemogenní sedimenty v jezírkách až močárech s dostatečným přínosem volné kyseliny křemičité. Ta prosakovala i do okolních nepevných sedimentů (jílovito-uhelné a vápenné bahno), v nichž zatlačila uhlíkatý vápenatý. Zdrojem kyseliny křemičité byly zejména vývěry horkých pramenů souvisejících s doznívající sopečnou inností. Prameny vyvěraly k povrchu do mléčného jezera a souběžně s ukládáním splachového materiálu, který byl na periferii silně vápenný. Poslední, spíše rozptýlené vývěry, pronikaly ještě do uhlotvorného močálu bahnitě hemhromadné uhlotvorné hmoty spodní lávky hlavní sloje.

Specifické horniny podložního soustředění byly navrtány a později obnaženy lomem Most na s. úpatí vrchu Hněvín. Jsou to splachy až více či méně rozplavené osypy v okolí tělesa sodalitického fonolitu a jeho euforických vyzdvižených krychlovitých krystaliniků (viz příloha 1, st. 10-11). Podle atypického zrnitostního složení je Brus – Humák (1968) označil jako tilloidy. Podloží produktivního miocénu zde tvoří (kromě žil a rulové krychle) svrchnokřídové slínovce. Ve vrtné dokumentaci bývají partie tilloidů označovány jako „stratigrafický horizont“, „rulová intraformační bloková suť“ nebo „splachy“. Mají dvojí petrografické složení. Jedny jsou písčitojílovité a pocházejí ze zvětralého krystalinika. Druhé jsou ze kaolinizovaného žilnatého a písčitého zrnitostního složení a v průběhu se pro ně vžil označení „žilnatá suť“. Jejich plošný rozsah je dosti omezený. Nejdále od výchozu sloje na úpatí vrchu zabíhají lalokovitě do pánevně písčitojílovité splachy a to do vzdálenosti 700 - 1200 m. Rozsahem jsou

vázány na výchoz rulové kry v podloží o délce zhruba 1 km (obr. 30). Dosah znílových sedimentů do pánve je poloviční. Mocnost obou akumulací se pohybuje (pohybovala, nebo z části byly odčleněny lomem Most) od několika metrů v blízkosti výchozů zdrojových hornin do decimetrů v prostoru vyklínění. Jen výjimečně přesáhla 17 m.



Obr. 29 - Geologická situace v podloží slaje v prostoru dnes již neexistující historické části Mostu. 1 - vápnité jíly až sladkovodní vápence, 2 - rula, 3 - rulové sutě, 4 - zněleč, 5 - znělečové sutě, 6 - křídové slínovce.

Písčitojilovité sedimenty rulového podvoje tvoří v tloušťce jednu vrstvu, nýbrž se vzdáleností od výchozů se šíří do více poloh prokládaných jíly. Na bázi bývají ostře omezeny, směrem nahoru přecházejí pozvolna do nevrstevnatých jíly (podloží). V nich se zpočátku ještě objevují nepracované úlomky křemene, později rozptýlené drobné agregáty sideritu. Charakteristickým znakem písčitojilovitých sedimentů je ostrohrannost a zrnitost nevytříbená k jemným zrnům. Jsou směsí nejrozmanitějších zrnitostních frakcí od jílu do drobného štěrku. Zaznamenány byly i bloky o mocnosti 0,7 m. Nelze je proto označit ani jako jíly, písky, ani jako štěrky, čímž připomínají ledovcové sedimenty (tully). Hubozrnité polohy (zrnitost okolo 1 cm) zpravidla postrádají jakékoliv znaky zvrstvení. Enormní mocnost tohoto horizontu 38,8 m, budovaného vesměs s rulovou blokovou brekcí, byla zjištěna na vrtem Mo-214 zhruba uprostřed rulové kry na východním svahu Hněvín. Pod povrchovou uhelnou slajou bylo 0,6 m uhelného jílu. Následovalo 1,1 m pískovce ostrohranných zrn až 0,7 cm) s úlomky ruly do 3 cm. Tmel byl jílovitý a jednotlivá zrna křemene se často ani navzájem nedotýkala. Pod nímaž na strop ruly byla blokovaná rulová suť. Ještě v tloušťce 52 m, dosahuje blokovaná brekcí ve vrtem Mo-195 v těsné blízkosti styku rulové kry se znílovým tlesem Hněvín. Podobný vrtem Mo-165 prošel sice jen 11,5 m rulovou suti, ovšem aniž by dosáhl jejího podloží a

byl na rozdíl od předchozího vrhu situován na protilehlém okraji rulové kry, tedy při rozhraní s křídou. Spohlédnutím k povrchu ruly na okolních vrtech, je mnohem pravděpodobnější považovat tyto partie za zastižené drcené zóny, po nichž docházelo k výzdvihu rulové kry. Nejedná se proto ani v tomto případě o sopečnou brekcii, jak výše uvedené sedimenty interpretuje Kopecký (in Malkovský et al. 1985).

Polohy zkrystalinického materiálu jsou zejména okolo okrajů rulové kry proloženy na místech, kde jsou pokryty zcela odlišným horninovým a to **zrnalým materiálem**. Ten do stran nabývá na povaze a vytváří nesouvislý lem kolem Hněvkového vrchu a Šírkého vrchu, zejména na jejich severních stranách. Skládají se z úlomků ztráleného zrnalce jen velmi málo zaoblených. Jejich velikost se nejčastěji pohybuje mezi 0,5 - 30 cm. Bývají vesměs zcela zkaolinizovány a mezery mezi úlomky (které se mnohdy navzájem nedotýkají) jsou vyplněny kaolinitickým jílem s promíslivým obsahem sideritu. Dnes vycházejí na povrch na značné ploše obnaženého svahu Hněvkového vrchu nad koridorem Brus – Rieder (1975) ve ztrálené křídě úlomky našli novotvořený sanidin. Tedy minerál, který jako součást zrnalce magmatu primárně vytváří právě ve zrnalci Hněvkového vrchu tabulkovité vyrostlice o velikosti až přes 1 cm.

Sedimenty podložních vrstev na úpatí Hněvkového vrchu jsou tedy, tak jako na jiných místech v pánvi, úzce spjaty s horninovou skladbou bezprostředního podloží (obr. 29). Podle jejich minimálního stupně vytváření lze usuzovat na poměrně rychlou až překotnou sedimentaci na okraji mléčného jezera. Dále od břehu byl potom materiál rozplavován a mísen s materiálem splavovaným do jezera ze širšího okolí. Povodňové písčitojilovité sedimenty v rulové křídě dokazují též obsah těžkých minerálů. Dominuje v nich totiž turmalín a zirkon, které svým prvním vzhledem nenasvědčují delšímu transportu. Pro úplnost, turmalinická ortonula byla zastižena vitem SŠ-12, situovaným severně od Hněvkového vrchu, ve hloubce 215 - 230 m. Výskyt menšího množství andalusitu a zejména anatasu při bázi vrstevního souboru by mohl indikovat i uranitou příměsí z bazálních klastik křídě.

Zrnalý slepenec byl v 60. letech odkryt též v těsném podloží sloje při separátní otvorce dolu Vrbský mezi Šírkým vrchem a Reslem. V zájmu, sahajícím téměř 1,5 m pod povrch sloje, byl na bázi zelenavý tufitický jíl a na něm slepenec ze zcela zkaolinizovaného zrnalce o velikosti valounů až přes 1 dm. Základní hmotu tvořil šedobílý jíl. Slepenec promíslivého zrnitostního složení byl nepravidelně prokládaný polohami uhlíkatého jílu s xylity. Soubor těchto sedimentů do značné míry upomínal na plážové sedimenty podle představy Fediuka (in Malkovský et al. 1988, viz výše).

Spodní písčitojilovité vrstvy

Zatímco sedimenty předchozího období se vyznačovaly redepozicí místních hornin ve značném rozsáhlých, plošně i méně rozsáhlých, často bezodtokých jezerních nádržích, následující vrstvy jsou charakteristické usazeninami, přinášenými soustředěnými vodními toky z okolní pánve. Současně se formovala v podstatě dvouramenná jezera, popř. aluvální plošiny. Jedno se rozprostíralo v žatecko-chomutovském prostoru, druhé v bílinsko-mosteckém, resp. litvínovském. Navzájem byly odděleny nevýrazným hřbetem, táhnoucím se od zrnalých kopců u Mostu napříč dnešním prostorem pánve k jejímu severnímu okraji u bývalých Kunderatic (v poněkud jiném pojetí podobnost s Petrascheckovým jezerem-selským hřbetem). V prvním případě se sedimentární prostor stabilizoval a sedimentace mimopánevního materiálu zde pokračovala s určitými oscilacemi i po celé následující období, kdy ostatní plochu pánve pokryly uhlíkaté močály a pralesy. Výsledný sedimentární soubor je označován jako těleso **žatecké delty** miocenního toku, přítokajícího ze středních až západních částí přes Rakovnicko. Z nich nejprve jedno rameno proniklo přes prostor dnešního českého středohoří na Bílinsko. Jeho sedimenty lze sledovat od dnešního okraje pánve na Duchcovsku přes Liptice, Libkovic a Mariánské Radčice na Litvínovsko, kde se ukládaly na dně mléčného jezera. V uvedeném pruhu se v úseku od Duchcova až k Libkovicím projevil následně i v anomální stavbě hlavní sloje. Jezerní plocha mezi Mariánskými Radčicemi a Litvínovem několikrát oscillovala a zadržovala i uhlíkatými pralesy (spodní sloje). V severních partiích tohoto **Litvínovsko-duchovského jezera** se materiál přinášený od jihu mísil s materiálem z krušnohorského zkrystalinika, kde lze tušit rovněž morfoloogicky nevýraznou elevaci (Krušné hory však ještě neexistovaly). Tzn., že na značné ploše v dnešní části pánve a přilehlé části Krušných hor byly již křídové sedimenty vesměs denudovány. Uvedené dně jezera nedosahovalo na Mostecku ani k dnešnímu jižnímu denudovanému okraji pánve. Na severu však jeho pláže s krušnohorskými

písky p esahovaly do prostoru dnešních Krušných hor. Krom denudace ního severního omezení na to poukazují i nejv tší mocnosti jeho sediment (až p es 100 m), zjištění v tšinou v osní, tj. nejhlubší části pánve, vícemén sbližené s dnešním severním okrajem.

V obou dílech jezerech došlo ob as natolik ke změně, že do asná v proměnlivém rozsahu nastoupilo distrofní stadium reprezentované uhlotvornými pralesy. Jejich poz statky jsou uhelnaté jíly až jílovité uhlí o popelnatosti zpravidla od 30 - 70 %. V prostoru žatecké delty byly pojmenovány Ván m (1957) jako Bazální sloje a pozd ji vy len ny jako samostatný stratigrafický len v podložním souvisltví (Ván 1987). Na Mostecku podobné uhelné sedimenty poprvé popsal již Petrascheck (1929) pod ozna ením Podloží sloje. Tebaže je uvedl ve stati o podloží hlavní sloje, považoval je za odšt penou spodní lávku hlavní sloje, která se objevuje i ve v tší vzdálenosti od hlavní sloje, nap . u Libkovic až 30 m. Naproti tomu Stodola (1952), který je zjistil ve dvou vrtech mezi Zálužím a Dolním Litvínovem, je porovnával se slojí Josef na Sokolovsku a proto je považoval za oligocenní. Humík – Rameš (1960), a s nimi ve shod Pekárek (1960), pro n použili termínu Spodní sloje. S přihlédnutím k priorit a v čnému významu doporu ili Hurník – Wildová (1964) pro uhelné sedimenty ve spodních pís ito-jílovitých vrstvách ozna ení Podloží sloje. Při pr zkumu t chto slojí v prostoru mezi Zálužím a Kopisty použil Hrdina (1968, 1969) termínu Bazální sloje. Ztotožnil se sice s Petrascheckovým názorem o jejich odšt pení znejspodn ní části hlavní sloje, stratigraficky je však za adil do podložního souvrství. Dnes je oficiáln používán termín **spodní sloj**.

Své tzv. bazální uhelné vrstvy se snažil vymezit Ván (1987) i v mostecké části pánve. Do Bazálních pís ito-jílovitých vrstev adil nap . nejspodn jší partie neogénu ve vrtu Os-9 mezi Lomem a Osekem v mocnosti 36,8 m, na jejichž stropu je 6 m mocný soubor stídající se až n kolika decimetrových poloh uhelných lupk , holavých lupk a detritického uhlí. Teprve zbytek sediment o mocnosti 48 m, až po povu hlavní sloje, považoval za spodní pís ito-jílovité vrstvy. Podobn ve vrtu Lom-15 leží podle Ván ho p ímo na k íd 26,4 m bazálních pís ito-jílovitých vrstev a 6 m bazálních uhelných vrstev. Teprve nad nimi je 65,45 m spodních pís ito-jílovitých vrstev. Ván považoval za pozoruhodné, že i v nich jsou vysoko nad ím vymezenými bazálními uhelnými vrstvami další uhelné polohy. Jejich existence však jen dokazuje, že podmínky pro uhlotvorbu (by n kdy jen náznakovou - uhelnaté lupky) se v rámci spodních pís ito-jílovitých vrstev objevovaly v nejzn jších výškových i horizontálních úrovních. Tedy, že další detailn jší len ní podslojových pís itojílovitých sediment ná zcela subjektivní charakter a z obecného hlediska jej lze považovat za zbyte né a neopodstatné. Pro ilustraci lze namátkou uvést vrt MR-57 (u Mariánských Rad ic), který je od výše jmenovaných vrt vzdálen zhruba 3 km jihozápadním sm rem. Vrt zastíhl spodní pís ito-jílovité vrstvy v mocnosti 46,1 m. V nich jsou ekvivalenty podložních slojí (stídající se až n kolikadecimetrové polohy detritického uhlí, holavých a uhelných lupk , jílovc hn dých až šedých barev se zuhelnatými rostlinnými zbytky) ve ty ech výškových úrovních. Naspodu je to vrstevní soubor o mocnosti 12,8 m, následuje šedohn dý jílovec mocný 2 m, další uhlonosný soubor o mocnosti 7,45 m, jílovec šedý až hn došedý mocný 1,7 m a na n m opt uhelnaté sedimenty , na které nasedá hlavní sloj mocná 36 m. Poslední polohu by bylo možno sur itými výhradami považovat již za sou št spodní lávky hlavní sloje. Práv tato situace svád la k p edstav , že podloží sloje se odšt pují od hlavní sloje jako její spodní lávka. Ostatn Ván to považuje jako rozhodující odlišovací znak bazálních slojí od podložních slojí. Ve skute nosti se místy s hlavní slojí jen sbližují.

Nejlépe a v nejlepší kvalit jsou spodní sloje vyvinuty na pokleslé k e zlomu Viktoria na jih od Mariánských Rad ic a Libkovic. Zpravidla jsou zde ve dvou polohách. Svrchní leží pr m rn 5 - 13 m pod povou hlavní sloje a její mocnost dosahuje nanejvýš kolem 3 m. Severním sm rem se rozmř uje až do ty dílech poloh, rychle vykltí ujících. Spodní poloha se v západních partiích rozmř uje severním sm rem až na t i, které b jem n kolika set metr postupn vykltí ují. Nejdále k severu zde zabíhá st ední lávka. Východním sm rem pokrač uje spodní poloha v mocnosti mezi 3 -7, výjimn až 9 metry vícemén v jednotném vývoji a v okolí Libkovic vyhluchá. Vzájemná odlehlost obou poloh bývá 2 - 10 m. Mocnost jalových sediment spodních pís ito-jílovitých vrstev pod spodními slojemi se pohybuje v širokém rozmezí zhruba od 2 do 10 m. Genereln se zvyšuje severním sm rem a v p ípad jalových ekvivalent spodních slojí v okolí Lomu u Mostu až na desítky metr (viz výše zmín né vrty). Mocnost mezilozí mezi hlavní slojí a spodními slojemi se rovn ž zv řšuje genereln severním sm rem a dále v pánvi m že dosáhnout až n kolik desítek metr . Na

jižním okraji bývá okolo 4 - 8 m s tím, že místy klesá až na 0. Spodní sloje tak dokládají jižní okraj subsidujícího (poklesávajícího) sedimentačního prostoru dílného litvínovsko-duchcovského jezera v době spodních písitých jílovitých vrstev. Není bez zajímavosti, že tento okraj se mezi Záluzím a Mariánskými Radicemi rámcově shoduje, resp. sblíží se s prahem zlomu Viktoria. Ovšem genetické vztahy lze vyloučit, neboť zlom je mnohem mladší než sloje.

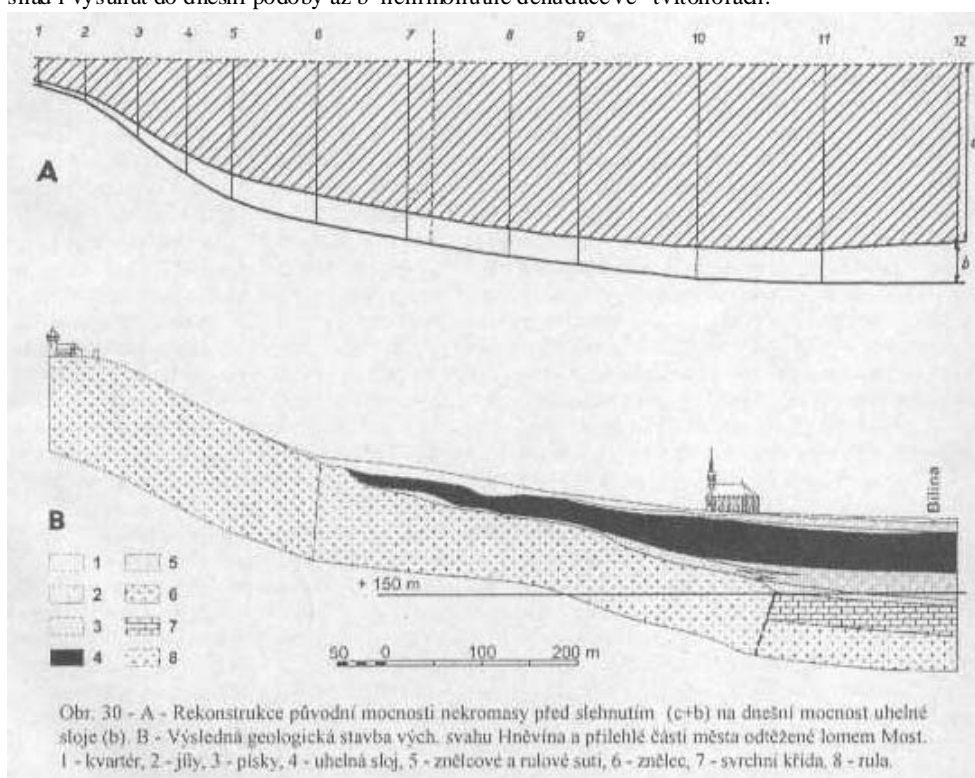
Jalový ekvivalent spodních slojí byl v r. 1959 obnažen v jedné z nejhlubších partií pánve šachticí do podloží a tykadlovou chodbou na dole Kohinoor I v Lomu u Mostu. Spodní písitá jílovitá vrstva jsou zde mocné pouze 20 m. Zastoupeny jsou převážně světlé šedohnědými, vesměs nevrstevnatými jílovci se zuhelnalými zbytky dřeva a kořenek. Způsobem mají charakter nadložních jílovců, ve středních partiích až vzhled náznakově tufitických jílovců (avšak mikroskopicky nebyla tufozemní písina zjištěna). Těmito na bázi je poloha střednězrnitého písku o mocnosti až několika decimetrů. V partiích zpřístupněných šibkem byly písky nepravidelně horizontálně a diagonálně zvrstveny a jejich báze byla nerovná, se stopami eroze. Jílovce zde obsahují typicky pelosideritové polohy. Jejich mocnost je značně proměnlivá (až přes 0,4 m) a váže se na vždy zvýšený obsah rostlinných zbytků. Druhá poloha shora byla využita jako podpora ražby tykadlové chodby, avšak ani ta neodolala horskému tlaku (přes 400 m pod povrchem), spolu s jílovci se deformovala, roztáhla a vzdouvala (Zar stání spodně). Tak byla zpřístupněna pelosideritová brekcie, duhotně stmelená mladší generací, vesměs dobře krystalovaného sideritu. Mezery v brekcii byly neúplně vyplněny tímto kaolinitem. V určité partii se vyskytovaly písky v pelosideritu nebo těsně nad ním rozměrné, silně deformované, vykotlané páteře (Havlena – Hurník 1963). Uhelná hmota dosáhla nejvyššího horizontálního stupně prouhelovacího procesu, tj. byla přeměněna v metaxylity. Zastiženy byly rovněž žehlovce (černé prokamenělé sideritické jílovce), převážně dlouze kopinatými listy bažinného dubu *Quercus rhénana*. Podle texturních znaků, rostlinných zbytků a páteř lze celý vrstevní soubor charakterizovat jako sedimenty mlkovodního prostředí stojatých vod až podmořského horizontu (kromě písku na bázi). Právě toto prostředí bylo zejména podvodcem místy zvýšeného výskytu kulovitých agregátů sideritu, jejichž přítomnost bývá někdy považována za důkaz pro podložní vrstvy. Pelosideritové polohy lze považovat za neproduktivní ekvivalenty spodních slojí. Pro úplnost spodní písitá jílovitá vrstva zde nasedá přímo na tleso z jílovitého zlásky - Laubeho vrchu (viz str. 37).

Hlavní hnědá sloj

V dílném vrstevním členění miocenní výplně pánve je **hlavní hnědá sloj**. Je to stratigraficky nejstálější a petrograficky nezaměnitelná jednotka. Její plošný rozsah se v podstatě kryje s dnešním vymezením pánve a separátních páneví, s nimiž převládá jednotný celek. Nedávno byl sice vysloven názor (Hokr in Malkovský et al. 1985), že se hlavní sloj netvořila souasně po celém území pánve, nýbrž v nejvyšších výškových úrovních vrstevního sledu produktivního miocénu. Rámcovou izochronií hlavní sloje však jednoznačně prokazuje jednak stabilní pozice sloje právě ve vrstevním sledu, jednak víceméně stabilní vývoj proplátek ve sloji. Pokud sloj strmě upadá podél jižních i severních výchozů, jakož i kolem vyvýšených teras v podloží, jalové proplásky probíhají konformně s úklonem sloje. Kromě toho mocnost jednotné sloje přes 30 m pod povrchem na podmořské neslehlou mocnost nekromasy koresponduje s mocností ekvivalentního souboru sedimentů žatecké delty. S ním je nejen časově synchronní (kromě spodních písitých jílovitých vrstev), ale zaujímá i stejnou pozici v již zmíněném vrstevním sledu.

K nahromadění tak velkého množství rostlinné hmoty (nekromasy) aby vznikla desítky metrů mocná uhelná sloj, musely být splněny, vedle klimatických podmínek dvě zásadní okolnosti. Je to minimální výškové rozčlenění krajiny a útlum tektonické aktivity, která se omezovala pouze na sekulární klesání sedimentačního prostoru. Rozhodující totiž byla úroveň vodní hladiny, která limitovala jak rostlinnou vegetaci, tak i hromadění nekromasy. Uvážíme-li, že mocnost neslehlé nekromasy musela být nejméně 6x větší než dnešní mocnost sloje (Humík 1972), pak i elevace,

p evyšující tehdejší terén o 100 m, zmizely nakonec snadno pod uhlotvornými mořaly. Nejlépe to lze demonstrovat na bezprostředním okolí Mostu, kde lze předpokládat, že původní výškové rozdíly se příliš neodlišovaly od dnešních, spíše byly menší. Při průměrné mocnosti sloje 36 m v prostoru starého Mostu to znamená, že původní mocnost nekromasy dosahovala až 215 m. Zmlcové těleso Hněvíná původně tvořilo hlavní sloje zjevně nepřevyšovalo okolí o tuto hodnotu. Takže jeho vegetační pokryv v závěru splýnul s uhlotvorným pralesem (obr. 30). Jako pevný suk se však zmlcové těleso projevilo během kompakce (slehávání) nekromasy i nadložních jílů, takže hotová sloje nakonec vyběhala z mísovité deprese pod mlstem strmě do svahu. Zmllec byl obnažen a částečně vysunut do dnešní podoby až během mohutné denudace ve tvitohorách.



Obr. 30 - A - Rekonstrukce původní mocnosti nekromasy před slehnutím (c+b) na dnešní mocnost uhelné sloje (b). B - Výsledná geologická stavba vých. svahu Hněvíná a přilehlé části města odtěžené lomem Most. 1 - kvartér, 2 - jíly, 3 - píský, 4 - uhelná sloje, 5 - zmlcové a rulové sutě, 6 - zmllec, 7 - svrchní křída, 8 - rula.

Souběžně s hromadným sleháváním, částečným rozkladem rostlinné hmoty a následným překrytím jílovitopískovými sedimenty, nastupuje její přeměna v uhlí, tj. prouhelovací proces. Nejprve se uplatňuje biochemická fáze, tedy rozkladné procesy za účasti mikroorganismů. Probíhá během celého hnědého stadia s tím, že směrem k vyššímu stupni ubývá na úkor geochemické fáze, která je dána působením teploty a tlaku. V hnědém stadiu prouhelovacího procesu jsou rozlišovány tři fáze. Nejnižší je **hemifáze** (lignity), střední ortofáze a nejvyšší metafáze. Na Mostecku dosáhlo uhlí střední fáze prouhelovacího procesu tedy **hnědého ortofáze**. Pouze ve dvou okrajích přechází až do **metafáze**. Je to u nás kdesi v Ervnic na dole Eliška (dnes součást Dolu s armády) a v nejhlubší partii pánve u Hrdlovky na dole Alexander (známý hnědý antracit). Juraský (1940) toto zušlechťené uhlí popisoval jako působení tepla z vulkanických těles v podloží sloje. Havlana (1963) však tuto domněnku odmítá, neboť zmíněné vulkanity v podloží jsou starší. Vyšší stupeň prouhelování vztahuje jednoznačně k váze nadloží, resp. k velké mocnosti nadložních vrstev.

Podle povodu rostlinné hmoty jsou v uhlí rozlišovány makroskopicky patrné dvě základní složky: dřevová a bylinná, tj. xylitická a detritická. **Xylity** tvoří zpravidla lesklou, naproti tomu **detrity** matnou složku uhlí. Podle povahy té které složky je uhlí označováno jako uhlí xylitické nebo detritické (popř. s výjádřením stupně prouhelnění totiž metaxylit, resp. metadetrit). Pechodné formy jako xylitický detrit, detritický xylit. Nejmá se v uhlí víceméně pravidelně stíhají obě složky a takové uhlí je označováno jako páskované uhlí. Toto páskování bylo typické právě pro hornouhelný žantracit z dolu Alexander, tedy páskovaný metadetrit.

Hlavní horninouhelná sloj je na Mostecku ve dvojím vývoji. V centrální (mostecké) části pánve je to jednotná sloj o celkové mocnosti vesměs přes 30 m, prokládaná jen centimetrovými až decimetrovými proplásky jílovitého uhlí jíly. V jihozápadní části a separátních pánvičkách se smírem na Chomutovsko a Žatecko štípí zpravidla do tří slojových pásem (vrstev), oddělených navzájem až desítky metrů mocným jalovým mezilozím.

Jednotná sloj se na značné ploše skládá ze tří lávek (v hornické praxi často označovaných jako dílčí sloje). **Spodní lávka** je budovaná stíhajícími se polohami uhlí s jílovitým uhlím a jalovými proplásky. Její mocnost dosahuje zpravidla jen několik metrů. Při severozápadním okraji pánve se někdy redukuje na minimum, popř. vizuálně splyvá se střední lávkou. **Střední lávka** (v hornické praxi hlavní sloj) je nejkvalitnější a tvoří ji nejméně popelnaté uhlí (zpravidla pod 10 %). Mocnost vesměs přesahuje přes 20 m a na převážné ploše mostecké části pánve je okolo 36 m (foto 17). Zhruba uprostřed bývá jílovitý proplástek, označovaný v hornické praxi jako žasekový proplástek využíváný při hlubinném dobývání zvláště komorováním na zával. Na stropu je výrazný jalový proplástek mocný několik dm, označovaný v praxi jako cvišák. V dobývacím prostoru dolu Ležáky byl zdvojený s mezivrstvou uhlí o mocnosti až 3 m (foto 18). Na západ od Mostu nabývá na mocnosti (až přes 1 m) a v areálu žatecké delty se napojuje na svrchní mezilozní vstvy (na lomech Šverma a Vršany). **Svrchní lávka** o mocnosti několika metrů bývá opět nepravidelně prokládaná jalovými proplásky, popř. jílovitým uhlím.

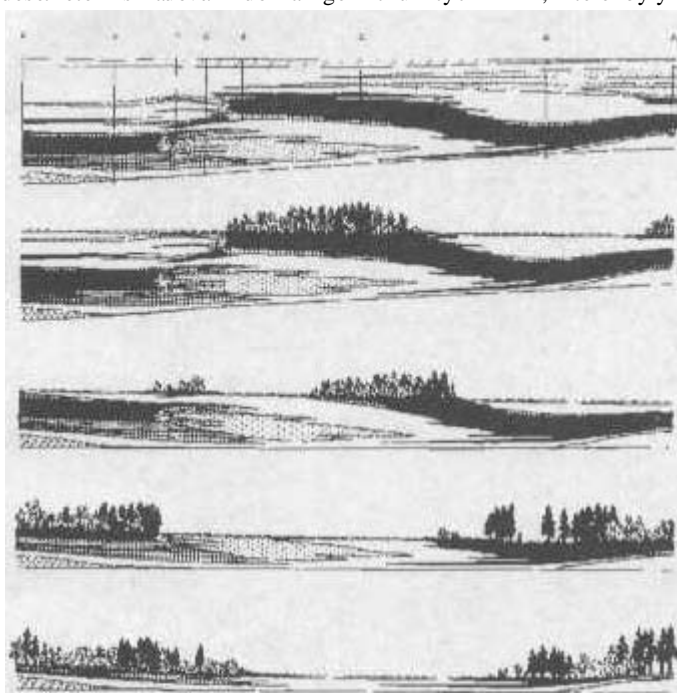
Proplásky jsou vesměs budovány kaolinitickými, popř. illiticko-kaolinitickými jíly, resp. jílovci. Výjimkou byl pouze nepravidelný proplástek odkrytý na dole Ležáky, který byl zastižen v prostoru někdejšího cukrovaru v Mostě. Tvoří jej totiž vulkanogenní materiál (montmorillonitické jíly s kusy ztrálené le a dvojslídne otouly). Jelikož okolní uhlí nebylo tepelně poznamenáno, předstával proplástek nejspíše bahnotokový proud. V této souvislosti nutno upozornit na nepesnost v lokalizaci. Bus – Humík – Sysel (1966) uvádí, že proplástek se vyskytoval v nadložní sloji. Podle tehdejších znalostí zde sice byla sloj skutečně zdvojená a toto zdvojení se vysvětlovalo pronikem dílného ramene delty do uhlotvorného moálu (viz tehdy sestavené schéma stadiálního vývoje obr. 31). Teprve později, postupem porubní fronty do lomu Most, se zjistilo, že ke zdvojení došlo druhotně až při vzniku rozsáhlé deformální struktury těsně po uložení hlavní sloje (foto 19). Proplástek byl tedy v hlavní sloji.

Po chemicko-technologické stránce je uhlí dvousložkovým heterogenním (různorodým) materiálem. Je to směs složitých organických sloučenin a popelovin. Poměrné zastoupení obou složek je natolik variabilní, že neexistují viditelná přesná kritéria pro hranici mezi uhlím a jalovinou. Vzájemný poměr je vyjadřován obsahem popela a ten je zároveň základním korelačním znakem. Jeho obsah se zjišťuje laboratorně spolu s dalšími technologickými vlastnostmi. Podle nich se potom upesuje o jaký druh uhlí se jedná. Přitom hraniční hodnoty jsou stanoveny uměle.

Kromě obsahu popela (A) se stanovuje vlhkost (W), prchavá hořlavina (V), spalné teplo a výhřevnost (Q) a síra. **Vlhkost**, resp. obsah vody v uhlí se na Mostecku pohybuje v širokém rozmezí od 10 - 55 %. V průměru bývá 20 % v nejhlubších partiích pánve (dolu Alexander, Kohinoor) a na lomech při jižním okraji pánve (Ležáky, Šverma) až 31 %. Podobně vysoká hodnota je udávána i pro uhlí z někdejších hlubinných dolů Kolumbus, Masaryk, popř. Centrum. Obecně klesá s rostoucím stupněm prouhelnění. Naopak **výhřevnost** (Q_i) s ním stoupá a na Mostecku se pohybuje od 9 MJ/kg (2150 kcal/kg) až 13,5 MJ/kg (3250 kcal/kg) do 20 MJ/kg (4800 kcal/kg), výjimečně přes 21,5 MJ/kg (5200 kcal/kg). Obsah uhlíku v hořlavině (C^{daf}) bývá nejvýše asi v rozmezí 71 - 77 %, vodík (H^{daf}) 5,6 - 6,1 %, dusík (N^{daf}) 1 - 1,3 % a kyslík (O^{daf}) 14 - 20 %.

Od uvedených parametrů navíc vybojuje chemicko-technologické vlastnosti gelinitu z klastické žíly u diatrémy na Dole SA u Jezeví. Při vodní byly porovnávány s vlastnostmi xylitického uhlí jímž žíla napří pronikala a s průměrnými hodnotami pro celou sloj zastiženou nedalekým vrtem Er-151. Gelinit se od ostatních uhlí nápadně odlišoval více než dvojnásobným obsahem huminových

kyselin. V extrémně nízkém obsahu popela, vysoké výh evnosti a obsahu síry se shodoval s xylitem (Humík 1991). Z toho je patrné, že obsah popela a síry je organického p vodu, tedy primární. Po desetiletém skladování doznal gelinit ur itých zm n, které byly zp sobeny oxidací vzdušným



Obr. 31 - Stadiální vývoj dílčího ramene delty u Mostu podle představ ze sedmdesátých let 20. stol. Tak měla vzniknout anomální stavby: sloje, která byla předtím vysvětlována tektonicky (obloukové poruchy). Podle dnešních znalostí došlo k deformaci až po uložení sloje po jejím lokálním zatížení písky (obdobu tzv. bahenních ostrůvků z některých delt, podmíněných obráceným hustotním gradientem). 1 - počáteční pronik dílčího ramene delty do uhlotvorného močálu, 2 - levostranné posouvání řečiště a zprava postup živého pralesa, 3 - ústup sedimentační aktivity dílčího ramene a překrytí jeho sedimentů hromadící se nekromasou pralesů, 4 - díky diferenciální kompaksi (rozdílná redukce mocností) přetrvávala na sedimentech dílčího ramene delty uhlotvorba ještě dlouho po tom, kdy byla tvorba hlavní sloje v ostatních částech pánve ukončena, 5 - výsledná stavba uhlonostných sedimentů vyhodnocená z vrtného průzkumu.

kyslíkem. Podle rozbor , které provedla laborato VÚHU Most, došlo ke ztrátě vody o 18,5 % (vlhkost $W^r = 9,95 \%$), podíl popela tím zanedbateln vzrostl na $A^d = 4,28 \%$ (tj. o 0,73 %), výrazně kleslo spalinové teplo prchavé ho laviny na $Q_s^{daf} = 28,06 \text{ MJ/kg}$ (6706 kcal/kg), tedy o 1,72 MJ/kg (407 kcal), výh evnost se zvýšila na $Q_i^f = 23,02 \text{ MJ/kg}$ (5507 kcal/kg), tedy zhruba o 4 MJ/kg (960 kcal), prakticky bezezm ny byl podíl síry ($S^d = 1,87 \%$, tj. vzr st o 0,12 %). P í inu zm ny vlastností prozrazuje obsah dalších biogenních prvk obsažených v ho lavin . Obsah uhlíku klesl o 2,33 %, vodíku pouze o 0,69 %, obsah dusíku se prakticky nezmn il. Obsah kyslíku sice nelze vzájemn porovnat, nebo u erstvého vzorku nebyl stanoven. Ve zv tralém vzorku je však zna n vysoký (22,7 %).

Obsah popela charakterizuje vedle etnosti proplátek výše zmín né lávky. Tak v uhlí spodní lávky se pohybuje obsah popela v sušin (A^d) v širokém rozmezí mezi 20

- 50 %. Naproti tomu st ední lávka má vždy nízký obsah popela a v pr m ru se pohybuje mezi 5 - 10 %. P itom vyšší obsahy jsou na jihu a nejnižší v ose pánve, která je sblížená se severním okrajem. Svrchní lávka má op t v pr m ru podstatn vyšší pr m rné obsahy popela s tím, že na zvýšení až k 50 % na jihu pánve se podílejí p edevším propláčky. Polohy uhlí se naopak blíží obsahem popela st ední lávce. Genereln op t klesají popeloviny od jihu na sever a v okolí Hrdlovky dokonce až na 10 %.

Podle p vodu se rozlišují **popeloviny** primární a sekundární. **Primární** mají sv j p vod v rostlinné hmot budující sloj. Jejich obsah v uhlí je rámcov konstantní a nízký, zpravidla do 5 %. Mineralogické složení sice není p esn známo, ale z chemických analýz vyplývá, že v nich p evládají zásadité kyslí níky, tj. vápníku, železa, ho íku, draslíku a sodíku. Naproti tomu **sekundární popeloviny** jsou anorganické látky zanášené do uhlotvorných mo ál dominantn vodou (vesm s jíly). Jako takové jsou po chemické stránce tvo eny p evážn kyslí níky k emíku a hliníku. Jsou to

práv tyto popeloviny, jejichž obsah ur uje typ sedimentu v ad uhlí - jíł (nap . jíłovité uhlí, uhelnatý jíł). Složení popelovin má i praktický význam, nebo ovliv uje tavitelnost popela (Zelenka 1975). Uhlí s p evahou primárních popelovin, tj. do Ad } 10 % (v % sušiny), má popel až t žce tavitelný, tedy vždy



nad 1500° C. Na složení sekundárních popelovin se krom popelovin sedimentárního p vodu podílejí i chemenní minerály. Sou bu výsledkem diagenetických proces (fyzikáln chemické p em ny

usazených hornin), bakteriální imostí, cirkulace podzemních vod, nebo jsou juvenilního (hlubinového) původu. Nejčastěji to jsou disulfidy železa (pyrit, markazit) a uhličitany (siderit). Dále to jsou různé formy křemene a kyslík železa, především limonitu (hematit). Tvoří se jak během hromadění nekromasy (odumělého rostlinstva) a v raných stádiích diagenese (syngenetické minerály), tak s dlouhým časovým odstupem třeba i milion let (epigenetické minerály). Některé minerály, zvláště silikáty železa, jsou geneticky tak pestré, že mohou vznikat nejen za všech výše zmíněných situací, ale i v nejrozličnějších časových intervalech. Některé minerály, zejména epigenetické, vznikají zvrstvování i jinou podmínkou předchozích minerálů. Klasickým představitelem je síran vápenatý, tedy sádrovec, jehož původ je vesměs spojen s oxidací silikátů železa.

Součástí popelovin uhlí je **síra**. V počátečních uhelného hornictví v severo-české pánvi byly ostatně vyhledávány právě partie obohacené sírou jako tzv. **žkamene nebo idlice** a sloužily k výrobě kamence. Mezi nejstarší využívaná ložiska patří právě na Mostecku ernice a Kundratice v severním okraji pánve. S prvopočátky rozvoje uhelného hornictví v pánvi bývá tradičně spojován mostecký mistr Jan Weidlich. Ovšem v době, kdy dostal jeho syn v r. 1613 od císaře Matyáše povolení kutat uhlí na pozemcích osekého kláštera a královské komory a používat ho k pálení vápna a cihel, k výrobě síry a kamence, jakož i květin, byly již přes 100 let v provozu kamencové žebny a hutě u výše jmenovaných obcí.

Podle archivních materiálů pochází nejstarší písemná zpráva z r. 1578 (Bílek – Jangl – Urban 1976). Je to smlouva mezi majitelem jirkovského kamencového dolu Karlovicem a jeho věřitelem. Na jejím základě se měl Meindlovi, jednomu z věřitelů, dodat mimo jiné 177 centů (téměř 11 tun) žebny kamence z ernic. Podle dalších smluv měl Karlovic platit dluhy polovinou kamence z Jirkova a polovinou z ernic. Vzájemná souvislost mezi kamencovými hutěmi v ernicích a Kundratcích je doložena smlouvou z r. 1580. Podle ní se pojišťující pohledávky dalšímu věřiteli Viktorovi z Eckstettu (který se v téže době stal majitelem ernických dolů) zástavou části jirkovských dolů a příspěvkem ernických dolů, tj. kundratickým polesím o výměře 600 akrů (výroba dřevního uhlí používaného pro vodní v hutích jako palivo). Počátky zdejších kamencových provozů lze tedy posunout nejméně do poloviny 16. století, nebo v době uzavírání smluv již u obou obcí hutě stály a k pálení se v nich dokonce začalo používat místo dříví uhlí z žebny kamence mezi Kundratcemi a Podhájím. Naproti tomu na Chomutovsku, jak uvádí Reuss (1790): „Prve tento rok se začal u Chomutova odpařovat kamence pomocí uhlí z ernických dolů s hutí byl v provozu nejméně dvě století. Zachycen je ještě v mapě Müllera z r. 1720 (obr. 32) a poslední majitelé Lobkovicové jej patrně provozovali ještě v polovině 18. století. Avšak v r. 1786 byly údajně zdejší doly již opuštěné.“

Podle původu lze rozlišit několik typů síry. Jako biogenní prvek je již primárně součástí nekromasy (**síra organická**). Je stálou součástí horniny (uhelná hmota bez vody a popelovin) jako síra organická (S_{org}) a její průměrný obsah v sušině je 0,75 %. Hokr (1975) po zhodnocení rozborů uhlí z vrtu Ku-73 (Kundratice, tedy z území tradičně bohatého na síru), předpokládá ještě vazbu síry přímo na organickou hmotu již v hotové sloji během vzniku pyritu i markazitu. **Síra silikátová** (žebny kamence), právě tak jako **síra elementární** je podle toho v uhlí produktem pozdních hypergenních (žebny kamence) procesů. Zdrojem síry bylo podle Hokra krušnohorské krystalinikum, z něhož se do již hotové sloje dostávala jako **síranová síra**. Ta byla bakteriální cestou přeměněna na disulfidy železa.

Své předpoklady opíral Hokr jednak o skutečnost, že největší obsahy síry v uhlí jsou (kromě dalších center) v severním okraji pánve (zejména na západ od Homího Jiřetína, obr. 33), jednak o bilanční úvahu denudace přilehlé části krušnohorského krystalinika. Vycházel z toho, že v prostoru vymezeném izolíní 3 % S_{vs} je nejméně 26 mil. t síry. Přenos takového množství síry tekoucími vodami Bíliny by byl nereálný, nebo by musel trvat zhruba 8 mil. let. Hokr dále uvažoval o plošném přenosu síry z přilehlé části Krušných hor. Při průměrném obsahu síry v primárních horninách cca 1 % by pak vyhovovaly poměry odnoš krystalinika od západu plošně v sumární mocnosti 500 m o objemu 1 000 km³. Je ovšem nepravděpodobné, aby se během denudace krystalinika (jím postupně podléhalo i výchozové partie sloje) infiltrovala veškerá síra přes úzký výchozový pruh do sloje, zatímco krystalinický materiál byl transportován mimo území pánve. Kromě toho by se těžko podobným způsobem dalo vysvětlit nabožení uhlí sírou u Karlovic na Chomutovsku, kde byl nejstarší důl na žkamene nebo idlice v pánvi.