

**Univerzita Karlova**  
**Přírodovědecká fakulta**  
**Katedra geologie a paleontologie**

Studijní program : Geologie



Bc. Nikol Michlová

**Litofaciální vývoj a cyklická stavba svrchní části  
porubských vrstev (serpuchov) ve východní části OKR**

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Vedoucí práce: prof. RNDr. Stanislav Opluštil, Ph.D.

2019

## **Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité prameny a literaturu, ze kterých jsem čerpala.

V Praze dne 11. 1 2019

.....  
Nikol Michlová

## **Poděkování**

Ráda bych poděkovala prof. RNDr. Stanislavu Opluštilovi, Ph.D. za věnovaný čas, cenné rady a věcné připomínky při zpracování diplomové práce.

## Abstrakt

Diplomová práce se zaměřuje na litofaciální vývoj a cyklickou stavbu cca 200 m mocného úseku ve svrchní části porubských vrstev (serpukhov) v karvinském dílu ostravsko-karvinského revíru. Cílem práce je pomocí detailní korelace vrtů odlišit plošně stálé cykly od lokálních a porozumět lépe mechanismům jejich vzniku, především roli glacieustatických pohybů. Pro tyto účely byly z vybraných vrtných profilů sestaveny korelační řezy. V řezech byly na základě předchozích výzkumů Gastalda et al. (2009) vymezeny tři genetické cykly. Od podloží do nadloží jsou to cykly (i) Max, (ii) Otakar a (iii) Gaebler. Mocnost cyklů kolísá v rozmezí od 19,9 do 109,9 m. Hranice genetických cyklů až na výjimky leží v transgresní (bazální) ploše významných mořských faunistických horizontů. Z korelačních řezů a z izoliniových map mocnosti a písčitosti sestavených pro jednotlivé genetické cykly plyne, že území s maximální mocností odpovídají úsekům se zvýšenou písčitostí počítané ze středno a hrubozrnných pískovců. Maxima písčitosti a mocnosti jsou většinou protažena ve směru SSV-JJZ, který je konformní s průběhem osy pánve. Tato maxima jsou interpretována jako úseky, kterými protékaly říční toky, jež ukládaly hrubozrnná klastika. Říční toky patrně sledovaly průběh synsedimentárního zlomu ssv.-jjz. směru, který byl aktivní během sedimentace všech tří genetických cyklů. Sestavené korelační řezy prokázaly stálost genetických cyklů ve studovaném území a podporují tak názor, že se patrně jedná o allocykly transgresně - regresního původu, dříve označované jako cyklotémy. V genetických cyklech lze místy identifikovat další tenčí cykly (obvykle pískovec - prachovec - slojka – faunistické patro). Tyto cykly nemají tak velké plošné rozšíření jako genetické cykly a lze je, alespoň z části, považovat za autocykly ovlivňované vnitřní dynamikou sedimentárního systému. K přesnější identifikaci povahy těchto dílčích cyklů bude v budoucnu zapotřebí analýzy porubských vrstev na větší studované ploše.

## Klíčová slova

Homoslezská pánev, porubské vrstvy, cyklická stavba, karbon, genetické cykly

## **Abstrakt**

The diploma thesis studies lithofacies and cyclic pattern of about 200 m thick upper part of the Poruba Member (Serpukhovian) in the Karviná area of the Ostrava-Karviná coalfield. The objective of this thesis is to identify laterally persistent cycles from the local ones by the set of cross-sections and to better understand their formation, especially the role of glacio-eustatic sea level changes. Set of cross-sections constructed from boreholes were used for this study. The three genetic cycles were identified in the thesis based on previous studies of Gastaldo et al. (2009). From base to top the cycles are the (i) Max, (ii) Otakar a (iii) Gaebler. Their thickness fluctuates between 19.9 and 109.9 meters. The genetic cycles are bounded, with one exception, by a transgressive erosional surface of important faunal marine bands. From the set of cross-sections and maps of thickness and sand content (%), constructed for individual genetic cycles, it is obvious that the area of maximum thickness corresponds to area of increased content of medium- and coarse-grained sandstone. Maxima of sand content and thicknesses follow NNE-SSW direction, which is in agreement with basin axis. These maxima are interpreted as areas occupied by fluvial channels that are responsible for deposition of coarse-grained clastics. These fluvial channels followed the synsedimentary fault, which was active during the all three genetic cycles sedimentation. The cross-sections have proved the lateral persistence of the genetic cycles in the studied area and support an idea that they are transgressive – regressive allocycles, earlier named as cyklothems. Within the genetic cycles, it is possible to define thinner cycles of lower order (usually sandstone - siltstone - coal - faunal elements). These cycles are not as laterally widespread as the genetic cycles so that we can consider them, at least partially, as the autocycles influenced by sedimentary system inner dynamics. For more detailed identification of these lower order cycles, analysis of the Poruba Member over a larger area will be needed in the future.

## **Keywords**

Upper Silesian Basin, Poruba Member, cyclic pattern, carboniferous, genetic cycles

# Obsah

1	Úvod	1
2	Cyklická stavba uhlonosných sekvencí	2
3	Astronomické cykly a jejich vliv na cyklickou stavbu	4
3.1	Excentricita	4
3.2	Sklon zemské osy	5
3.3	Precese	5
4	Autocykly a allocykly	7
5	Geologie a stratigrafie hornoslezské pánve	9
5.1	Podloží hornoslezské pánve	11
5.2	Uhlonosný karbon	13
5.2.1	Ostravské souvrství	13
5.2.2	Karvinské souvrství	19
6	Strukturně tektonická stavba pánve	23
7	Vývoj názorů na stratigrafii a cyklickou stavbu ostravského s.	26
7.1	Epeirogenetický původ	26
7.2	Glacieustatický původ	27
8	Vymezení studovaného území, data a použitá metodika	31
8.1	Výběr vrtů a jejich překreslení	31
8.2	Sestavení korelačních schémat	34
8.3	Tabulka písčitosti a vykreslení izoliniových map	34
9	Výsledky	36
9.1	Genetický cyklus Max	38
9.2	Genetický cyklus Otakar	42
9.3	Genetický cyklus Gaebler	48
10	Diskuze	53
11	Závěr	55
	Seznam literatury	57
	Seznam obrázků a tabulek	62
	Seznam obrázků	62
	Seznam tabulek	62

**Přílohy 63**

**Seznam příloh..... 63**

# 1 Úvod

Hornoslezská pánev se řadí k nejvýznamnějším černouhelným pánvím v Evropě a její stratigrafie je předmětem intenzivních výzkumů díky své charakteristické cyklické stavbě (Jirásek et al. 2018). Cyklická sedimentace, tedy zákonité opakování vrstev, byla poprvé pozorována a popsána v amerických uhlonosných pánvích v západní části státu Illinois (Wanless a Weller 1932). Na základě těchto prvních studií se odvíjely i názory na cyklickou stavbu uhlonosných sedimentů ostatních uhelných pánví v Severní Americe a Evropě, včetně pánve hornoslezské (například Žemčužnikov 1946, Heckel 1995, Gebhardt & Hiete 2013, Fielding & Frank 2015). Tyto názory prošly obrovským vývojem, a to od prvních popisů typů hornin a existenci cykličnosti, přes genetické znaky až po vliv glacieustatických pohybů mořské hladiny ovlivněné astronomickými cykly (Skoček 1991). K názorům o glacieustatickém původu přispěl Gastaldo et al. (2009), který na základě sekvenčně stratigrafických principů vymezil v ostravském souvrství 54 genetických cyklů. Právě z Gastaldových studií vychází tato diplomová práce a snaží se pomocí detailní korelace vrtů odlišit plošně stálé cykly od lokálních a porozumět lépe mechanismům jejich vzniku. Zájem o cyklickou stratigrafii je čím dál více aktuální, a proto i tato práce má za cíl přispět aspoň malou měrou k tomuto tématu.

Pro studium diplomové práce byla vybrána svrchní část porubských vrstev (ostravské souvrství) ve východní části ostravsko-karvinského revíru. Díky intenzivnímu vrtnému průzkumu, který zde ověřoval potenciální uhelné zásoby, je toto území ideální pro studium cyklické stavby. V první části diplomové práce je v rešeršních kapitolách shrnuta cyklická stavba uhlonosných sekvencí a mechanismy, které vznik mohou ovlivňovat. Také je zde shrnut vývoj hornoslezské pánve a popsány litostratigrafické jednotky, které se v pánvi nacházejí. V poslední řadě je zde podán stručný přehled vývoje názorů na cyklickou stavbu v ostravském souvrství.

Druhá část diplomové práce je věnována analýze mocnosti a písčitosti svrchní části porubských vrstev s cílem charakterizovat vývoj této jednotky a její cyklickou stavbu. Nejprve je v kapitole metodika popsána posloupnost a náplň kroků, které následovaly při zpracování dat vhodných k uvedené analýze. Jako zdrojová data byla použita vrtná dokumentace, která byla zpracována pro Ostravsko-karvinské doly OKD a Green Gas DPB, a.s. Sestavená korelační schémata a vykreslené mapy izolinií pak sloužily k analýze cyklického záznamu, popisu a možné interpretaci daného území.



## 2 Cyklická stavba uhlonosných sekvencí

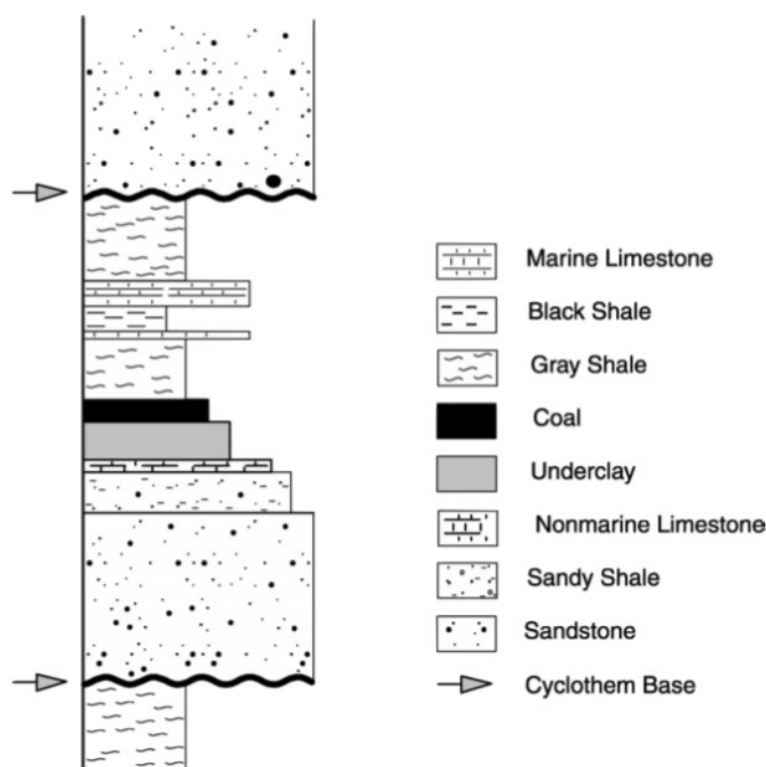
Pod pojmem cyklus se v souvislosti s přírodními ději Země označují procesy různého typu, např. cyklus uhlíkový nebo horninový, které se v čase opakují a mohou či nemusejí být periodické. V případě sedimentárního cyklu se termín vztahuje na více či méně pravidelně se opakující střídání různých typů sedimentárních hornin (facií), které se ukládaly v odlišných typech prostředí (Cecil 2003, Cecil et al. 2014). Střídání prostředí odlišuje cyklus od rytmu, jež je výsledkem změn sedimentárních procesů v rámci stejného prostředí (Cecil et al. 2014). Toto střídání může, ale nemusí být pravidelné, tj. periodické. Vznik periodického opakování litologií může souviset například se změnou některého z orbitálních parametrů zemského tělesa (tzv. Milankovičovy cykly). U neperiodických cyklů příčina vzniku cyklické stavby obvykle souvisí s tektonikou nebo jen s dynamikou sedimentárního systému samotného (někdy označované jako tzv. autocykly). Cykly se mohou vyskytovat v mořském, přechodném i kontinentálním prostředí (Miall 1997, Jirásek et al. 2018).

Cyklická stavba je ovlivněna řadou faktorů, které se klasifikují podle své pravidelnosti na periodické, kvaziperiodické, neperiodické anebo jako náhlé typy událostí. Podle délky trvání (mil. let) a typu sekvence rozdělil Miall (1997) tzv. stratigrafické cykly a jejich příčiny do čtyř kategorií: (i) 200-500 mil. let - cyklus světového superkontinentu; (ii) 10-100 mil. let - cykly generované termálními procesy kontinentálního měřítka zemského pláště a pohyby litosférických desek; (iii) 0,01-10 mil. let - regionální až lokální cykly pohybu podloží způsobené regionálními pohyby litosférických desek, zahrnující změny napětového režimu; (iv) 0,01-2 mil. let - globální cykly generované změnou oběžné dráhy Země, včetně glaciostatických cyklů.

Cyklus světového superkontinentu zahrnuje cyklus pohybu litosférických desek a s tím spojený vznik a rozpad superkontinentů díky rozpínání dna oceánů, označovaný jako tzv. Wilsonův cyklus (Miall 1997). Cykly druhé skupiny generované termálními procesy kontinentálního měřítka zemského pláště a pohyby litosférických desek zahrnují jednak eustatické cykly vyvolané změnou množství center rozšiřování oceánského dna a jednak regionální cykly pohybu podloží vyvolané extenzními pohyby a zatížením zemské kůry. Cykly s milionovou periodicitou zahrnují tektonické procesy, které jsou lokálního až regionálního charakteru a nelze je tak korelovat celosvětově. Mohou však mít velké plošné rozšíření, např. v rámci celé sedimentární pánve nebo i několika pánví a lze je tak pokládat za plošně stálé cykly (tzv. allocykly) (Miall 1997). Cykly s periodicitou kratší, než milion let

zahrnují změny orbitálních parametrů zemského tělesa. Jedná se o tzv. Milankovičovi cykly popisující orbitální parametry Země (excentricita, precese a sklon zemské osy), které vedou ke změnám insolace (změny intenzity dopadajícího slunečního záření na zemský povrch), zejména ve vyšších zeměpisných šířkách (Miall 1997, Ruddiman 2014). Tyto cykly jsou dnes nejčastěji považovány za příčinu vzniku cyklické stavby uhelných pánví z období karbonu (Gastaldo et al. 2009).

Cykly v karbonských uhelných pánvích jsou již od dob klasických prací amerických geologů Wanlesse a Wellera (1932), kteří studovali cyklickou stavbu uhlonosných pensylvánských sedimentů v západní části státu Illinois, označovány jako cyklotémy (Obr. 1). Součástí typické cyklotémy bývá uhelná sloj (Cecil 1990, Wilkinson et al. 2003). Klasické cyklotémy jsou vyvinuty v paralicích pánvích a představují sled mělkomořských, deltových až kontinentálních uloženin, jejichž vznik byl vysvětlován různě. Dnes je všeobecně přijímán jejich glacieustatický původ, jako hlavní mechanismus vzniku. Cyklotémy jsou podle této představy výsledkem kolísání mořské hladiny v důsledku objemových změn kontinentálních ledovců mezi jednotlivými glaciály a interglaciály. Dnes se cyklotémy obvykle interpretují jako sedimentární sekvence a studují se v sekvenčně stratigrafickém kontextu (Izart et al. 2003, Eros et al. 2012, Petránek et al. 2016, Jirásek et al. 2018).



**Obr. 1** Idealizovaný model karbonské cyklotémy podle Wanless (1957) (Wilkinson et al. 2003)

## 3 Astronomické cykly a jejich vliv na cyklickou stavbu

Mezi rozvíjející se metody stratigrafického výzkumu patří cyklostratigrafie, která využívá pravidelně se opakující astronomické cykly vyvolané perturbacemi (odchylkami) orbitálních parametrů Země a které tak mohou sloužit jako astrochronometr (Hinov & Hilgen 2012). Jedná se o takzvané Milankovičovy cykly, jejichž periodičita byla vypočtena na 100 000 let, 41 000 let a 19 000 let. (Obr. 2). Uvedené cykly byly rozpoznány i v sedimentárním záznamu díky studiu kenozoických sedimentů dostupných z vrtných jader a také z povrchových odkryvů. Mezi tyto orbitální parametry Země patří excentricita, precese a úklon zemské osy. Změny těchto parametrů jsou kvaziperiodické (s výjimkou cyklu excentricity) a ovlivňují množství dopadajícího slunečního záření na zemský povrch (tzv. insolace), zejména pak do oblastí vyšších zeměpisných šířek. Rozdíly v množství přijatého slunečního záření a jeho distribuci a výdeji pak vyvolávají změny v povrchové teplotě a vedou ke klimatickým výkyvům. Klimatické výkyvy pak ovlivňují řadu parametrů, jako je intenzita chemického zvětrávání, hustota a charakter vegetačního pokryvu a intenzitu eroze, a tedy i množství a charakter sedimentu, který se dostává do sedimentárního systému. Uvedené změny pak mohou ovlivnit sedimentární prostředí, množství a převládající charakter sedimentu. Výsledkem je cyklický sedimentární záznam, který je odrazem opakujících se klimatických změn.

### 3.1 Excentricita

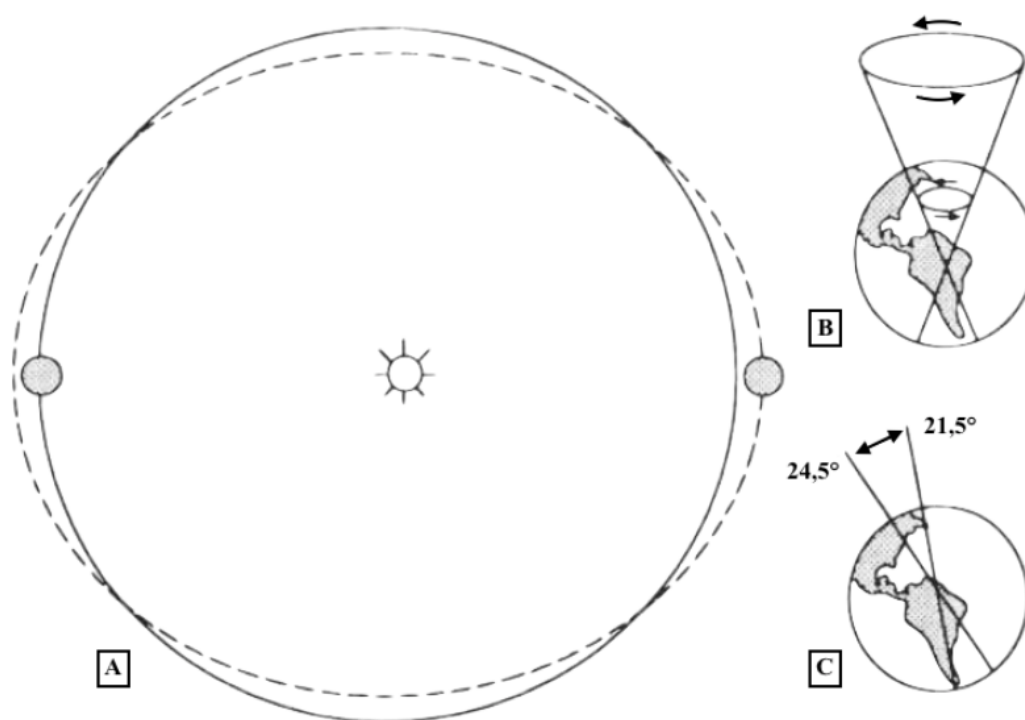
Popisuje změny ve výstřednosti (excentricitě) oběžné dráhy Země kolem Slunce, která se mění od 0,000055 (odpovídá kruhu) až po 0,0679 (elipsa) (Laskar et al. 2011). Hlavní periody těchto změn jsou okolo 413 000 a 100 000 let a patří tak k nejdelšímu Milankovičovu cyklu (Miall 2000). Změna excentricity oběžné dráhy má relativně malý vliv na množství dopadajícího slunečního záření na Zemi. Přesto zesiluje nebo naopak zeslabuje působení zbylých astronomických cyklů (Ruddiman 2014). Prodloužení hlavní poloosy a zkrácení vedlejší poloosy (větší excentricita) tak může způsobovat změny v teplotách během roku, které ovlivní rozdíl v délce ročních období (Berger et Loutre 2006).

## 3.2 Sklon zemské osy

Dalším cyklem je změna úklonu zemské osy, která se mění od  $21,5^\circ$  do  $24,5^\circ$ . Tato změna sklonu o  $3^\circ$  má periodu s délkou 41 000 let a vedlejší periodu 53 600 a 39 700 let (Miall 2000). Sklon zemské osy patří mezi hlavní parametr, který je příčinou střídání ročních období a ovlivňuje také množství tepla dodávané do vyšších zeměpisných šířek, kde tak ovlivňuje objem ledovců.

## 3.3 Precese

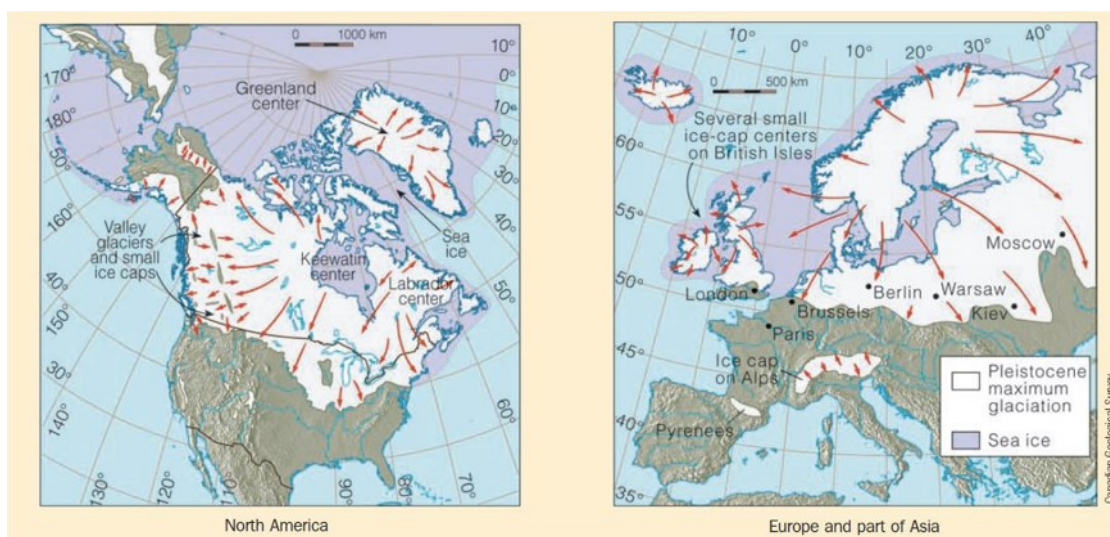
Mezi nejkratší cykly patří změna precese zemské osy. Jak je znázorněno na (Obr. 2) precese zemské osy představuje krouživý pohyb zemské osy přibližně po plášti dvojkužele. To ovlivňuje perihelion (přisluní - pozice nejbližšího přiblížení Země k Slunci na eliptické dráze), který se mění s periodou 19 000 let (Miall 2000). Precesi zemské osy ovlivňuje zejména gravitační interakce Slunce a Měsíce, účinek mají také ale i zbylé planety, kdy jejich gravitační interakce působí na změnu orientace roviny zemské dráhy. Z klimatického hlediska má precese zemské osy vliv na vznik a zánik dob ledových (Ruddiman 2014).



**Obr. 2** Perturbace orbitálních pohybů Země znázorňující příčinu Milankovičových cyklů (Miall 2000)

A: excentricita, B: precese, C: sklon zemské osy

Milankovičovy cykly jsou nejlépe sledovatelné v pleistocénu, kdy měly vliv na doby ledové (glaciály) a doby meziledové (interglaciály) a s tím spojené glacieustatické pohyby mořské hladiny. Excentricita, sklon zemské osy a precese mají vliv na dopadající sluneční světlo, teplo a také délku slunečního svitu v jednotlivých oblastech Země podle jejich zeměpisné šířky (Ruddiman 2014). Tyto cykly však nemají tak velký vliv na rozsáhlou změnu klimatu, ale jedná se spíše o spouštěcí mechanismus. Příčiny dob ledových a meziledových je spíše souhra více faktorů, které se vzájemně ovlivňují. Mezi tyto faktory patří například skleníkové plyny, změny mořských proudů, pohyb kontinentů nebo také vulkanická aktivita (Chlupáč et al. 2011, Ruddiman 2014). Během pleistocénu došlo celkem k pěti hlavním dobám ledovým označovaných jako donau, gūnz, mindel, riss a wūrm. Doba ledová, během které docházelo ke vzniku nebo rozšiřování pevninských ledovců především na severní polokouli (Obr. 3), trvala v průměru 100 000 let a doba meziledová zhruba 15 000 let (Chlupáč et al. 2011, Monroe et al. 2007, Ruddiman 2014).

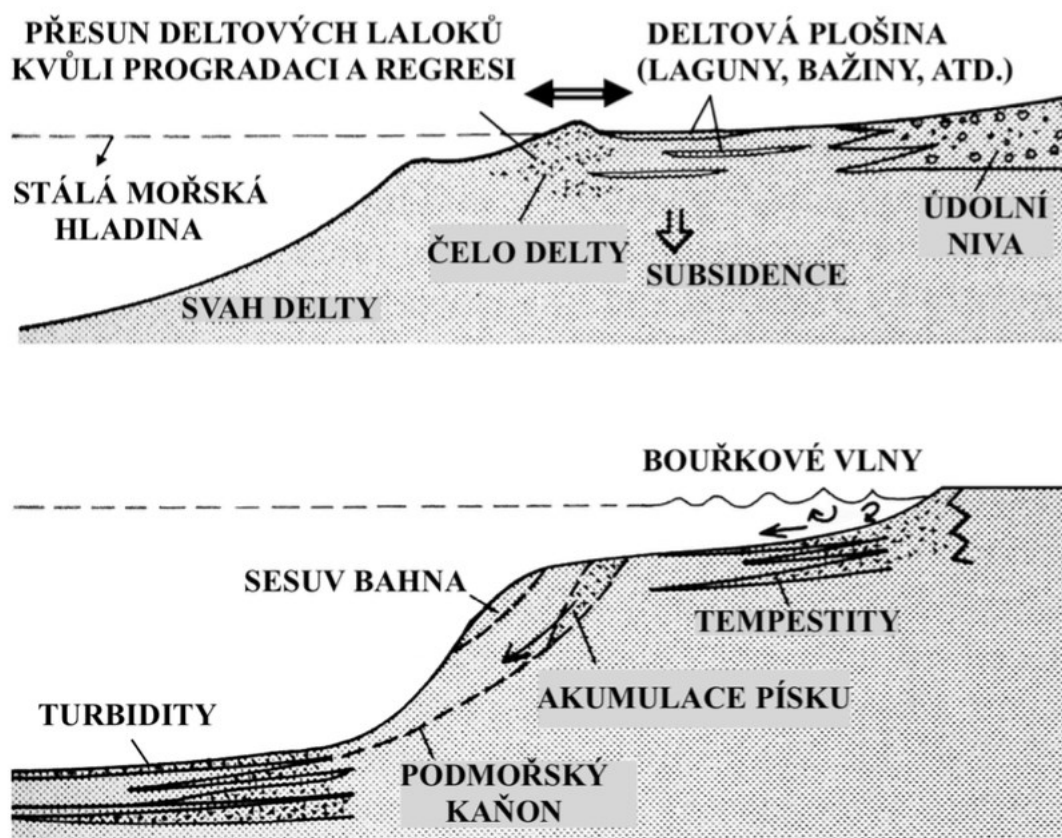


**Obr. 3** Maximální rozsah pleistocenního zalednění (Monroe et al. 2007)

## 4 Autocykly a allocykly

Koncepce autocyklů a allocyklů patří k důležitým diagnostickým metodám, které jsou i v současné době používány ve stratigrafii a sedimentologii k analýze původu sedimentárních hornin (Cecil 2013). Jako první zmiňuje pojmy autocykly a allocykly ve své práci Beerbower (1964). Práce vychází z jeho dřívějších poznatků a obsáhlé práce zabývající se původem cyklotém v souvrství dunkard (svrchní pennsylvan - spodní perm) v Pennsylvánii, Západní Virginii a Ohio (Beerbower 1961). Autocykly a allocykly rozděluje podle jejich původu na vnitřní, tedy autocyklické a na vnější (allocyklické) procesy.

Autocykly jsou brány jako sedimentární sled v rámci sedimentárního systému, které dosahují od milimetrových (migrace čeřin) až po regionální měřítka (změna delty).

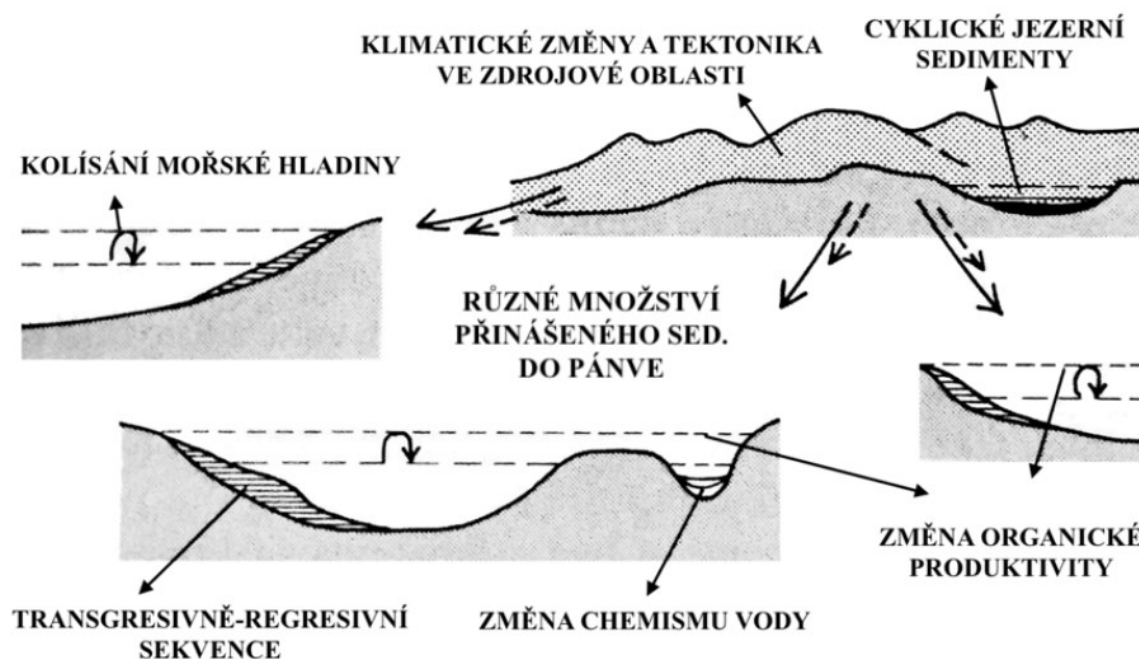


Obr. 4 Autocyklické mechanismy (podle Einsele et al. 1991)

Autocykly zahrnují redistribuci energie a materiálu v sedimentárním systému jako je migrace říčního meandru nebo překládání říčního toku při avulzi (Cecil 2003). Mezi významné příklady patří také tempestity (projevy bouřkových událostí) a turbidity (Obr. 4) (Einsele et al. 1991). Na rozdíl od allocyklů zaznamenávají okamžitou událost a jsou náhodné v čase i prostoru, proto jsou brány jako neperiodické procesy. Protože vliv autocyklů

je pouze lokální a zahrnuje především změny energie v sedimentárním systému vedoucí ke změnám v ukládání sedimentárních těles, neovlivňují změnu chemismu sedimentů (Cecil 2003, 2013).

Allocykly, na rozdíl od autocyklů, jsou výsledkem procesů nadřazeným dynamice sedimentárního systému. Vyvolávají změnu energie a distribuci materiálu v sedimentárním systému vlivem vnějších procesů, jež zahrnují eustatické pohyby mořské hladiny, transgresi a regresi, změny přínosu materiálu, klimatické změny, změny chemismu oceánu a atmosféry, ale také tektonické procesy (Obr. 5) (Cecil 2013).



**Obr. 5** Allocyklické mechanismy (podle Einsele et al. 1991)

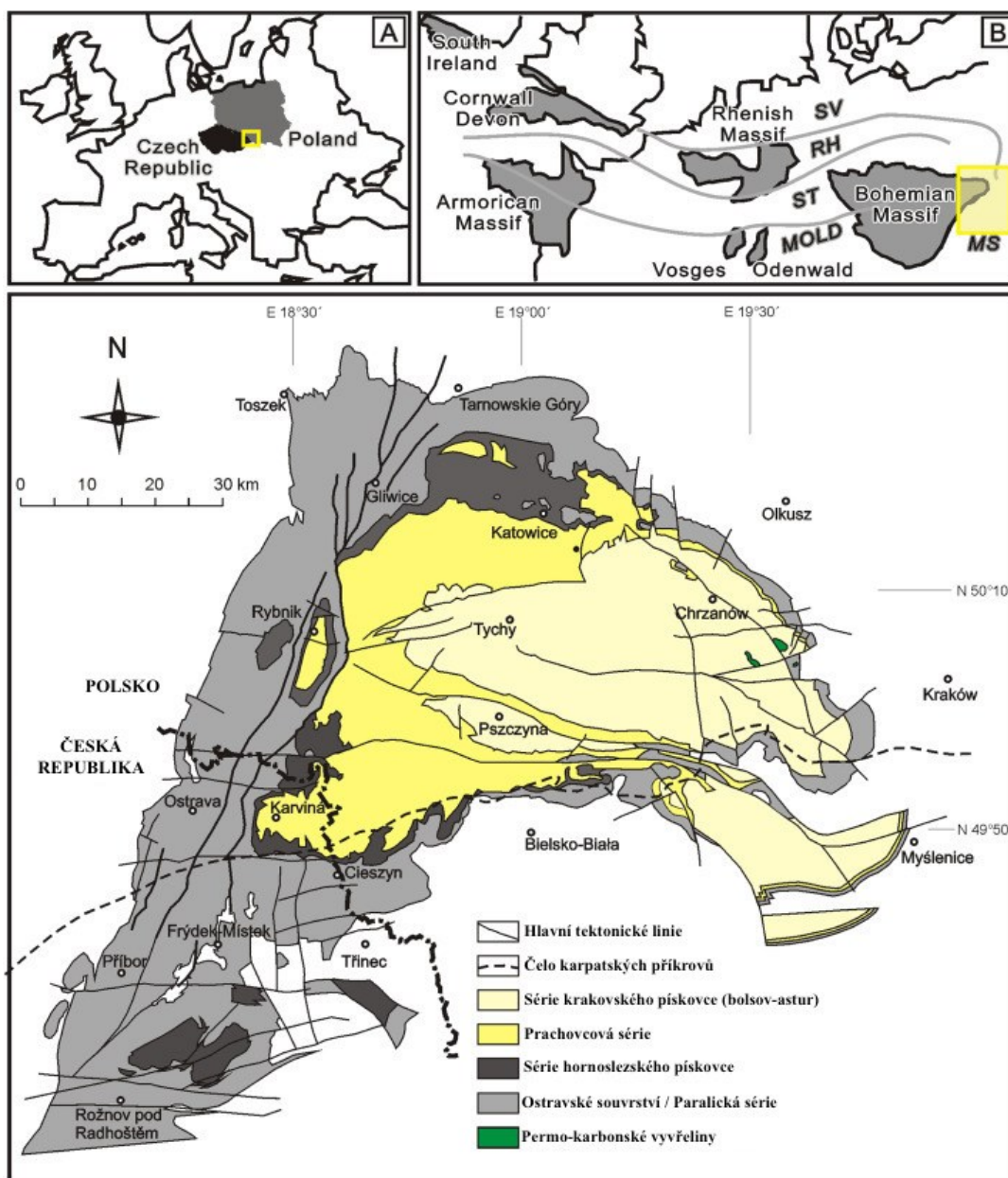
Allocykly mohou vznikat v rámci samostatné pánve nebo dosahovat i celosvětových měřítek. Například tektonický pokles/výzdvih ovlivní samostatnou pánev, zatímco kolize litosférických desek má globální následky. Také klimatické změny a eustatické oscilace mořské hladiny jsou často globálního rázu (Cecil 2003). Glacieustatické a klimatické události jsou řízeny orbitálními cykly a jsou tedy periodické. Naopak, tektonické události jsou spíše náhodné procesy a jsou tak neperiodické (Schwarzacher 1993, Cecil 2003). Typické pro některé allocykly je, že mohou probíhat současně v různých místech podobným způsobem. Z uvedeného důvodu jsou některé allocykly korelovatelné na velké vzdálenosti, např. přes celé pánve a v řadě případů i mezi dnes izolovanými pánvemi (Einsele et al. 1991, Cecil et Dulong, 2003). Allocykly tak mají významné využití ve stratigrafii při korelaci často odlehlých oblastí.

## 5 Geologie a stratigrafie hornoslezské pánve

Hornoslezská pánev (Obr. 6) vznikala v závěrečných fázích vývoje původně rozsáhlejšího sedimentačního prostoru paleozoické pánve moravsko-slezské, která je součástí vnějších zón rhenohercynika a subvariscika ve východní části středoevropských variscid (Jirásek et al. 2013b). Současná rozloha pánve je výsledkem pozdější denudace (Doktor 2007, Kedzior et al. 2007). V širším regionálním měřítku patří uhlonosné karbonské sedimenty hornoslezské pánve k výchozovému pruhu subvariscika pokračujícího z Horního Slezska dále k západu přes Polsko do sz. Německa, severní Francie, Belgie až do jižní Anglie a Walesu (Obr. 6B).

Hornoslezská pánev patří mezi nejvýznamnější černouhelné pánve v Evropě (Jirásek et al. 2018). Zaujímá rozlohu přibližně 7400 km<sup>2</sup>, ze které se více než tři čtvrtiny nacházejí na polském území a zbývající část, zhruba 1550 km<sup>2</sup> leží na severovýchodě České republiky (Obr. 6) (Kedzior et al. 2007, Jirásek et al. 2018). Karbonské sedimenty pánve vystupují na povrch jen v malých výchozech, např. v nárazovém břehu řeky Odry v Ostravě (profil Landek). Většina plochy pánve je skryta pod mladšími pleistocenními periglaciálními uloženinami, miocenními sedimenty karpatské předhlubně a paleogenními a mezozoickými klastiky vnějších karpatských příkrovů (Dopita et al. 1997, Pešek a Sivek 2012). Na základě vývoje kontinentální kůry Českého masivu v moravsko-slezské oblasti a Západních Karpat se dá stavba pánve rozdělit do tří strukturních pater (kadomské, variské a alpinské). Nejstarší kadomské strukturní patro tvoří brunovistulické ruly, migmatity a fylity s intruzemi granitoidů. Stáří těchto vyvřelin je datováno hranicí 555-660 Ma. Do variského strukturního patra patří kambrické uloženiny, po kterých následoval poměrně dlouhý hiát a sedimentace se obnovila až v siluru. Ve svrchním devonu je pánev oblastí subsidence a dochází k ukládání mocných sledů karbonátového mělkovodního a hlubšího flyšového vývoje kulmu, který bez přerušení sedimentace pokračuje až do paralické a kontinentální molasy (Dopita et al. 1997, Pešek a Sivek 2012). Alpinské strukturní patro je fází rozpadu epivariské platformy a tvoří ho neogenní uloženiny karpatské předhlubně, karpatské příkrovy a neogenní vulkanity (Pešek a Sivek 2012). Alpinská orogeneze na rozdíl od ostatních pánví subvariscika výrazně ovlivnila rozpad epivariské platformy a následně různou hloubku zaklesnutí ker uhlonosného karbonu a také míru denudace karbonských, devonských i prekambričských uloženin (Dopita et al. 1997).





**Obr. 6** Přehledná geologická mapa hornoslezské pánve (Jirásek et al., 2018)

A: umístění pánve na českém a polském území B: postavení Českého masivu v evropských variscidách: SV - variská předhlubeň (subvariscikum), RH - rhenohercynská zóna, ST - sasko-durynská zóna, MOLD - moldanubická zóna, MS - moravsko-slezská zóna.

Hornoslezská pánev má trojúhelníkový tvar. Na západě je ohraničena příkrovy sedimentů devonu až mississippu moravsko-slezské oblasti většinou ve vývoji tzv. kulmské facie. Severní okraj pánve tvoří tektonická zóna na linii Lubliniec - Krakow. Jižní hranice leží jižně od uhlonosných sedimentů navrtaných severně od Rožnova pod Radhoštěm. Na základě geofyzikálních údajů se dále k J předpokládá ponoření uhlonosných sedimentů podél subkvatoriálního systému zlomů do větších hloubek pod příkrovy vnějších Karpat. Tento systém zlomů je označován jako zlomové pásmo beskydského stupně (Dopita et al. 1997). Jižně od tohoto pásma pod příkrovy vnějších Karpat byly karbonické sedimenty hornoslezské pánve

zastiženy v hloubce 2985-3870 metrů ve vrtu Jablůnka 1 sz. od Vsetína. Výsledky hlubokých vrtů na jižní Moravě v okolí Němčiček však ukazují na původně podstatně větší rozšíření svrchnokarbonských uhlonosných sedimentů směrem k jihu pod karpatskými příkrovy. Podle paleogeografických rekonstrukcí Peška et al. (1998) sedimentační prostor zasahoval v období serpuchovu až do oblasti sv. Rakouska.

Výplň hornoslezské pánve, jejíž kumulativní mocnost je až 8500 m, má velmi dlouhou a komplikovanou sedimentární historii. Sedimentace začíná koncem mississippu (počátkem serpuchovu) a pokračuje do spodního pennsylvanu (baškiru, langsettu), kdy sedimentace v české části pánve končí. Na polském území však pokračuje až do počátku stephanu (Kedzior et al. 2007). Sedimentace charakteristická cyklickým opakováním pískovců a jílovců s uhelnými slojemi a nedostatkem vápenců je rozdělována na dvě části. Starší paralická část s výskytem mořské, brakické i sladkovodní fauny, která vznikla díky opakovaným glaciostatickým pohybům mořské hladiny (transgrese a regrese) a mladší část „limnickou“, která byla uložena v kontinentálním prostředí. Pro stratigrafii paralické části pánevní výplně je velmi podstatná makrofauna, zejména goniatiti (Kedzior et al. 2007). Významná je též makro- i mikroflóra (Kedzior et al. 2007). Pro detailní korelaci uhelných slojí slouží četné vulkanoklastické polohy v uhelných slojích (tzv. tonsteiny) i mimo ně (brousky a pseudobrousky). Jejich studiem se zabýval zejména Dopita a Králík (1977) v monografii o uhelných tonsteinech.

Litostatigrafické členění hornoslezské pánve je pro českou a polskou část odlišné, diplomová práce je zaměřena na český sektor, a proto bude dále popsáno a používáno stratigrafické členění české části pánve (Tab. 1)

## 5.1 Podloží hornoslezské pánve

Neuhlonosný karbon v podloží hornoslezské pánve se ukládal v původně mnohem rozsáhlejší pánevní struktuře označované jako moravsko-slezská pánev. Jedná se o předpolní pánev, jejíž vývoj byl ovlivněn interakcí (kolizí) brunovistulika s moldanubikem. Podloží pánve tak tvoří krystalinický fundament brunovistulika. Na krystalinikum jsou ukládána bazální klastika, která představují málo vytríděné sedimentární horniny (drobnozrné slepence, pískovce, prachovce a jílovce) o mocnosti desítek metrů. V nadloží bazálních klastik se během devonu a spodního karbonu vytváří karbonátový mělkovodní vývoj, který postupně

přechází do hlubšího flyšového vývoje kulmu (hradecko-kyjovické souvrství), který bez přerušení sedimentace pokračuje až do paralické a následně do kontinentální molasy. Kulm se nachází na celé ploše původně sedimentujících karbonátů a tvoří 90 % mocnosti neuhlonosného karbonu. Jedná se o klastický vývoj zahrnující jílovce, prachovce, slepence, droby, který je charakteristický výraznou rytmičností s rysy flyšových uloženin (Kalvoda et al. 2007). Nejmladší člen neuhlonosného karbonu představují kyjovické vrstvy, během konce jejich sedimentace na přelomu visé a serpuchovu (spodního namuru) se prostředí sedimentace začalo změlčovat a docházelo k dočasným regresím a vynořování a k přechodu do paralického vývoje. Svrchní hranice je položena do stropu skupiny faunistických horizontů Štúra (Dopita et al. 1997, Kalvoda et al. 2007).

**Tab. 1** Litostratigrafické členění karbonu české části hornoslezské pánve s vyznačenými porubskými vrstvami (podle Dopita et al. 1997)

	stáří		litostratigrafické jednotky		vyznačené uhelné sloje a horizonty	
kontinentální vývoj	westphal	sv. střední spodní	souvrství karvinské	vrstvy doubravské	— sloj 962 — sloj 804	
				vrstvy sušské	— sloj 747  — sloj 605	← Hubert
	vrstvy sedlové			— sloj 504	← Prokop	
Paralický vývoj	namur	spodní	souvrství ostravské	vrstvy porubské	— sloj 499 — sloj 403	← Gaebler
				vrstvy jaklovecké	— sloj 385 — sloj 301	← Barbora
				vrstvy hrušovské	— sloj 255 — sloj 102	← Enna ← Františka
				vrstvy petřkovické	— sloj 099 — sloj 009	← Nanetta
				vrstvy kyjovické		← Štúr
	visé		souvrství hradecko-kyjovické			

## 5.2 Uhlonosný karbon

Po ustálení tektonických pohybů koncem visé a počátkem namuru sedimentace pozvolně přechází ze svrchní části hradecko-kyjovického souvrství (mořská neuhlonosná molasa) do souvrství ostravského (paralická uhlonosná molasa) a ve středním namuru do souvrství karvinského (kontinentální uhlonosná molasa) (Dopita et al. 1997).

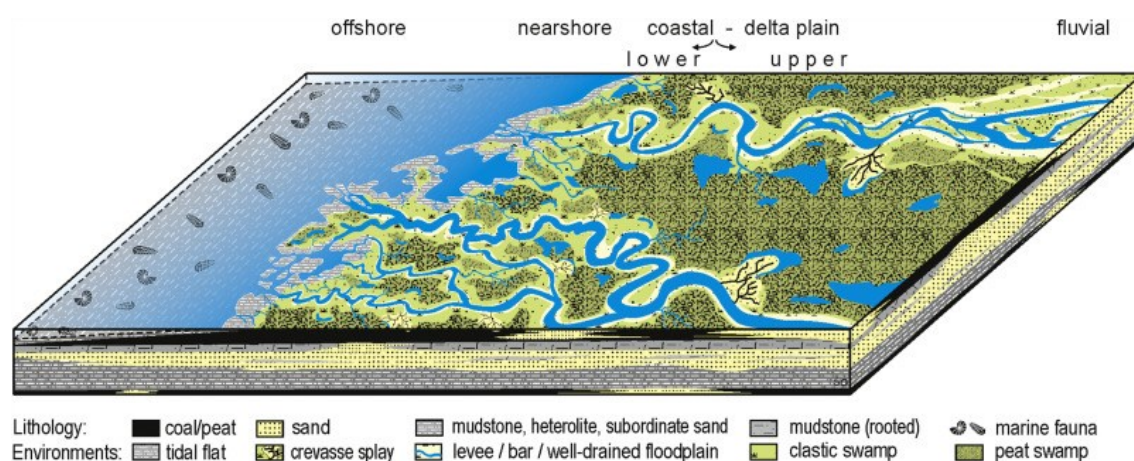
### 5.2.1 Ostravské souvrství

Ostravské souvrství s mocností až kolem 3 km představuje paralickou uhlonosnou molasu spodnonamurského (serpuchov) stáří, která se vyvinula ze svrchní části kyjovických vrstev hradecko-kyjovického souvrství postupným změlčením sedimentačního prostoru (Dopita et al. 1997). Současně se změlčováním docházelo k přesouvání pánevního depocentra k severovýchodu. Pravděpodobnou příčinou změlčování byly tektonické pohyby krušnohorské fáze, po jejímž odeznění zasahovalo moře do pánve jen občasnými záplavami. Tím bylo vytvořeno příhodné prostředí ke kontinentální sedimentaci občas přerušovanou mořskými transgresemi (paralický vývoj) (Havlena 1964). Spodní hranice ostravského souvrství je dána svrchní plochou Štúrova mořského patra a strop souvrství leží na bázi sloje Prokop, která je již součástí mladšího, karvinského souvrství. Sedimentace ostravského souvrství měla v minulosti mnohem větší plošný rozsah směrem k J, jak ukazují hluboké vrty v okolí Němčiček na jižní Moravě (Dopita et al. 1997, Pešek et al. 1998).

V ostravském souvrství převažují pískovce nad prachovci a jílovci, slepence tvoří velmi malou příměs a vápence jsou vázány pouze na Gaeblerovo mořské patro ve stropu ostravského souvrství. Velikost valounů u slepenců nepřesahuje 10 cm a jsou známy z izolovaných poloh při bázi slojonosných cyklů nebo také ze souboru zámeckého slepence. Pískovce představují 40-60 % všech vrstev ostravského souvrství a jejich mocnost dosahuje okolo 8-20 m (Havlena 1964). Oproti pískovcům karvinského souvrství obsahují velké množství biotitu. Prachovce obsahují 15-20 % slíd, 15-20 % křemene a nad 50 % jílových minerálů (v mořských sedimentech je hojně illit, ve sladkovodních kaolinit). Jílovce obsahují písčitou příměs s jemnými šupinkami muskovitu (Havlena 1964).

Pro ostravské souvrství jsou rovněž typické vulkanoklastické horizonty, které vznikaly během mimopánevního explozivního vulkanismu (Dopita a Králík 1977). V pánvi se ukládaly nejčastěji v podobě spadu vulkanického popela. V případě hlavního ostravského

brousku, nejmocnějšího vulkanogenního horizontu pánve, patrně i jako redeponovaná pyroklastika transportovaná ze západního předpolí pánve (Jirásek et al. 2013). Nejčtenější výskyty jsou známy z ostravského souvrství a směrem do nadloží jednotek jejich četnost klesá (Dopita a Králík 1977, Beliš et al. 2015). Podle obsahu vulkanického materiálu jsou vrstvy vulkanoklastického materiálu rozdělovány na tufy, tufity a horniny s tufogenní příměsí. Pro vrstvičku sopečného popela, která napadala přímo do uhlotvorného rašeliniště se používá označení tonstein (Dopita a Králík 1977).



**Obr. 7** Idealizovaný model sedimentace ostravského souvrství znázorňující ranou transgresi, kdy je deltová plošina postupně zaplavována a ústí řek se mění v estuárie (Jirásek et al. 2018)

Ostravské souvrství se ukládalo ve velmi ploché pobřežní nížině charakterizované řadou prostředí, od fluviálních až po mořské (Obr. 7). a je pro něj charakteristická cyklická stavba sedimentů spojená s glacieustatickými oscilacemi mořské hladiny v důsledku klimatických změn (Skoček 1991, Gastaldo et al. 2009, Jirásek et al. 2018). Základní cykly na bázi začínají hrubozrnnými pískovci a přecházejí do prachovců, kořenových aleuropelitů, uhelné sloje a jsou ukončeny aleuropelity nebo pelity většinou s mořskou, brakickou nebo sladkovodní faunou. Čtenější jsou ale cykly neúplné, kde se střídají polohy pískovců, jílovců a prachovců (Dopita et al. 1997).

Ostravské souvrství se dále člení na litostratigrafické vrstevní jednotky označované od spodu nahoru jako (Tab. 1):

- petřkovické vrstvy
- hrušovské vrstvy (spodní a svrchní)
- jaklovecké vrstvy
- porubské vrstvy

## Petřkovické vrstvy

Petřkovické vrstvy patří k nejstarší litostratigrafické jednotce ostravského souvrství a tvoří přechod mezi neuhlonosným kulmským flyšovým vývojem a paralickou uhlonosnou molasou (Hýlová et al. 2013). Na bázi jsou vymezeny skupinou faunistických horizontů Štúra ve stropu kyjovických vrstev (Tab. 1) a jejich svrchní hranici tvoří svrchní plocha hlavního ostravského brousku (Dopita et al. 1997). Tam, kde není ostravský brousek vyvinut, je svrchní hranice kladena do stropu skupiny faunistických horizontů Nanety (Pešek a Sivek 2012). Podle mezinárodního biostratigrafického dělení přiřazuje Havlena (1977a) petřkovické vrstvy ke spodnímu namuru (goniatitové subzóně E<sub>2a</sub>). Řehoř, Řehořová (1972a,b) řadí vrstvy k subzóně E<sub>1</sub>.

Spodní hranice vrstev představuje důležitou hranici mezi přechody neuhlonosných a uhlonosných sledů, ale ne vždy je možné hranici přesně vymežit (Dopita et al. 1997). Na většině území hornoslezské pánve představují nejnížší část petřkovických vrstev soubory pískovců, které většinou ostře nasedají na jílovce a prachovce nejvyšší části sk. f. h. Štúra. Uhlonosnost i množství slojí je plošně nestálé, na uhelné sloje je hojnější spíše svrchní část vrstev (od sk. f. h. sloje Ludmily (V) až k bázi sk. f. h. Nanety (IX)) (Dopita et al. 1997, Martinec et al. 2005).

Zachování (Obr. 8) a mocnost petřkovických vrstev je různá. V západní části hornoslezské pánve se mocnost zmenšuje nebo jsou zachovány jen denudační zbytky (Dopita et al. 1997). Na Ostravsku dosahují vrstvy mocnosti až 760 m, v karvinské oblasti se mocnost snižuje na 400 m, v jižní části východně od Frenštátu je mocnost místy redukována až na čtvrtinu (Pešek a Sivek 2012). Na základě zjištěných mocností petřkovických vrstev, klesá mocnost vrstev směrem k VJV. V době ukládání petřkovických vrstev se území v mírném sklonu svažovalo od okrajových pahorkatin k moři a vyskytovaly se zde spíše jezera a laguny. Podle menších mocností mořských pater, které směrem k jihu přechází do lagunárních a sladkovodních prostředí, byly výkyvy březní linie časté, ale ne s velkým dosahem (Havlena 1964).

Petřkovické vrstvy jsou také velmi bohaté na polohy vulkanogenních hornin (nejvíce ze všech vrstev ostravského souvrství). Jedná se o polohy brousků, tufitů a tonsteinů. Mezi významné brouskové horizonty patří například horizonty sloje 011(Čeněk), sloje 032 (Leonard), sloje 043 (Ludmila) a sloje 056 (Bohumila) (Dopita et al. 1997).

Nejvýznamnějším lithostratigrafickým horizontem je hlavní ostravský brousek, bohatý na křemen a illitickou nebo illiticko-karbonátovou hmotu. Zrnitostně odpovídá rozmezí mezi jílovitým prachovcem až jemnozrným pískovcem. Patří k největším a k nejlépe identifikovatelným vulkanogenním obzorům v hornoslezské pánvi. Je bělošedý a jeho mocnost dosahuje až 15,3 m a zaujímá plochu 2 973 km<sup>2</sup> (Dopita et al. 1997, Jirásek et al. 2013). Je vyvinut na celém území západně od orlovské poruchy, jeho mocnost směrem k západu klesá. Na východ od orlovské poruchy v karvinské oblasti zcela chybí (Dopita et al. 1997). Jedná se o vulkanický materiál, který byl větrem přinesen do pánve. Z okolí pánve byl po uložení tento materiál přeplaven do mělkého mořského prostředí (Jirásek et al. 2013).

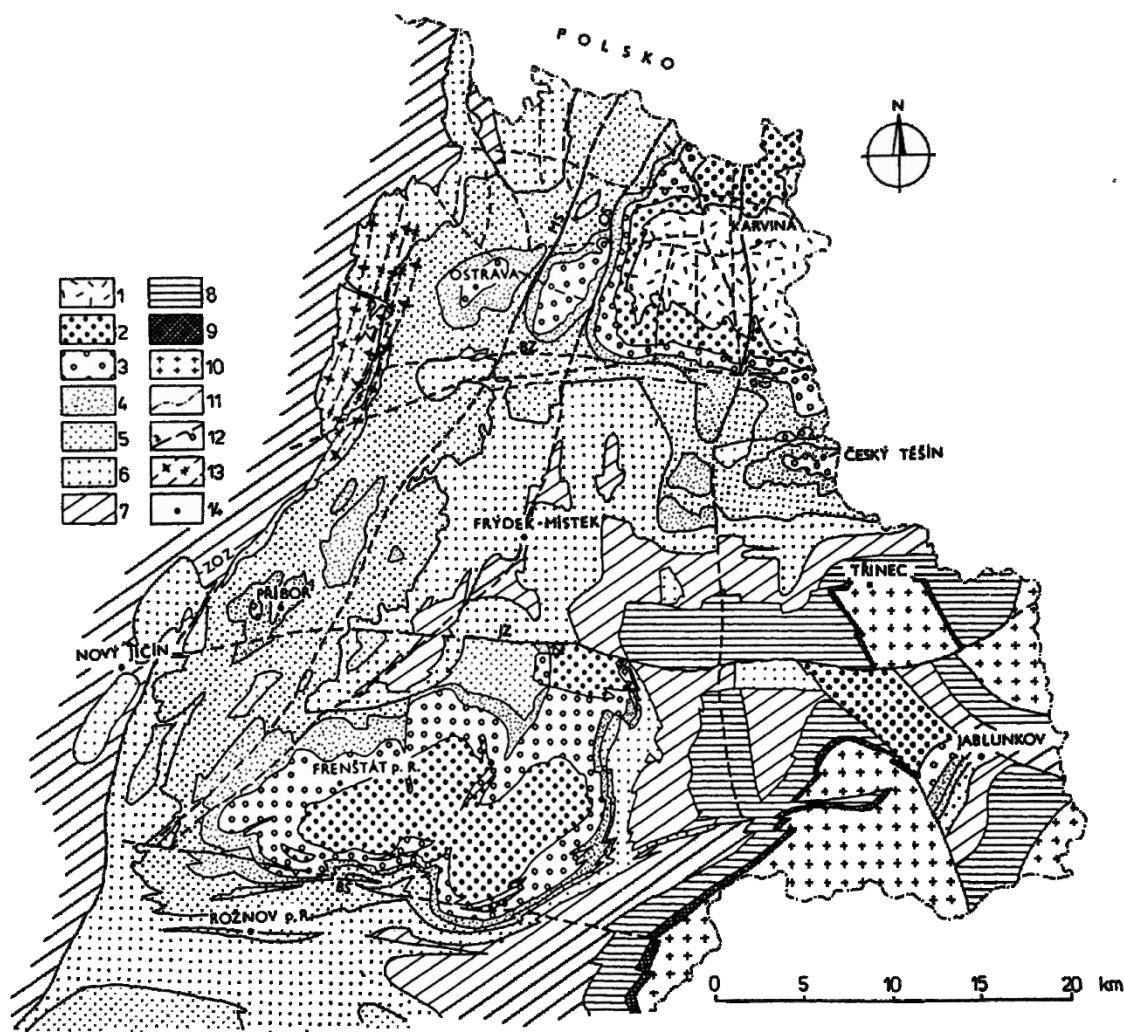
Mezi další významné korelační horizonty petřkovických vrstev patří peliticko-prachovcové horizonty s mořskou nebo brakickou, místy jen sladkovodní faunou (Dopita et al. 1997). Řehoř a Řehořová (1972a, b) zde vymezili až 80 (oblast ostravská) faunistických horizontů, z toho 32 mořských nebo lingulových, a tyto horizonty uspořádali do 9 skupin označených římskými číslicemi I-IX, jejichž počet k jihu a východu klesá.

### **Hrušovské vrstvy**

Hrušovské vrstvy nasedají v celé oblasti na vrstvy petřkovické a jejich počátek je dán svrchní plochou hlavního ostravského brousku a ukončeny jsou svrchní plochou sk. f. h. sloje 255 (Enna-XVII), která patří k nejstálejší a nejrozšířenější skupině faunistických horizontů ostravského souvrství. Stálost a rozšíření skupiny Enna naznačuje úplné a rychle za sebou opakované zaplavení pánve mělkým klidným mořem (Havlena 1964). Vrstvy jsou dále svrchní plochou sk. f. h. sloje 169 (Františka-XII) rozděleny na svrchní a spodní hrušovské (Dopita et al. 1997). Havlena (1977a) zařazuje hrušovské vrstvy podle mezinárodního biostratigrafického členění do spodního namuru (goniatitová subzóna E<sub>2a</sub>+E<sub>2b</sub>). V ostravské oblasti představují hrušovské vrstvy podstatnou část uhlonosného karbonu (Obr. 8). Celý vrstevní sled je znám z karvinské oblasti z vrtu Stonava 2 a zachován je také v příborské a mořkovské oblasti. V ostatních oblastech pánve je zachována jen část sledu hrušovských vrstev. Vrstevní sled představují drobnozrné slepence, pískovce, arkózy, droby, prachovce, jílovce, kořenové půdy a uhlí. Písčítost vrstev je až 49 % (Dopita et al. 1997).

Hrušovské vrstvy dosahují mocnosti až 1100 m a směrem k V a J jejich mocnost klesá, v karvinské oblasti se mocnost snižuje na 400 m a v jižní části pánve na 200-36 m (Pešek a

Sivek 2012). Pro hrušovské vrstvy jsou spíše typické bezeslojné oblasti v okolí sk. f. h. Františky (XII) a sk. f. h. Enny (XVI). Uhelné sloje jsou z velké části nestálé, mezi poměrně stálé řadíme například sloj Karel (106) (Dopita et al. 1997, Martinec et al. 2005).



**Obr. 8** Odkrytá geologická mapa karbonu hornoslezské pánve (Dopita et al. 1997)

1-2 karvinské souvrství - vrstvy: 1 - doubravské s. l. a svrchní sušské (westphal A), 2 - spodní sušské (svrchní namur) a sedlové (střední namur), 3-6 ostravské souvrství - vrstvy: 3 - porubské, 4 - jaklovecké, 5 - hrušovské, 6 - petřkovičské, 7 - flyšový vývoj spodního karbonu (kulm), 8 - karbonátový vývoj spodního karbonu a devonu, 9 - bazální klastika devonu, 10 - krystalinikum, 11 - česko-polské státní hranice, 12 - průběh významných zlomů, a ověřený průběh, b předpokládaný průběh, 13 - osy antiklinál a synklinál, 14 - obce. ZS- pásmo západních sedel, ZOZ - západní okrajový zlom, MS - michálkovičská porucha, OS - orlovská struktura, BZ - bludovický zlom, JZ - janovický zlom, BS - zlomové pásmo beskydského stupně.

Řehoř a Řehořová (1972a) vymezili v hrušovských vrstvách přes 40 faunistických horizontů (vyčleněných do 7 skupin X-XVI), z toho 26 obsahuje mořskou faunu (většina soustředěna do skupin Františky a Enny). K dalším významným horizontům patří polohy vulkanogenních hornin, směrem do nadloží jsou to: brouskový horizont sloje 106 (Karel), uhelný tonstein sloje 106 (Karel), brouskový horizont sloje 112 (Růžena), tufitický horizont



sloje 127 (Petronela), brouskový horizont sloje 143 (Olga III), tufitický horizont sloje 204 (Václav), brouskový horizont sloje (Roland), uhelný tonstein sloje 243 (Justa) a uhelný tonstein sloje 252 (Flóra) (Dopita et al. 1997).

### **Jaklovecké vrstvy**

V nadloží hrušovských vrstev se nachází vrstvy jaklovecké, na spodu vymezené svrchní plochou sk. f. h. Enny (XVI) a na svrchu stropem sk. f. h. Barbory (XXI). Havlena (1977a) podle mezinárodního biostratigrafického členění klade vrstvy do spodního namuru (goniatitová subzóna E<sub>2a</sub> + E<sub>2b</sub>). Jaklovecké vrstvy nemají takový plošný rozsah jako vrstvy petřkovické a hrušovské (Obr. 8) a jsou zachovány pouze v brachysynklinálních strukturách a tektonicky pokleslých krách. V ostravsko-karvinské oblasti ohraničují jádra ostravské a petřvaldské brachysynklinály. Rovněž v podbeskydské oblasti na Těšínsku a Frenštátsku jsou jaklovecké vrstvy uchovány pouze v jádrech brachysynklinál (Dopita et al. 1997).

Maximální mocnost jakloveckých vrstev dosahuje 420 m a směrem k JV klesá skoro na polovinu. S klesající mocností vrstev se také snižuje i uhlonosnost, která je nejvyšší v ostravské oblasti, kde jsou sloje už vytěženy. Mezi nejmocnější a nejstálejší sloj jakloveckých vrstev patří sloj 386 (Mohutný) (Havlena 1964, Pešek a Sivek 2012). Písčítost vrstev je až 60 %. Nejčastější jsou pískovce drobové a arkózové, karbonátové konkrece se obvykle objevují v prachovcích a jílovcích mořských faunistických horizontů (Dopita et al. 1997). Během sedimentace jakloveckých vrstev došlo ke dvěma ingresím moře a území mělo spíše plochý až močálovitě lagunární charakter (Havlena 1964).

Řehoř a Řehořová (1972a) vymezili v jakloveckých vrstvách celkem 34 faunistických horizontů rozdělených do 5 skupin XVII-XXI, převážná část horizontů je se sladkovodní faunou (ve spodní části vrstev), pouze při stropu vrstev se objevují v menší míře horizonty s faunou mořskou. Mezi důležité korelační polohy patří vulkanogenní horniny: uhelný tonstein a tufit sloje 315, uhelný tonstein a brousek sloje 335 (Eleonora), uhelný tonstein sloje 365 (Gabriela), uhelný tonstein sloje 393 (Barbora) (Dopita et al. 1997).

### **Porubské vrstvy**

Nejvyšší litostratigrafickou jednotku ostravského souvrství tvoří porubské vrstvy, které jsou vymezeny na spodní hranici svrchní plochou horizontu sk. f. h. Barbora a na svrchní hranici bází sloje Prokop (sloj 504), která je současně i svrchní hranicí spodního namuru

(Dopita et al. 1997, Jirásek et al. 2013b). Spodní část porubských vrstev je kladena do goniatitové subzóny E<sub>2a</sub> a svrchní část do goniatitové subzóny E<sub>2b</sub> (Řehoř, Řehořová 1972a). Ve srovnání s ostatními jednotkami ostravského souvrství mají relativně malé plošné rozšíření (Obr. 8) v důsledku jejich intenzivní postkarbonské denudace. V ostravské oblasti v jádrech ostravské a petřvaldské brachysynklinály a na malé ploše v oblasti příborské jsou zachovány jako denudační zbytky. V úplné mocnosti a poměrně větší ploše jsou zachovány v karvinské a frenštátské oblasti. Na povrch vystupují jen v malých výchozech v Ostravě (Dopita et al. 1997).

Mocnost porubských vrstev dosahuje až 720 m (na Karvinsku), v ostatních oblastech klesá mocnost skoro až na polovinu. Také jako u předešlých vrstev klesá jejich mocnost směrem k J a V (Pešek a Sivek 2012). Oproti předchozím jakloveckým vrstvám mají porubské vrstvy nižší uhlonosnost. Mezi významné a poměrně stálé uhelné sloje patří sloj Filip (403) a sloj Sek (420) (Dopita et al. 1997). Písčítost převyšuje 50 %, pískovce jsou různých typů, nejvíce drobové pískovce až droby s vysokým obsahem jílovité hmoty, v mořských patrech mnohdy obsahují prachovce a jílovce pelokarbonátové konkrece (Dopita et al. 1997). Mezi významnou litologickou jednotku patří zámecký slepenec, který je chápán jako horizont slepenců s hrubě až středně zrnitými pískovci ukládanými v říčním systému s nízkou sinuositou. Je umístěn ve spodní části porubských vrstev nad uhelnou slojí Filip (403) a jeho průměrná mocnost přesahuje 20 m (Jirásek et al. 2013b).

Řehoř a Řehořová (1972a) vymezili v porubských vrstvách 35 faunistických horizontů uspořádaných do 6 skupin XXII-XXVII. Až 20 horizontů obsahuje mořskou nebo lingulovou faunu. Mezi další významné korelační horizonty patří polohy vulkanogenních hornin: tufitický pískovec až prachovec v podloží sloje 424 (Heřman), tufit f. h. sloje 450 (Lotar), uhelný tonstein sloje 479 (Neznámá), uhelný tonstein sloje 495 (Bulfric) a tufit sloje 499 (Gaebler) (Dopita et al. 1997).

### 5.2.2 Karvinské souvrství

Karvinské souvrství, s celkovou mocností až 1300 m, představuje kontinentální uhlonosnou molasu, jejíž sedimentace probíhala po hiátu ve středním namuru až langsetu (westphalu A). Spodní hranice je vymezena počvou sloje Prokop (504) a svrchní hranice je erozní (Dopita et al. 1997, Martinec et al. 2005). Na rozdíl od předchozího ostravského souvrství nemá karvinské souvrství takový plošný rozsah a jedná se spíše o denudační zbytky nejvíce

rozšířené v karvinské oblasti, drobné výskyty jsou ve frenštátské a jablunkovské oblasti. O tom, že karvinské souvrství v minulosti tvořilo mnohem rozsáhlejší sedimentační prostor, dokládají nálezy úlomků uhlí v uloženinách křídý a paleogénu vněkarpatkých jednotek (Dopita et al. 1997).

Karvinské souvrství má viditelnou cyklickou stavbu a ideální základní cyklus na bázi tvoří hrubozrnné pískovce nebo slepence, které do nadloží přecházejí přes jemnozrnné pískovce, prachovce, prachovito-pelitickou kořenovou půdu, uhelnou sloj až do prachovitých jílovců se zbytky rostlin a výjimečně se sladkovodní faunou (Dopita et al. 1997).

Karvinské souvrství se dále dělí na litostratigrafické jednotky (Tab. 1)

- sedlové vrstvy
- sušské vrstvy (spodní a svrchní)
- doubravské vrstvy s. l. (dobravské s.s. a vyšší doubravské)

### **Sedlové vrstvy**

Nejstarší litostratigrafickou jednotkou karvinského souvrství jsou sedlové vrstvy s bázi totožnou se spodní plochou sloje Prokop a svrchní hranicí na bázi sloje 605/606 (lokálně označovaná jako sloj 33). Stářím odpovídají střednímu až spodnímu namuru (Pešek a Sivek 2012). Biostratigraficky jsou sedlové vrstvy řazeny ke střednímu namuru a spodní části svrchního namuru, horizont sloje 546-556(=36) (Havlena 1977a,b). Sedlové vrstvy jsou v české části hornoslezské pánve zachovány v oblasti karvinské, frenštátské a jablunkovské (Obr. 8). V karvinské oblasti se nachází v orlovské struktuře a východním směrem až po česko-polské státní hranice. Větší plošný rozsah mají na Frenštátsku, v jablunkovské oblasti byly vrstvy zastiženy ve vrtech a jedná se o denudační relikt (Dopita et al. 1997).

Sedlové vrstvy dosahují mocnosti až 320 m, směrem k jihu jejich mocnost klesá. Ve srovnání s ostravským souvrstvím obsahují více slepenců a hrubozrnných pískovců (více než 70 %) (Pešek a Sivek 2012). Výjimečné jsou polohy uhelných tonsteinů (uhelný tonstein sloje 558-560) a sladkovodních faunistických horizontů (pouze 2 lokálně vyvinuté skupiny XXVIII-XXIX). Sedlové vrstvy obsahují 6 až 27 uhelných slojí a slojek a je zde vymezeno osm slojových horizontů. Významný a dobře identifikovatelný je horizont sloje 504-544=40 Prokop a Prokůpek, další slojové horizonty jsou: 506-510=39, 514-522=38, 524-538=37bf, 540-544=37a, 546-554=36 (a,b), 558-561=35 (a,b), 562-564=34 (Dopita et al. 1997).

### **Sušské vrstvy**

V nadloží sedlových vrstev se nacházejí vrstvy sušské, které sedimentovaly během svrchního namuru až westphalu A. Spodní hranice je dána bází sloje 605/606 a svrchní hranice je báze sloje 804 (16) (Pešek a Sivek 2012). Skupina Faunistických horizontů Huberta (XXXI), který se nachází v nadloží sloje 686 (25, Hubert), rozděluje vrstvy na spodní a svrchní. Kompletní vývoj vrstev je zachován pouze v karvinské části (Obr. 8), ve frenštátské a podbeskydské oblasti byla spodní část vrstev zjištěna během vrtných průzkumů. Svrchní sušské vrstvy jsou zachovány jako denudační zbytky.

Mocnost vrstev kompletního vývoje na Karvinsku dosahuje až 400 m a klesá směrem k J, kde vrstvy zcela vymizí vlivem náhlého denudačního klesání paleoreliéfu v bludovicém výmolu. Mocnost spodních sušských vrstev dosahuje od 178 do 265 m. Mocnost svrchních sušských vrstev je o něco menší, jen mezi 107-160 m. Ve spodní části vrstev se výjimečně vyskytují polohy slepenců, nejčastější jsou však drobové pískovce, méně jsou zastoupeny arkózové a křemenné pískovce, směrem do nadloží se velikost zrn zmenšuje a ve svrchních sušských vrstvách převládají prachovce a jílovce. Spodní sušské vrstvy obsahují okolo 15-28 slojí a slojek, svrchní sušské vrstvy obsahují až o polovinu méně slojí, cca 10 až 20 (Havlena 1964, Pešek a Sivek 2012).

Řehoř a Řehořová (1972a) v sušských vrstvách vymezili celkem 3 skupiny sladkovodních faunistických horizontů (XXX-XXXII). Byly zde také popsány polohy uhelných tonsteinů a tufitů, mezi nejvýznamnější polohy patří uhelné tonsteiny ve slojích 634 a 677/678. Jako u předchozích sedlových vrstev jsou i zde vymezeny slojové horizonty. Spodní sušské vrstvy obsahují 9 slojových horizontů: směrem do nadloží označených jako horizont sloje/í 605-606=33, 608-626=32, 628-634=31, 642-643=30, 649-652=29, 656-674=28, 676-678=27, 682=26, 686=25 Hubert. Svrchní sušské vrstvy obsahují slojových horizontů 8: horizont sloje/í 703-711=24, 718-719=23, 722-723=22, 724-725=21, 726-728=20, 731-735=19b-19a, 738-743=18, 746-747=17 (Dopita et al 1997, Martinec et al. 2005).

### **Doubravské vrstvy s. I.**

Doubravské vrstvy s. I. sedimentovaly během westphalu A v jezerně-aluvialním prostředí, počátek vrstev je dán bází sloje 804 (16) a svrchní hranice je erozní. Podobně jako vrstvy sušské mají malé plošné rozšíření v karvinské oblasti (Obr. 8). Doubravské vrstvy s.

I. jsou děleny na dvě části: doubravské vrstvy s.s. a vyšší doubravské vrstvy (Pešek a Sivek 2012).

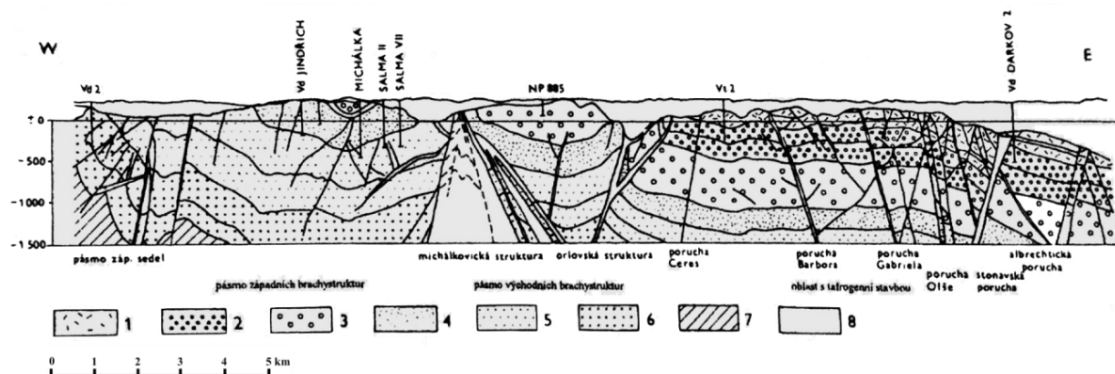
Doubravské vrstvy s.s. zahrnují uloženiny od počvy sloje 804 (16) po strop sloje 876. Jejich mocnost je v rozmezí 220 až 260 m. Na bázi v hrubozrnných pískovcích se výjimečně objevují polohy slepenců, převládají hrubo- až střednozrnné křemenné pískovce a prachovce přecházejí do tmavě šedých jílovců. Je zde vyvinuto 21 až 39 slojí a slojek, ale jsou nestálé nebo kvůli erozi chybějí úplně. Na korelační horizonty jsou velmi chudé; ve sloji 816 byl objeven kaolinitický ortotonstein (mocnost 10 mm) a plošně nestálý sladkovodní horizont XXXIII (Dopita et al. 1997).

Vyšší doubravské vrstvy reprezentují pouze denudační zbytky dříve mocnější jednotky. Nejvyšší mocnost 340 m je doložena z tektonicky zakleslé kry z Dolu ČSA. Obsahují cca 55 slojí a slojek, které jsou však málo mocné a nestálé a obsahují prachovito-jílové proplásky. Počet i mocnost stoupá směrem k SV. Také u vyšších doubravských vrstev jsou korelační horizonty vzácné (Dopita et al. 1997, Martinec et al. 2005).

## 6 Strukturně tektonická stavba pánve

Z hlediska tektoniky nepředstavuje česká část hornoslezské pánve jednotný a homogenní celek (Obr. 9). Tektonická stavba pánve je komplikovaná, ale vzhledem k velkému množství získaných dat během těžby uhlí v minulém století je průběh zlomů a zlomových systémů dobře prozkoumán. Vytváří dva základní strukturálně-tektonické celky oddělené orlovskou násunovo-vrásovou strukturou orientovanou ve směru SSV-JJZ. Vrásová a vrásovo-zlomová stavba převládá západně od orlovské struktury, naopak pro východní území jsou charakteristické poklesy a subhorizontální uložení vrstev porušené zlomy, zatímco vrásy chybí (Dopita et al. 1997). Výrazný vliv na stavbu hornoslezské pánve měla variská orogeneze. První projevy variského vrásnění se odráží intranamurským hiátem, který odděluje ostravské a karvinské souvrství (Pešek a Sivek 2012).

Vliv na stavbu pánve měla i alpínská orogeneze, během které dochází k nasunutí slezských a podslezských příkrovů Vnějších Karpat přes karbon, což mělo za následek zavrásnění odtržených ker karbonu do těchto jednotek, vznik nových zlomových systémů a obnovení pohybů na starších zlomech (Pešek a Sivek 2012).

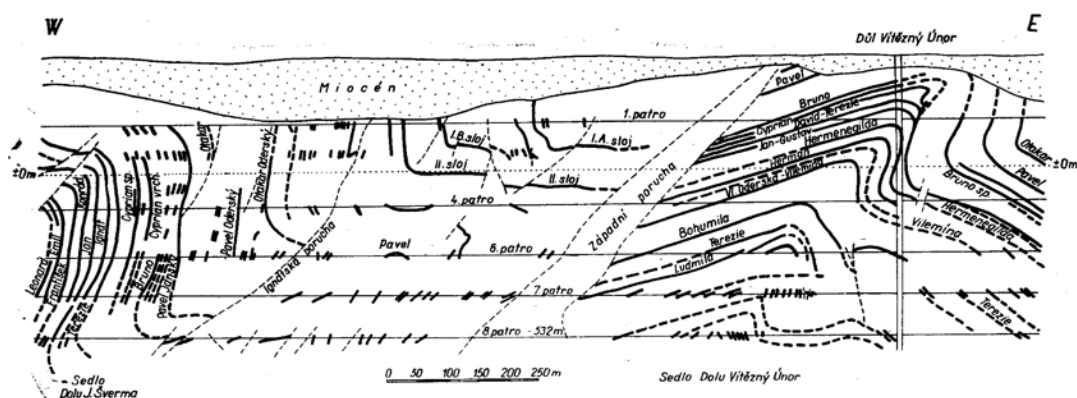


**Obr. 9** Příčný geologický řez ostravsko-karvinskou částí ČHP (Dopita et al. 1997)  
 Karvinské souvrství: 1 - doubravské a svrchní sušské vrstvy (westphal A), 2 - spodní sušské a sedlové vrstvy (střední a svrchní namur). Ostravské souvrství (spodní namur): 3 - porubské vrstvy, 4 - jaklovecké vrstvy, 5 - hrušovské vrstvy, 6 - petřkovické vrstvy, 7 - kulm, 8 - pokryvné útvary.

Pásmo orlovské struktury (Obr. 9) tvoří významný strukturální člen pánve, který pánev rozděluje na mobilní zvrásněnou variskou předhlubeň a zlomově porušený hornoslezský blok. Západně od orlovské struktury se nalézá severnější ostravská a jižnější příborská a mořkovská oblast, ve kterých převládají vrásové a vrásovo-zlomové struktury směru SSV-JJZ. Východně od orlovské struktury se nachází karvinská oblast, jižněji je to pak oblast těšínská, frenštátská a jablunkovská. V ostravsko-karvinské oblasti představuje orlovská

struktura flexurovitou, k V překocenu vrásovou strukturu. Jižní pokračování orlovské struktury je známo z vrtů a za její pokračování je bráno kozlovické sedlo. Směrem k S lze průběh struktury pozorovat až do Polska, kde přechází do mírně ukloněných násunů (Dopita et al. 1997).

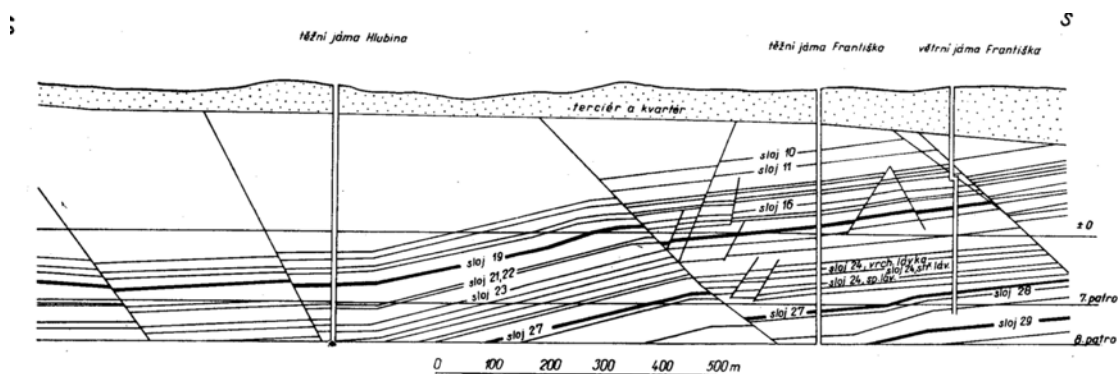
Území západně od orlovské struktury je charakteristické pro svou složitou strukturně-vrásovou stavbu (Obr. 10). Nachází se zde významné struktury od nejzápadnějšího okrajového pásma jsou to antiklinální struktury označované jako pásmo západních sedel, dále k východu pásmo západních brachystruktur, pásmo michálkovické struktury a pásmo východních brachystruktur. Součástí pásma západních sedel je od Z k V: borovnické sedlo, lhotecké sedlo, Ignátovo sedlo a Františkovo sedlo. Jedná se o holomorfní, podélnými zlomy, hlavně přesmyky a násuny dislokovaný vrásový systém s podélnými osami ve ssv.-jjz. směru, jenž patří ke strukturně nejkomplicovanější oblasti české hornoslezské pánve. Západní pásmo brachystruktur je na západě omezeno michálkovickou poruchou (michálkovická vrása), která představuje disharmonicky provrásněnou antiklinálu dislokovanou v obou ramenech vzájemně protiklonnými přesmyky. Směrem k S v polské části přechází michálkovická porucha do mírně ukloněného vrásového přesmyku místy splývajícího s vrstevní plochou (Dopita et al. 1997). Východně od michálkovické poruchy se nachází pásmo východních brachystruktur. Jedná se o sérii brachystruktur obdobných jako v oblasti západních brachystruktur.



**Obr. 10** Řez sedly Dolu J. Šverma a Dolu Vítězný Únor (Havlena 1964)

Území východně od orlovské poruchy je typické pro převažující zlomy zsz.vjv. směru, poklesy a absenci vrás (Obr. 11). Nachází se zde oblast hornoslezského bloku s tafrogenní stavbou charakteristickou subhorizontálním uložením vrstev a převahou poklesů vytvářejících zákonitě uspořádané systémy (Havlena 1964, Dopita et al. 1997). Dominují zde dva směry, podélný a příčný. Podélný směr S-J až SSV-JJZ nebo SSZ-JJV a příčný směr Z-V.

Podélné zlomy tvoří karvinský příkop s osní částí ponořenou mezi stonavskou a albrechtickou poruchou. Zlomy příčného směru tvoří doubravskou hrást', která přechází (směrem k severu) do doubravského příkopu. Dále jsem patří vnitrokerné zlomy a zlomy doprovodné, které doprovází poruchová pásma základních zlomů. Jedná se o drobné zlomy, které jsou poklesového typu a jejich orientace a geneze je proměnlivá, jelikož vznikaly během komplikovaných pohybů ker a podél základních zlomů (Dopita et al. 1997).



**Obr. 11** Řez východním křídlem brachysynklinály Dolu Pres. Gottwald v poli Dolu čs. Armády (Havlena 1964)



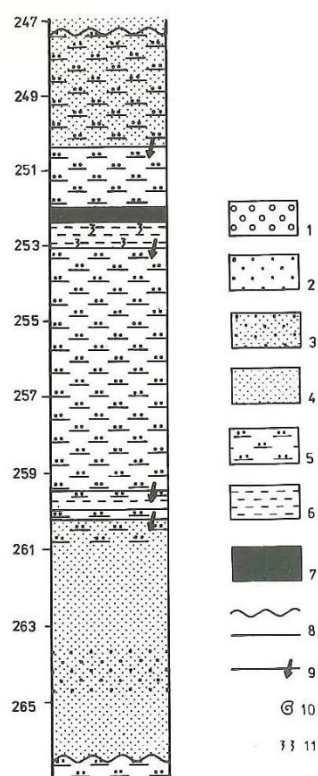
## 7 Vývoj názorů na stratigrafii a cyklickou stavbu ostravského souvrství

Stratigrafií hornoslezské pánve se zabývalo mnoho studií již od 18. století (Gerhard 1781), avšak otázka její litostratigrafie a biostratigrafie byla široce řešena až ke konci 19. a během 20. století. V průběhu této doby byly rozlišeny cykly několika řádů a bylo také vymezeno přibližně 45 stratigraficky významných vulkanoklastických horizontů, součástí uhelné sloje (tonsteiny) a v klastických horninách (brousky) (Jirásek et al. 2018). Názory na cyklickou stavbu, jež byly součástí těchto výzkumů, lze podle původu cyklů rozdělit do dvou skupin: (i) epeirogenetický a (ii) glacieustatický původ cyklů.

### 7.1 Epeirogenetický původ

Mezi první autory popisující cyklickou stavbu hornoslezské pánve patří Born (1936). Born přisuzuje vznik cyklické sedimentace epeirogenetickým pohybům, tedy výzdvihům a poklesům pevniny. Podle Zemana (1960), který v ostravském souvrství vyčlenil cykly vyšších řádů, je termín cyklotéma definován jako posloupnosti daných facií, jež se cyklicky opakují a megacyklotéma jako jednotka cyklické sedimentace uhlonosných vrstev určující opakování paleografických podmínek. Jansa a Tomšík (1960) ve své práci podávají návod a konkrétní srovnávací materiál pro použití faciálně cyklické analýzy při identifikaci a korelaci uhelných slojí a předkládají také terminologický návrh pro specifické termíny využívané při faciální analýze. Příčinu megacyklů přisuzují změnám epeirogenetického rázu. V ostravském souvrství vymezili šest megacyklů, jenž jsou na počátku vymezeny regresí mořských horizontů, popřípadě lingulinových.

Havlena (1988) také, jako předchozí autoři, připisuje vznik cyklické stavby epeirogenetickým pohybům zemské kůry. Za ideální cyklus (cca 10 m) ostravského souvrství považuje sled začínající hrubozrnným pískovcem, popřípadě slepencem, dále jemnozrnný pískovec, prachovec, stigmariový jílovec, uhelná sloj, jílovec, prachovec, jemnozrnný pískovec (Obr. 12). V neúplném cyklu většinou chybějí úseky od uhelné sloje směrem do nadloží tedy jílovec, prachovec, jemnozrnný pískovec. Dále také uvádí, že uhlonosné cykly namurské molasy mají podobné znaky jako uhlonosné cykly ruhrské pánve.



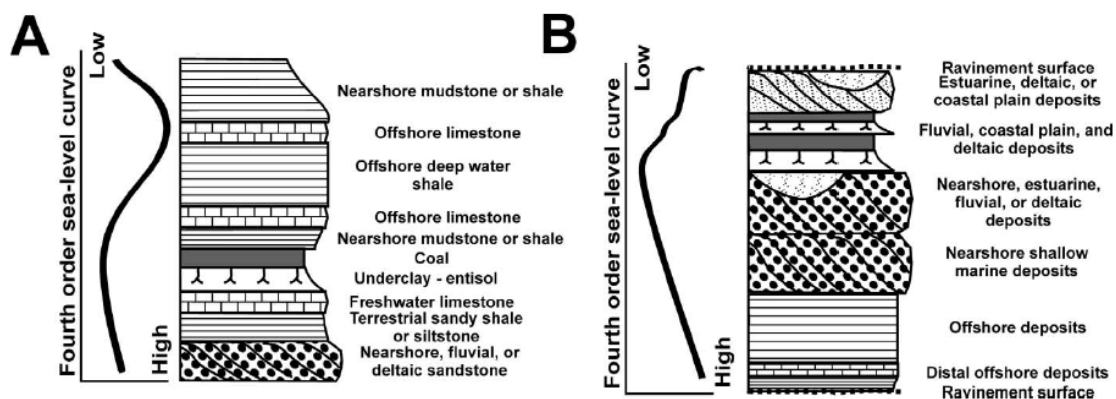
**Obr. 12** Téměř úplný cyklus paralické uhlonosné molasy (důl Vítězný únor) (Havlena 1988)  
 1 - čočky štěrků nebo samostatné valouny 2 - hrubozrný pískovec 3 - střednězrný pískovec 4 - jemnozrný pískovec 5 - prachovec 6 - jílovec 7 - uhlí 8 - vlnka: ostrý erozivní přechod, čára: ostrý přechod 9 - šikmé zvrstvení 10 - mořská fauna 11 - stigmariové kořínky

## 7.2 Glacieustatický původ

Skoček (1991) jako první přichází s novým pohledem na cyklickou stavbu hornoslezské pánve. Mořské transgrese a regrese považuje za eustatické pohyby související s klimatickými oscilacemi ve svrchním karbonu. Na základě podobnosti cyklických sekvencí v různých oblastech, oddělených i velkou vzdáleností, přichází s teorií o jejich glacieustatickém původu, kdy v období karbonu docházelo k teplotním výkyvům, které vedly ke zmenšení nebo naopak rozšíření ledovce a následnému kolísání hladiny světového oceánu (glacieustáze). Výsledkem procesů kolísání mořské hladiny jsou změny v distribuci sedimentárních prostředí. Faunistické horizonty (paralické i limnické) svým počtem i rozšířením odpovídají cyklům čtvrtého řádu, které jsou dokládány ze střední a západní části USA a také odpovídají transgresivním fázím mezotém, jež jsou popisovány ze severozápadní Evropy. Nicméně počet cyklotém v ostravském souvrství je vyšší, což Skoček mimo glacieustatické pohyby hladiny přisuzuje i dalším blíže nespécifikovaným faktorům.

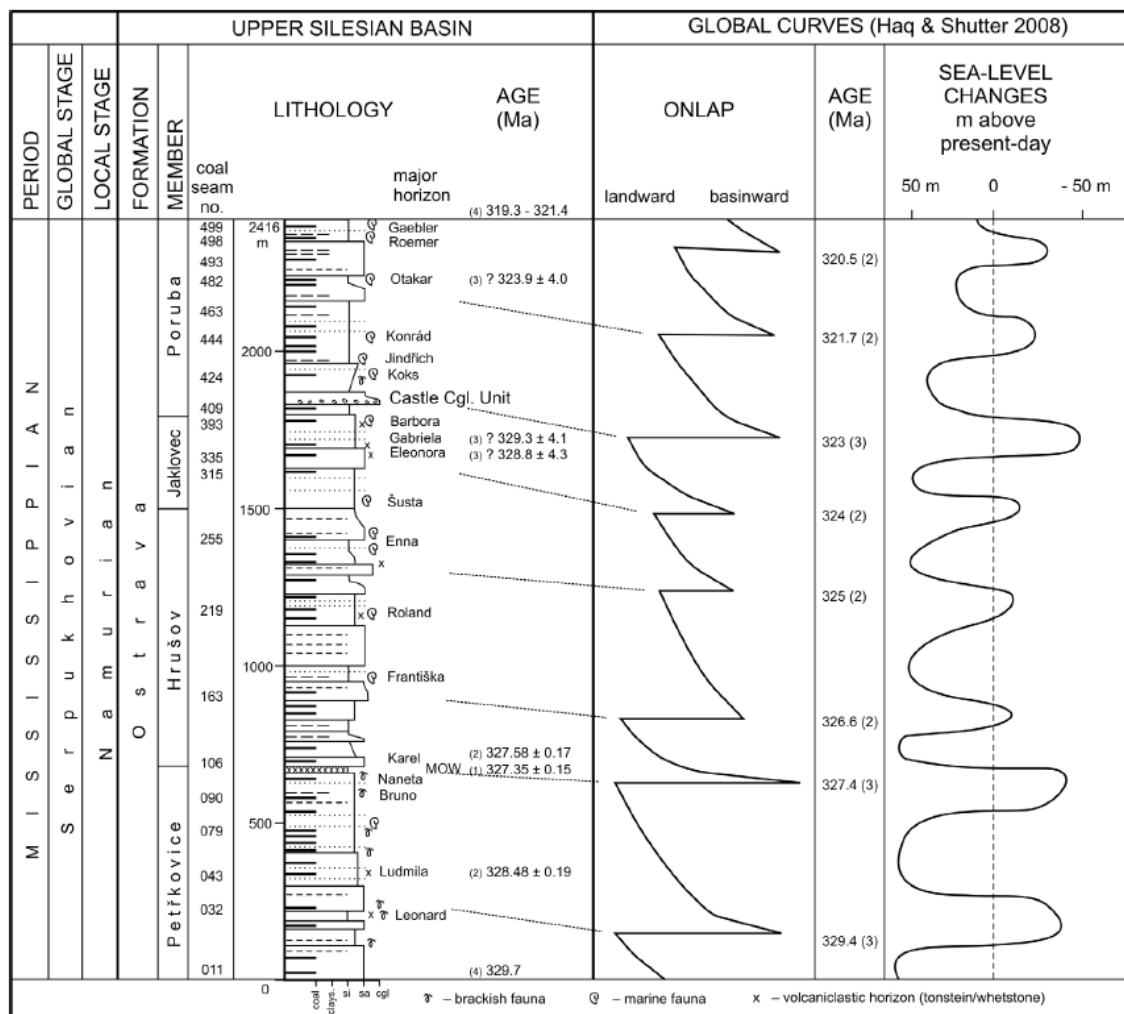
Na cyklickou stavbu hornoslezské pánve se zaměřuje také práce Sivka et al. (2003b). Autoři se zabývají otázkami cyklotém a existencí či neexistencí cyklické stavby v uhlonosných souvrstvích. Cyklotémy, a tedy i cyklickou stavbu nepokládají za překonaný termín a předpokládají, že cyklotémy a cyklická stavba nebyla brána jako plošně a vertikálně stálý sled. Domnívají se, že u plošně rozsáhlých uhelných pánví probíhala sedimentace ve více prostředích. Tato prostředí se pak během sedimentace mohla měnit, popřípadě zastupovat plošně i vertikálně.

K názorům o glacieustatickém původu se také přiklání práce Gastalda et al. (2009). Autoři v ostravském souvrství (svrchní mississipp) vymezili 54 genetických cyklů na základě sekvenčně stratigrafických principů. Tento počet se liší od předchozích odhadů podle Řehoře a Řehořové, kteří zde identifikovali 80 mořských horizontů. V práci také popisují klasický model cyklotémy (Obr. 13) podle Wanlesse a Wellera, která má umístěnou uhelnou slouj ve středu cyklu a také popisují genetický model cyklu využívaného v této studii. Každý nový cyklus je definován nastupující transgresí. Na základě radioisotopických stáří stanovených ze systému U-Pb metodou CA-TIMS na zirkonech obsažených v tonsteinech uhelných sloují Ludmila a Karel vypočítali průměrnou délku cyklů mezi těmito dvěma tonsteiny na ~ 100 tisíc let, kterou interpretovali jako záznam Milankovičova cyklu krátké excentricity.



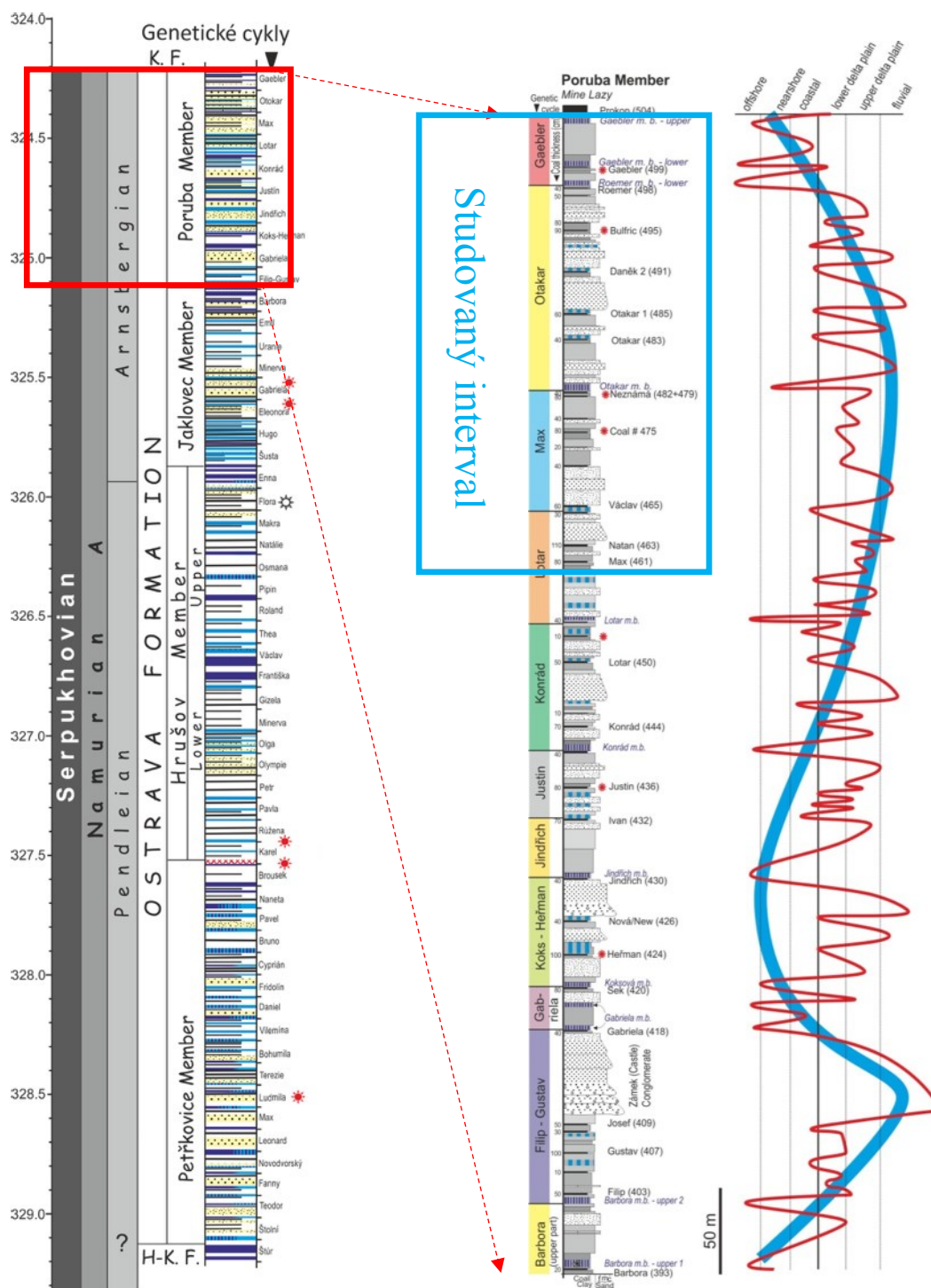
**Obr. 13** A) Cyklotéma v klasickém pojetí Wanlesse a Wellera (1932) B) Cyklotéma (model genetického cyklu) dle Gastalda et al. (1993a, 1993b, 2009) použitý v této studii. Horní a dolní okraj tečkovaně vyznačuje erozní kontakt.

Z novějších studií věnovaných cyklické stavbě ostravského souvrství je práce od Jiráska et al. (2013) zaměřená na studium zámeckého slepence, který patří k významné litologické jednotce. Jsou zde zastoupeny slepence s hrubě až středně zrnitými pískovci nacházející se ve spodní části porubských vrstev nad uhelnou slojí Filip (403). Výskyt těchto hrubozrnných klastik je přisuzován velkému poklesu mořské hladiny, která byla odrazem svrchnokarbonského zalednění jižního pólu před 323 Ma (Obr. 14).



**Obr. 14** Hypotetická korelace jednotek ostravského souvrství s globálními glacieustatickými křivkami změn hladiny moře a transgresivního uložení podle Haq & Schutter (2008). Globální křivky ukazují dva výrazné poklesy hladiny moře, které jsou korelovány se zámeckým slepencem a hlavním ostravským brouskem. U hodnot stáří je v závorkách uvedeno semikvantitativní měřítko relativní magnitudy každé krátkodobé globální změny hladiny moře: střední (2) znamená 25–75 m, hlavní (3) více než 75 m (Jirásek et al., 2013).

Nejaktuálnější příspěvek přináší Jirásek et al. (2018), jenž na základě nového radioisotopického datování tonsteinů ve svrchní části ostravského souvrství (Obr. 15) potvrdili konzistentní délku většiny genetických cyklů Gastalda et al. (2009) odpovídající periodicitě krátké excentricity (tj. ~ 100 tisíc let). Avšak detailní „interní“ analýza vývoje genetických cyklů dosud chybí.



**Obr. 15** Genetické cykly a transgresně – regresní (onlap-offlap) křivka sestavená pro porubské vrstvy (podle Jirásek et al., 2018)

## 8 Vymezení studovaného území, data a použitá metodika

Předmětem diplomové práce je studium vývoje cyklické stavby ve svrchní části porubských vrstev (přibližně v úseku od stropu porubských vrstev po sloj Max) a podrobnější charakteristika genetických cyklů definovaných Gastaldem et al. (2009). Ke studiu bylo vybráno území ve východní části ostravsko-karvinského revíru. Tato oblast byla vybrána na základě intenzivní prozkoumanosti důlními vrtvy, které ověřovaly potenciální uhelné zásoby v horní polovině porubských vrstev, zejména pak v úrovni slojí Max a Natan, které jsou v některých částech spojené do jediné sloje. Získaná vrtná data poskytují ideální podmínky pro detailní studium cyklické stavby na ploše několika desítek čtverečních kilometrů. Jedná se tedy o území zhruba o velikosti 4,3 x 2,6 km v dobývacích prostorech dolů Darkov, ČSM a ČSA.

Základem studia byla korelace vrtů v soustavě 7 korelačních schémat protínající studované území ve dvou na sebe kolmých směrech: Z-V a S-J (Obr. 16). Pro jednotlivé genetické cykly byly dále konstruovány mapy izolinií mocnosti a písčitosti genetických cyklů ve svrchní části porubských vrstev. Jako zdrojová data byla použita textová a grafická dokumentace geologických profilů vrtů vyvrtané společností Green Gas DPB, a.s. během let 1991-2016.

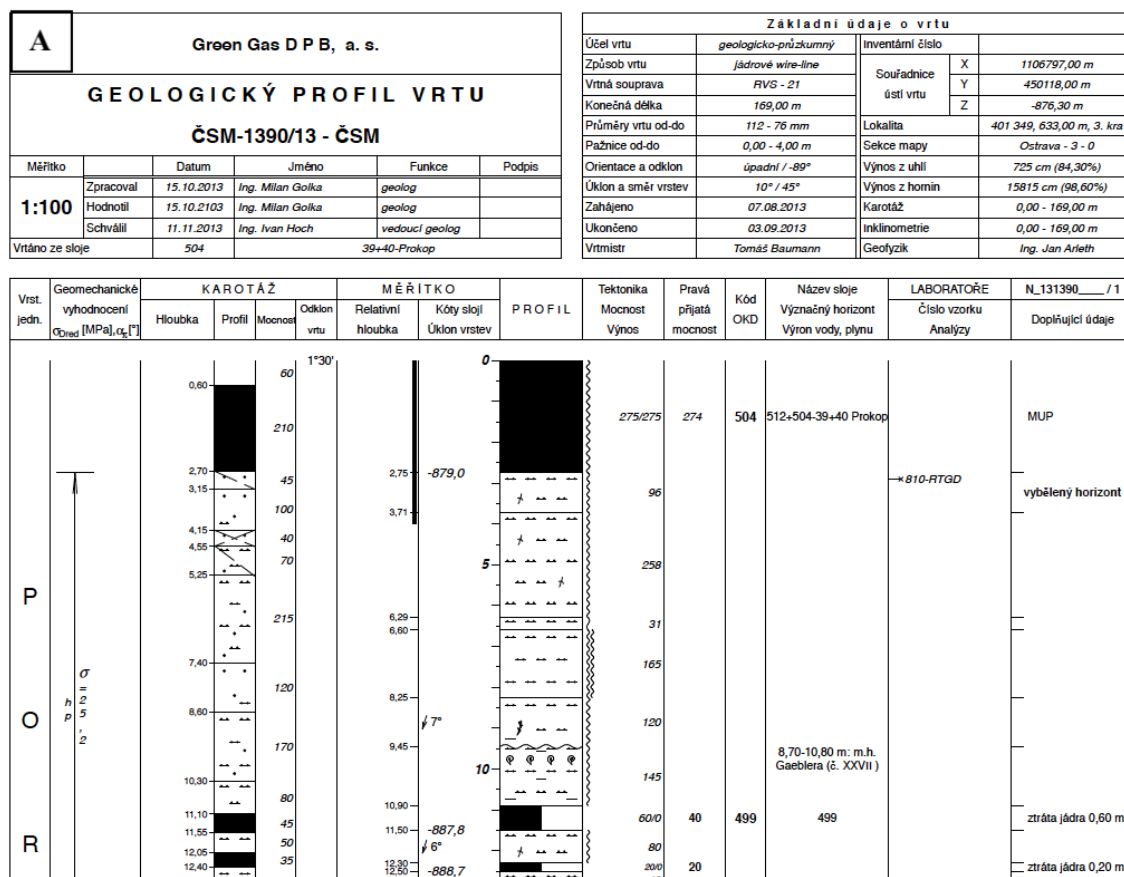
V následujících bodech jsou podrobněji popsány použité metody a postup zpracování vrtných dat.

### 8.1 Výběr vrtů a jejich překreslení

Pro analýzu byly přednostně vybírány vrtvy bez tektonického porušení zachyceného vrstevního sledu, ev. kde bylo možné případné tektonické porušení stratigraficky přesně lokalizovat. Celkově bylo použito 59 vrtů (Obr. 16). Některé vrtvy z různých příčin nezastihly celý profil zkoumaného intervalu. Vzdálenost mezi vybranými vrtvy se pohybuje od 0,038 do 0,717 km.

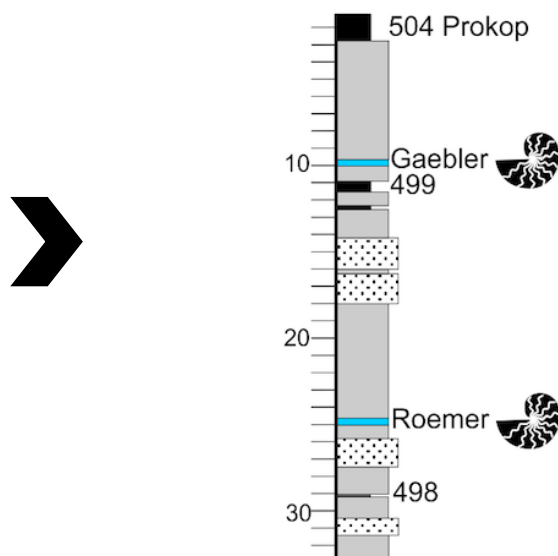


vymezené polohy byly zakresleny formou obdélníku. Typ horniny je určen šrafovou či barevnou výplní obdélníku, jeho šířka potom zobrazuje zrnitost horniny a výška danou mocnost vrstevní jednotky. Ke stratigraficky významným korelačním obzorům (vrstvičky tufů, tonsteinů, faunistická patra nebo některé významné uhelné sloje) byl přidán popisek.



B

1390-13

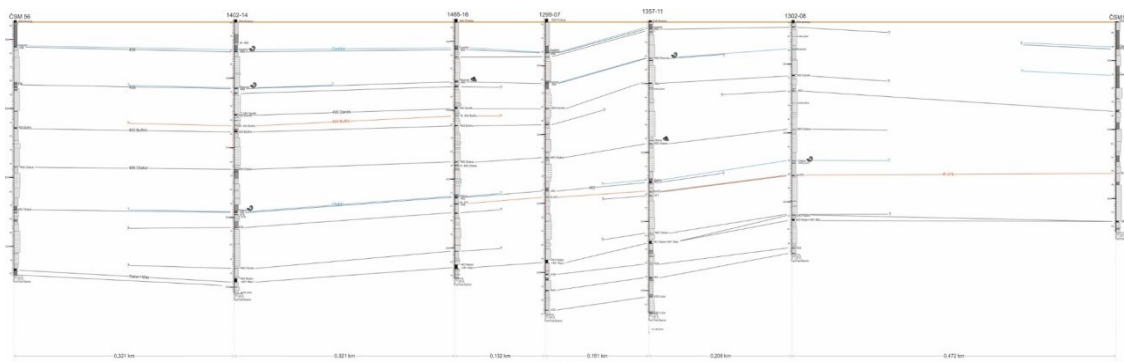


Obr. 17 A: Příklad zdrojové dokumentace v pdf formátu B: překreslená data v CoreIDRAW



## 8.2 Sestavení korelačních schémat

Dalším krokem, který následoval, bylo sestavení korelačních řezů (Obr. 18) z již překreslených vrtů. Řezy ve zkoumaném území byly voleny tak, aby pokryly rovnoměrně celou oblast mezi jejími krajními body (Obr. 16) a poskytly tak neoptimálnější vypovídající hodnotu. Celkem bylo sestaveno sedm řezů označených čísly (1 - 1', 2 - 2', 3 - 3', 4 - 4', 5 - 5', 6 - 6', 7 - 7'). Překreslené vrty byly seřazeny na linii a jako srovnávací rovina byla zvolena báze sloje Prokop, která tvoří jednoznačně identifikovatelnou úroveň ve stropu porubských vrstev rozšířenou po celé ploše studovaného území. Takto sestavené vrty byly připraveny pro stratigrafickou korelaci. Na základě korelace jsou propojeny stratigrafické jednotky stejných litologických znaků a relativního stáří. Důležitými korelačními horizonty byly uhelné sloje, tufy, tonsteiny, sladkovodní, brakické a mořské faunistické horizonty.



Obr. 18 Příklad korelačního řezu 3-3' (plně rozlišení Příloha 3)

## 8.3 Tabulka písčitosti a vykreslení izoliniových map

Dalším krokem grafického výstupu byly izoliniové mapy sestavené pro studované intervaly. Ve studovaném úseku byly vymezeny tři genetické cykly (i) Max, (ii) Otakar a (iii) Gaebler. Toto vymezení vycházelo z definice Gastalda et al. (2009), kdy hranice nového cyklu byla položena do transgresní báze mořského horizontu. V případě genetického cyklu Max byl z důvodu absence důležitého mořského horizontu, který Gastaldo et al. (2009) použil k definici spodní hranice cyklu, použit jiný „náhradní“ horizont v blízkosti horizontu chybějícího.

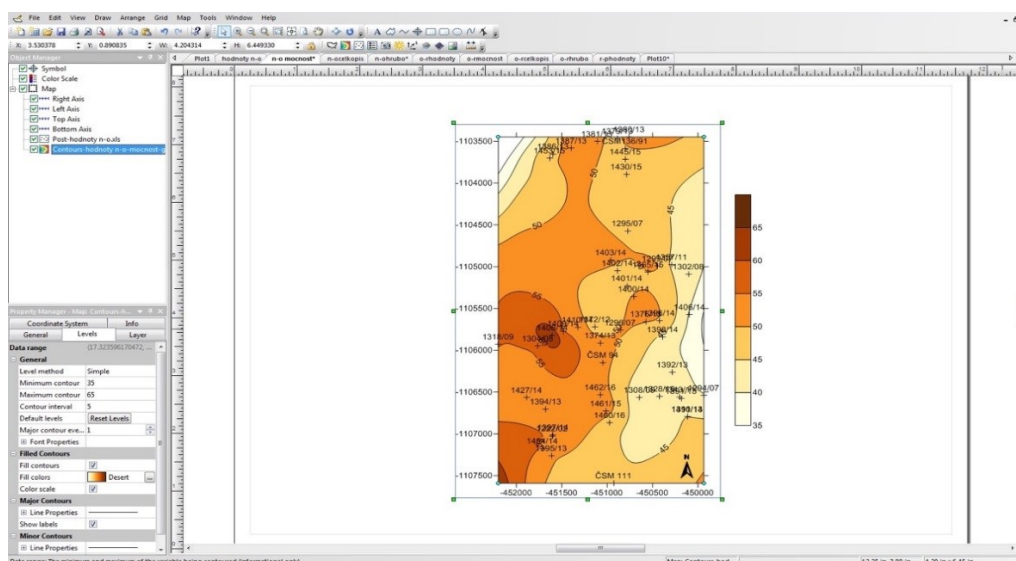
Izoliniové mapy byly vykresleny pomocí konstrukčního programu Surfer 11 (Obr. 19). Pro každý cyklus byly vytvořeny tři typy map, první zobrazující mocnost cyklu a další dvě

zobrazující písčitost, z nichž jedna určuje celkovou písčitost (podíl pískovců a slepenců v daném cyklu) a druhá zaznamenává pouze podíl středno-hrubozrnných pískovců. Pro získání vstupních dat k sestavení těchto izoliniových map mocnosti a písčitosti byla použita vrtná dokumentace geologického profilu vrtu.

Do vytvořené tabulky v Microsoft Excel (Příloha 9) byly z každého vrtu zaznamenávány mocnosti (v metrech) všech pískovců a slepenců v daném cyklu a také mocnost cyklu. Vrtu, které byly výrazně tektonicky porušeny, a nebylo z nich možné určit přesnou hranici cyklu, nebyly započítány. Takto získaná data byla pomocí vzorce ( $\% = \text{mocnost hrubozrnných sedimentů} / \text{mocnost genetického cyklu} * 100$ ) převedeny na %.

Vypočtené hodnoty byly zpracovávány v programu Surfer 11, který na základě nepravidelné datové sítě spočítá pomocí interpolace (aplikace algoritmu váženého průměru na daných datech) rovnoměrnou datovou síť s gridem a následně datovou síť proloží izoliniemi. Gridovací metoda, tedy volba interpolačního algoritmu, byla zvolena vyrovnávací metoda „Minimum curvature“, která zajišťuje hladší průběh výsledného gridu. Velikost hrany dílčích polí gridu (Spacing) byla nastavena na hodnotu 40 v obou směrech, tj. ve směru osy X i Y. Z vytvořeného gridu byl vykreslen odpovídající mapový výstup izoliniové mapy (Obr. 19). Extrapolované nereálné hodnoty písčitosti a mocnosti byly eliminovány buď „ořezáním“ těchto úseků pomocí funkce Blank a/nebo nastavením limitních hodnot.

- pro mapy mocností: minimum contour 0 a maximum contour (dané podle nejvyšší hodnoty mocnosti)
- pro mapy písčitostí: minimum contour 0; maximum contour 100



Obr. 19 Příklad pracovního rozhraní programu Surfer 11

## 9 Výsledky

Na základě sestavených korelačních schémat a jejich detailní analýzy byly ve svrchní části porubských vrstev v intervalu od stropu spojeného slojového komplexu Natan-Max po bázi sloje Prokop definovány tři genetické cykly, jejichž vymezení vychází z definice Gastalda et al. (2009). Název cyklu odpovídá mořskému patru, resp. ekonomicky nejvýznamnější uhelné sloji, která se v daném cyklu nachází. Od podloží do nadloží jsou to cykly (i) Max, (ii) Otakar a (iii) Gaebler. Genetické cykly mají velmi podobnou litologickou stavbu. Báze se nachází v transgresní ploše mořského patra, která litologicky obvykle odpovídá náhlému zjemnění do jílovce nebo prachovce s mořskou faunou v nadloží uhelné sloje. Pokud nebyla mořská fauna v některém z použitých vrtů identifikována (vzhledem k malému průměru jádra), byla hranice cyklu položena do nejjemnějšího horizontu v nadloží sloje, v souladu s podobnou pozicí ve vrtech v okolí, kde se fauna našla. Každý cyklus obsahuje 1-3 plošně rozšířené uhelné sloje. Mocnost a písčítost definovaných cyklů je zobrazena v tabulce (Tab. 3). V každém genetickém cyklu lze zpravidla vyčlenit 1-3 korelační horizonty (Tab. 2). Jedná se o faunistická patra, tonsteiny, tufity a také uhelné sloje a slojky, které lze mezi sousedními vrty často korelovat.

Ve studovaném úseku porubských vrstev se nacházejí skupiny faunistických horizontů Otakara XXVI a Gaeblera XXVII obsahující lingulovou, mořskou i sladkovodní faunu. Ze skupiny faunistických horizontů XXVI je zde zastoupen plošně stálý mořský horizont Otakar, který zároveň slouží jako hranice mezi genetickými cykly Maxe a Otakara (Obr. 20). V jeho nadloží se místy vyskytuje také jeden sladkovodní horizont Otakar, který však byl zaznamenán pouze v několika vrtech (např. 1394/13, 1395/13, 1404/14). Ze skupiny faunistických horizontů XXVII byly ve studovaném území zjištěny dva plošně stálé mořské horizonty Gaebler a Roemer. Mořský horizont Roemer současně tvoří hranici mezi genetickými cykly Otakara a Gaeblera (Obr. 28).

Společně s faunistickými horizonty patří k významným korelačním horizontům také polohy vulkanoklastik. V uhelných slojích se vyskytují tzv. uhelné tonsteiny, zatímco tufity jsou polohy vulkanoklastik mimo uhelnou sloj. Tonsteiny vznikly nejčastěji přímým napaďáním vulkanického popela do rašeliniště, kde v kyselém prostředí nastala jeho kaolinizace (Dopita a Králík 1977). Poloha tufitu je zastoupena v každém definovaném cyklu a poloha uhelného tonsteinu je zastoupena v cyklech Maxe a Otakara. Nachází se vždy ve svrchní části cyklu. V cyklu Maxe se nachází tufit (tř. 475) a uhelný tonstein sloje 479 (T479) (Obr.

20). Cyklus Otakar obsahuje tufit (tft. 493) Bulfric a uhelný tonstein (T495) Daněk (Obr. 24). V posledním definovaném cyklu Gaeblera se místy objevuje tufit (tft. 499) (Obr. 28).

Mezi dobře identifikovatelné korelační horizonty patří také uhelné sloje a slojky, které se vyskytují po celém studovaném území. K nejstálejším uhelným slojím patří Natan-Max, který zároveň slouží jako spodní hranice genetického cyklu Maxe. Součástí genetického cyklu Maxe je také další plošně stálá uhelná sloj 479 nacházející se ve svrchní části cyklu (Obr. 20). Genetický cyklus Otakar obsahuje plošně stálější sloje, směrem do nadloží, Otakar (485), Bulfric (493), Daněk (495) a v těsném podloží mořského horizontu Roemera uhelná sloj 498 (Obr. 24). Genetický cyklus Gaebler obsahuje plošně rozšířenou uhelnou sloj 499, která se nachází v podloží mořského horizontu Gaeblera (Obr. 28). Další uhelné sloje a slojky, které nemají takové plošné rozšíření ve studovaném území jsou shrnuty v tabulce (Tab. 2).

**Tab. 2** Korelační horizonty ve studovaném úseku porubských vrstev

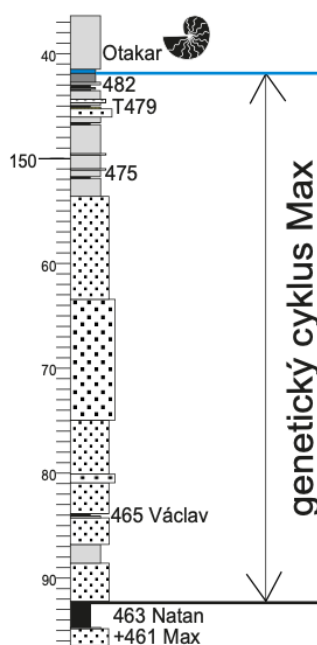
genetické cykly	faunistické horizonty	vulkanoklastické polohy	uhelné sloje
Max	Otakar	tufit (tft.475) tonstein (T479)	Natan+Max Václav (465) 471 475 479 482
Otakar	Roemer	tonstein (T495 Daněk) tufit (tft. 493)	495 Daněk 493 Bulfric 485 Otakar
Gaebler	Gaebler	tufit (tft. 499)	499

**Tab. 3** Hodnoty mocnosti a písčitosti jednotlivých genetických cyklů

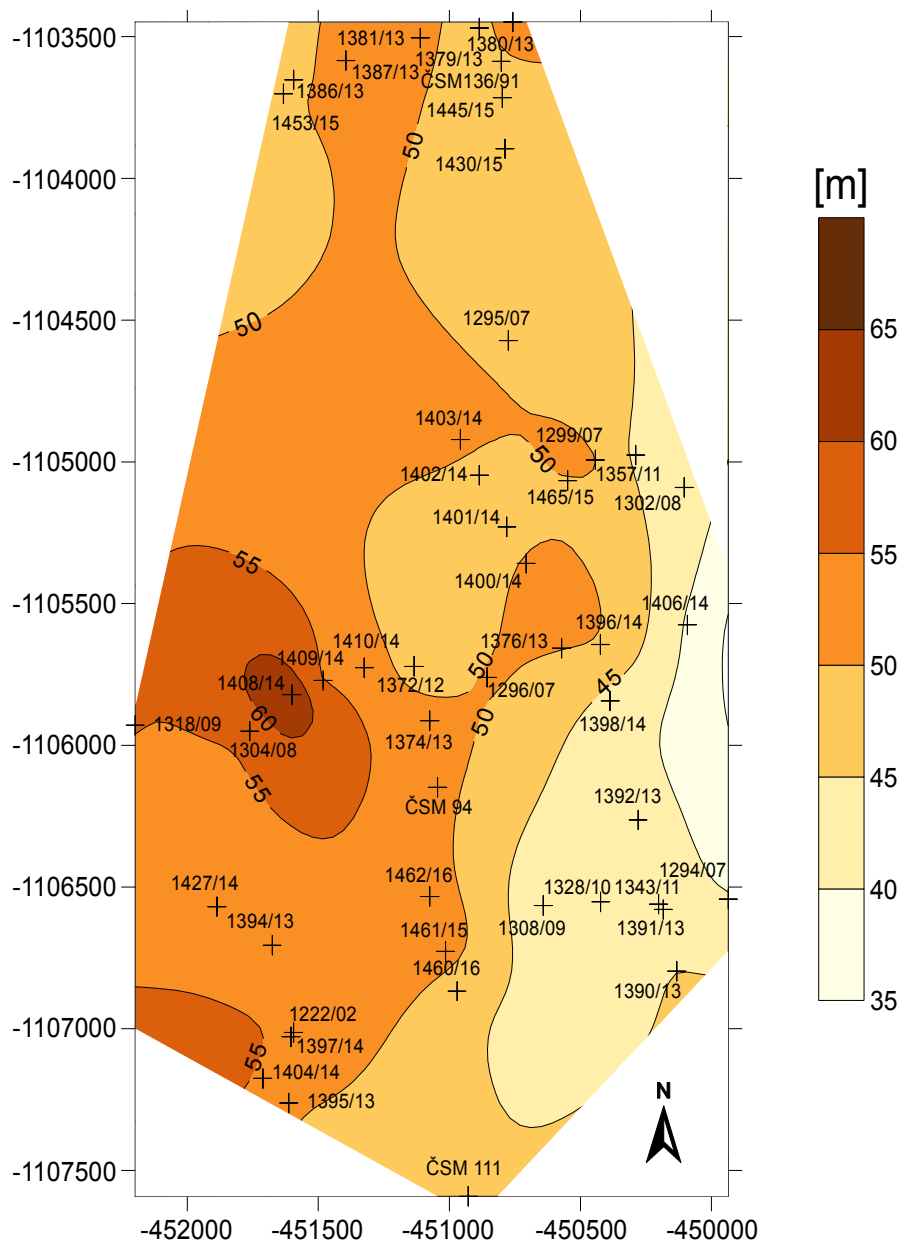
genetické cykly	mocnost [m]	průměrná mocnost [m]	písčitost [%]	písčitost stř.-hr. zrnitých pískovců [%]
Max	38,9-63,45	49,1	46,7-86,1	5,1-72,4
Otakar	71,9-109,9	87,1	28,7-95,6	12,1-70,2
Gaebler	19,9-54	37,2	0-99,6	0-72,1

## 9.1 Genetický cyklus Max

Genetický cyklus Max odpovídá úseku mezi korelačními horizonty uhelné sloje Natan (461) a mořským horizontem Otakara (Obr. 20). Bázi tohoto cyklu definují Gastaldo et al. (2009) v transgresní ploše faunistického horizontu v nadloží sloje Václav (465). V této práci je však z praktického hlediska položena do stropu sloje Natan (461) (resp. spojených slojí Natan (461)+Max (463)), protože sloj Václav (465) a faunistický horizont v řadě vrtů chybí. Naproti tomu strop sloje Natan (461)+Max (463) je v celé studované ploše jasně identifikovatelná hranice a leží jen pár metrů v podloží sloje Václav. Ve vrtech 1302/08, 1318/09, 1319/09, 1386/13, 1387/13 je uhelná sloj Natan (461)+Max (463) rozdělena na samostatné sloje Natan (461) a Max (463). Horní hranice cyklu je vymezena bází v transgresní ploše mořského horizontu Otakara. V místech, kde nebyl mořský horizont zaznamenán byla hranice cyklu položena do nejmenějšího horizontu v nadloží uhelné sloje 479, podle pozice v okolních vrtech, kde se fauna našla. V celém cyklu převažují jemnozrnné až střednozrnné pískovce, které se v profilu střídají s prachovci. Ve spodní části cyklu se nachází plošně nestálá uhelná sloj Václav (465). Ve svrchní části cyklu leží uhelná sloj 479, která obsahuje významný vulkanoklastický horizont – uhelný tonstein (T479), který má ze všech vulkanoklastických horizontů největší plošnou stálost. Přibližně 4 – 6 m v podloží sloje se nachází další vulkanoklastický horizont, kterým je vrstva tufitu (tft. 475). Tufit (tft. 475) nemá plošné rozšíření. Ve vrtech v blízkosti horní hranice cyklu se nachází ještě další tenké slojky označované celorevírními čísly 482, 471 a 475.

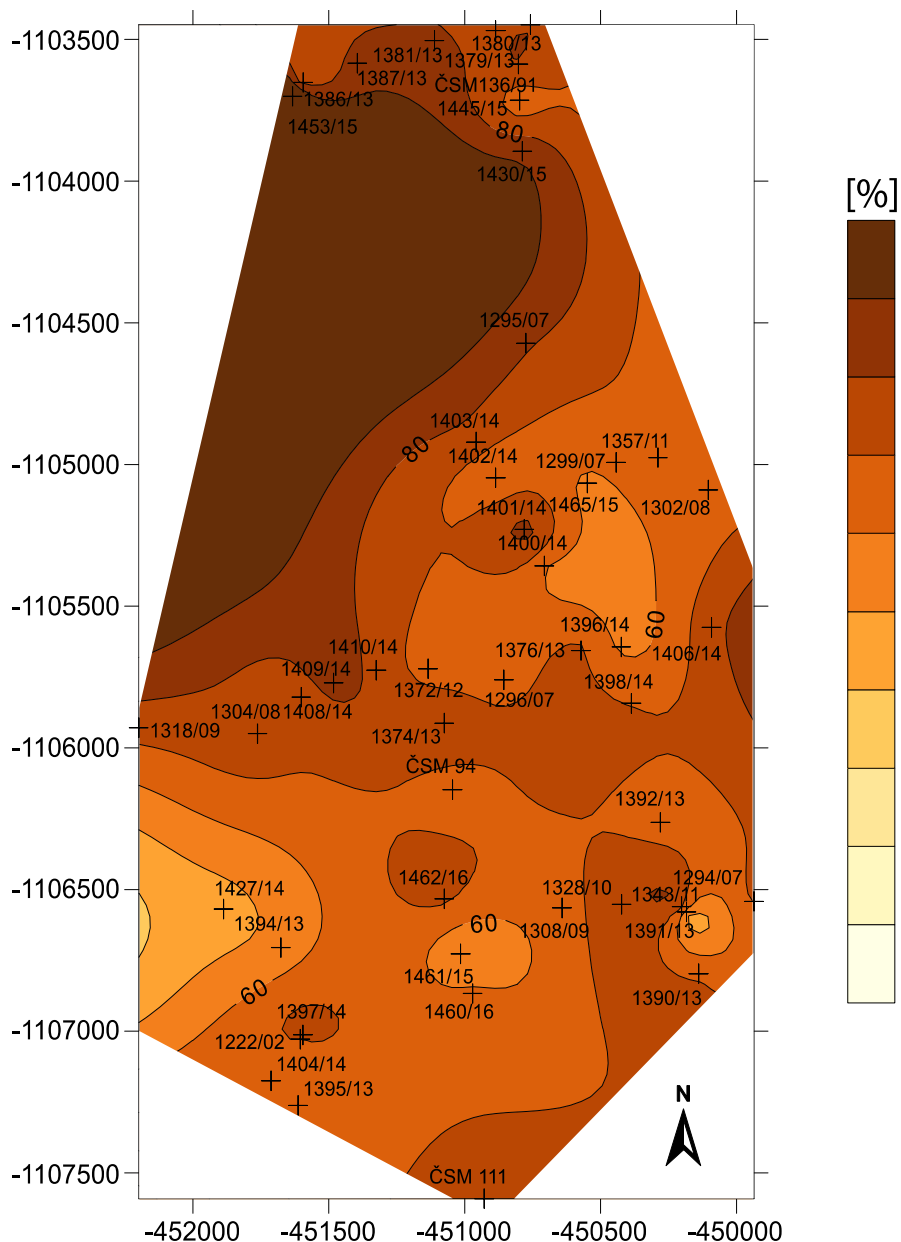


**Obr. 20** Příklad litologického vývoje genetického cyklu Max ve vrtu 1411/14



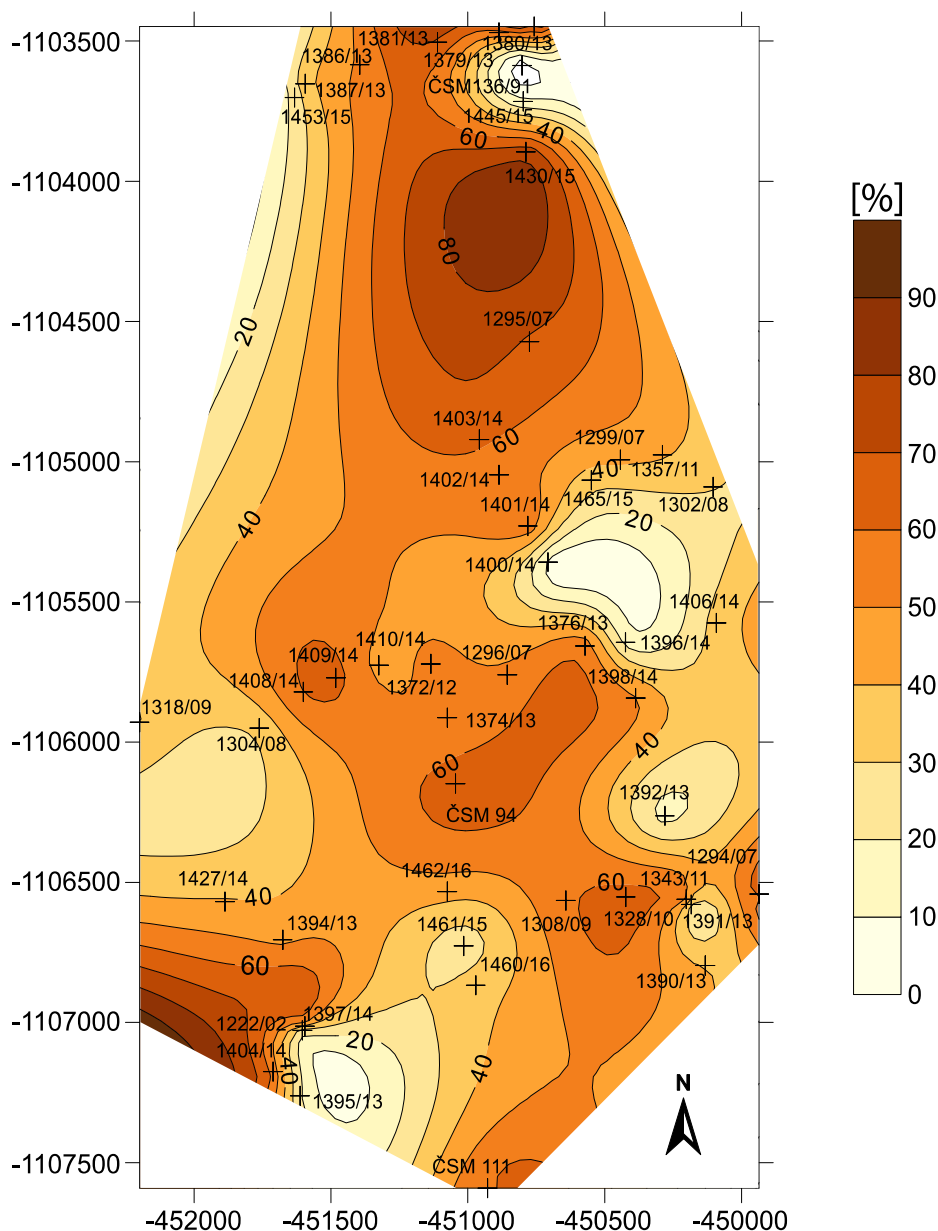
**Obr. 21** Mapa izolinií mocnosti genetického cyklu Max

Mocnost cyklu Max (Obr. 21) kolísá ve studovaném území od 38,9 do 63,45 m a jeho průměrná mocnost činí 49,1 m. Podle izoliniové mapy se mocnost cyklu pozvolna zvyšuje směrem k západu a nejvyšší hodnotu dosahuje ve vrtu 1408/14. Naopak směrem k východu se mocnost snižuje na hodnoty ~40 m v okolí vrtu 1406/14. Zvýšené mocnosti se objevují ve zhruba kilometr širokém pruhu vedoucím směrem od severu na jihozápad.



**Obr. 22** Mapa izolinií celkové písčitosti genetického cyklu Max

Celková písčitost (Obr. 22) genetického cyklu se pohybuje v rozmezí krajních hodnot od 46,7 do 86,1 %, z toho 5,1-72,4 % zastupují střednozrné až hrubozrné pískovce (Obr. 23). Vyšší písčitost se objevuje v severní části studovaného území. Nejnižší písčitost je dosažena v jihovýchodní a jihozápadní části kolem vrtů 1391/13 a 1427/14. Zvýšená písčitost střednozrných až hrubozrných pískovců vytváří pruh ve střední části území sahající od severu na jih. Nejvyšší písčitost středně až hrubozrných pískovců, okolo 70 %, je dosažena v severní části území ve vrtu 1430/15. Nejnižší hodnoty písčitosti střednozrných až hrubozrných pískovců se nacházejí okolo vrtů ČSM 136/91 a 1400/14.



**Obr. 23** Mapa izolinií písčitosti střednozrnných až hrubozrnných pískovců genetického cyklu Max

### INTERPRETACE:

Pruh zvýšené mocnosti vedoucí ze severní části území na jihozápad (Obr. 21) odpovídá patrně místu zvýšené subsidence oproti pánevnímu „průměru“, což by mohlo být způsobeno synsedimentárním zlomem ssv.-jjz. směru v souladu s osou pánve. Přítomnost synsedimentárních zlomů není v synorogenní předpolní pánvi jako je hornoslezská pánev ojedinělým jevem. Výskyt synsedimentárních zlomů tohoto směru popsali v této pánvi např. Van den Belt et al. (2015). Uvedení autoři zmiňují, že území se zvýšenou subsidencí podél těchto zlomů byla místem, kudy protékaly říční toky. Většina těchto zlomů byla subparalelní se ssv.-jjz. protaženou osou pánve. To je i případ zde popisovaného genetického cyklu Max.



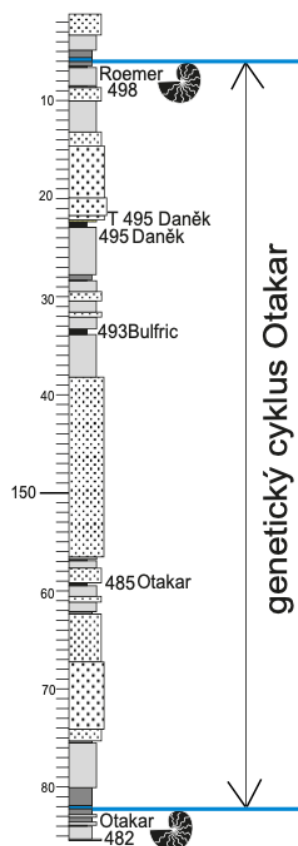
Zvýšený podíl střednozrnných až hrubozrnných pískovců ve spodní části cyklu protažený ve směru odpovídajícím pravděpodobné pozici synsedimentárního zlomu by mohlo odpovídat následnému vytvoření říčního koryta, které uložilo tyto sedimenty. Středno- až hrubozrnné pískovce se ukládaly v dynamičtějším prostředí než pískovce jemnozrnné. Tím může být např. říční tok a nebo plážové písky transportované příbojem. Těleso se zvýšeným obsahem těchto pískovců se esovitě vine studovaným územím, což ukazuje spíše na přítomnost meandrujícího říčního koryta (Obr. 23). Také Jansa (1967) zde popsal lineární pískovcová tělesa, která interpretoval jako tělesa fluviálního původu.

Ze sestavených korelačních schémat je patrné (Přílohy 1 – 7), že pískovcová tělesa se koncentrují do spodní části cyklu, zatím co vyšší část je jen slabě písčité. Vzhledem k tomu, že prostředí sedimentace ostravského souvrství s výjimkou mořských záplav je většinou interpretováno jako prostředí deltové plošiny (Pešek et al. 1998; Jirásek et al. 2018), představuje tato písčité část cyklu svrchní část deltové plošiny s převahou fluviálních procesů. Hrubozrnné a střednozrnné pískovce představují převážně výplň ramen deltové plošiny. Jemnozrnnější litologie (polohy prachovců s kořínky či jemnozrnné pískovce) představují nejspíše sedimenty deltové plošiny mezi jednotlivými rameny, kde probíhala sedimentace během povodňových událostí. V klidnějších úsecích nivy vznikala i občasná rašeliniště. K rozsáhlejší a dlouhodobější akumulaci rašeliny však dochází až v úrovni sloje Otakar (485). Je pravděpodobné, že i během této fáze vývoje cyklu protékala pánví sítí říčních toků, avšak žádný z nich neprotékal rašeliništěm ve studovaném území. Konec cyklu je záznamem transgrese, při které docházelo k postupnému zaplavování rašeliniště a následné změně v mořské prostředí odpovídající mělkému neritiku (Řehoř a Řehořová, 1972). Během počátku transgresivní fáze byl aktivní mimopánevní explozivní vulkanismus, to dokládají vulkanoklastické horizonty, tufit (tft. 475) a tonstein (T479), nacházející se v blízkosti mořského horizontu Otakar.

## 9.2 Genetický cyklus Otakar

V nadloží genetického cyklu Max byl definován genetický cyklus Otakar, který zároveň patří k nejmocnějšímu ze všech tří studovaných cyklů. Jeho spodní hranice je vymezena bází v transgresní ploše mořského horizontu Otakara. Svrchní hranice leží na bázi transgresní plochy mořského horizontu Roemera. U některých vrtů nebyla mořská fauna identifikována,

v takovém případě byla hranice cyklu položena do nejjemnější polohy v nadložní sloje 498, v souladu s obdobnou pozicí ve vrtech v okolí, kde byla fauna zaznamenána. Genetický cyklus Otakar tedy odpovídá úseku mezi mořskými horizonty Otakara a Roemera (Obr. 24).

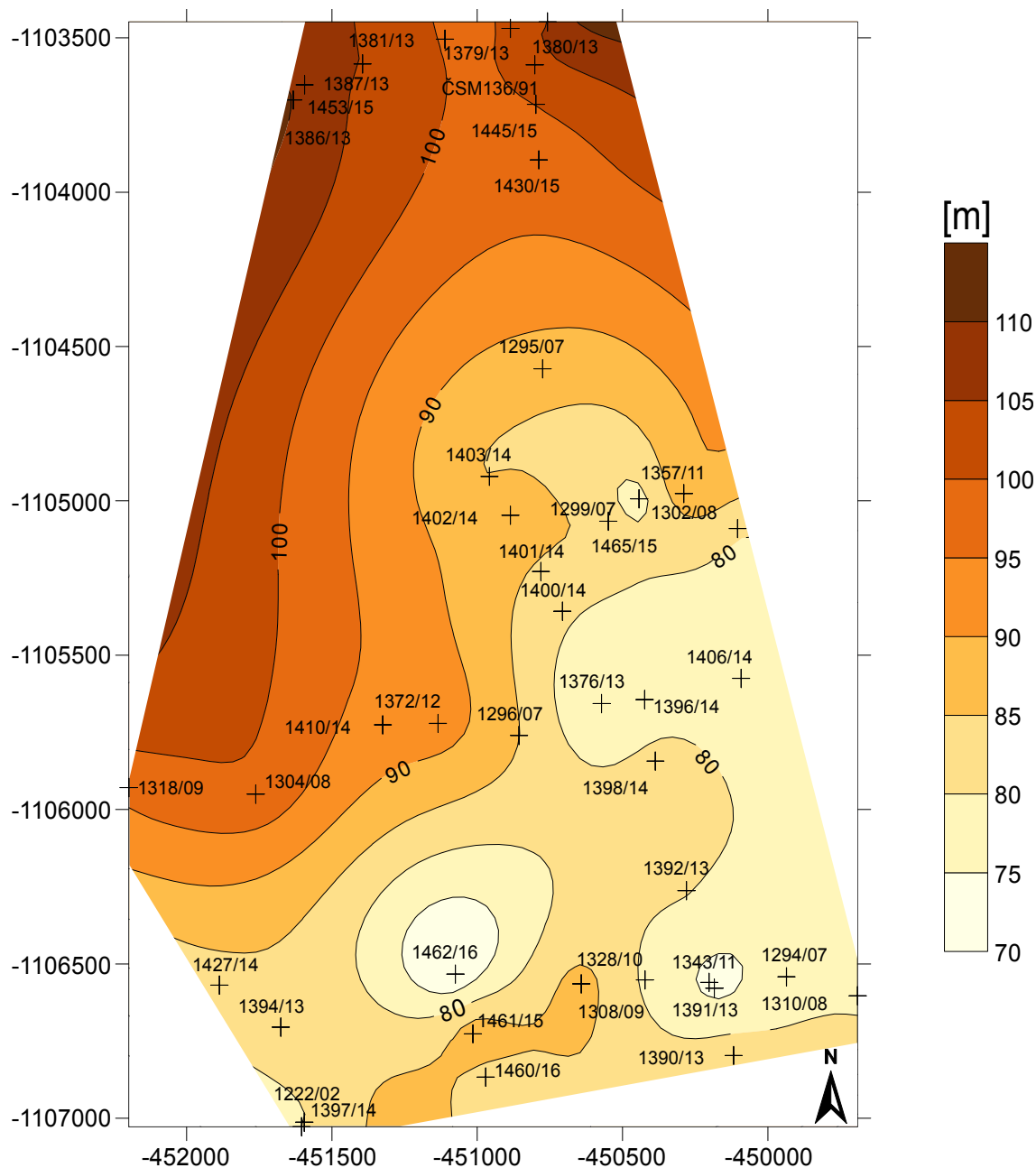


**Obr. 24** Příklad litologického vývoje genetického cyklu Otakar ve vrtu 1406/14

Mořské patro Otakar směrem do nadloží přechází do jílovce a prachovce a dále v cyklu převažují pískovcová tělesa, která ve svrchní části cyklu opět přechází do prachovců a jílovců. Ve vrtu 1379/13 cca 50 metrů pod mořským patrem Roemera byla zaznamenána poloha drobnozrnného až střednozrnného slepence. V genetickém cyklu se objevují tři poměrně stálé uhelné sloje. Ve spodní části cyklu se nachází uhelná sloj Otakar (485), ve svrchní části se objevují uhelné sloje Daněk (495) a sloj 498. Součástí uhelné sloje Daněk (495) je vulkanoklastický horizont – uhelný tonstein (T495). Přibližně 70 m pod uhelnou slojí Prokop leží plošně méně stálá uhelná sloj Bulfric (493), u které je ve vrtech 1402/14, 1465/16, 1461/15, 1410/14 zaznamenán tufit (tft. 493).

Genetický cyklus Otakar obsahuje skupinu faunistických horizontů Otakara XXVI s lingulovou, mořskou i sladkovodní faunou, která díky svému plošnému rozšíření patří k významným korelačním horizontům v rámci celé české části hornoslezské pánve (Řehoř a Řehořová 1972a). Ve vrtech 1206/01, 1318/09, 1319/09, ČSM 19, 1405/14, ČSM 68, ČSM

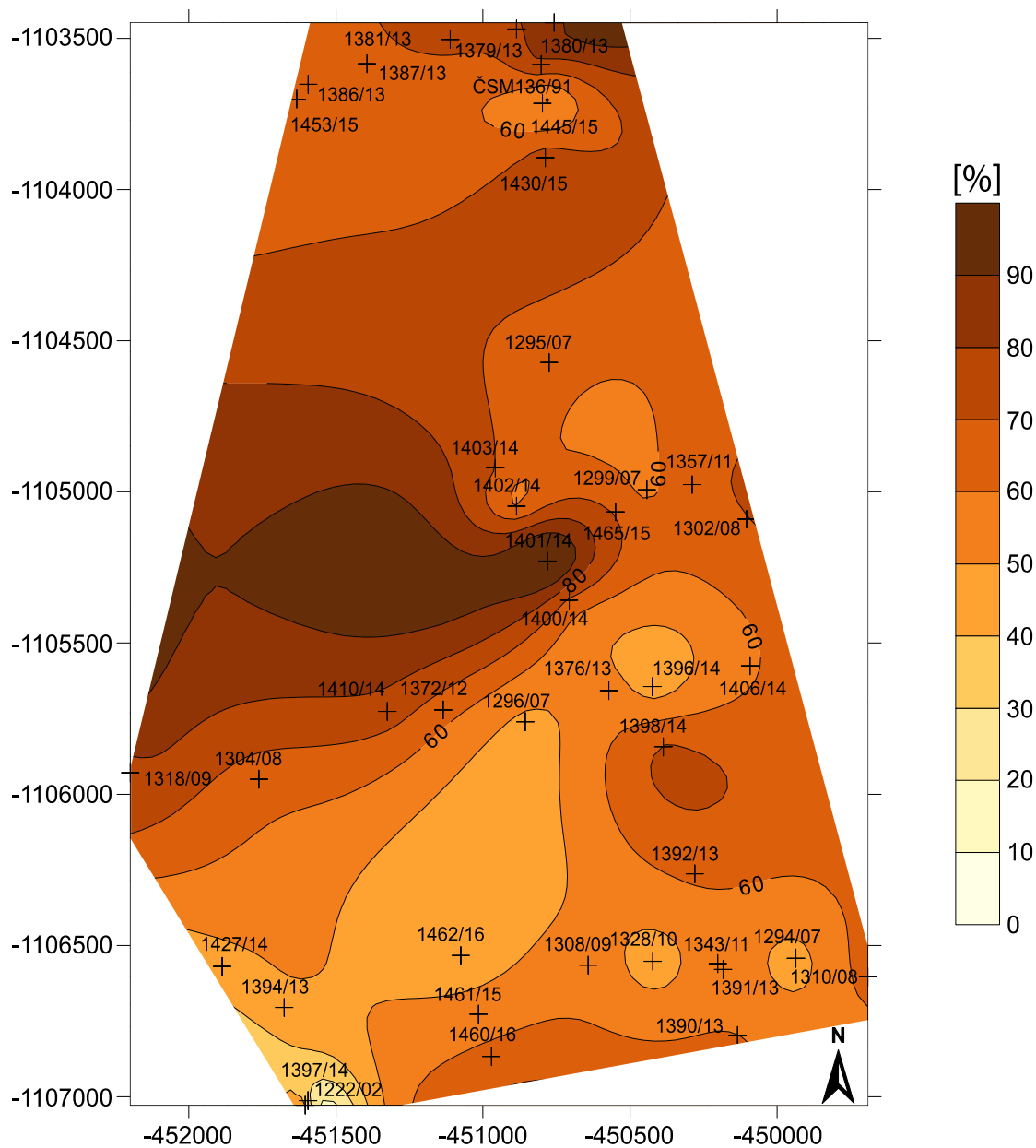
146, 1299/07, ČSM 56, 1304/08 mořský horizont Otakar chybí. Ve vrtech 1372/12, 1304/08, 1410/14, 1394/13, 1395/13, 1404/14, 1381/13, 1294/07, 1390/13, 1453/15, 1318/09, ČSM 19 se nad mořským patrem Otakar, resp. uhelnou slojí (485) vyskytuje jeden a místy i dva sladkovodní horizonty Otakar ve vzdálenosti cca 1 – 4 metru od sebe a 23 – 39 metrů nad uhelnou slojí. Ve vrtech 1310/08, 1294/07, 1328/10 1396/14 byla místo horizontu s mořskou faunou nalezena jen lingulová fauna.



**Obr. 25** Izoliniová mapa izolinií mocnosti genetického cyklu Otakar

Genetický cyklus Otakar dosahuje mocnosti v rozmezí 71,9-109,9 m s průměrnou mocností 87,1 m (Obr. 25) a patří tak k nejmocnějšímu cyklu. Jeho mocnost postupně narůstá

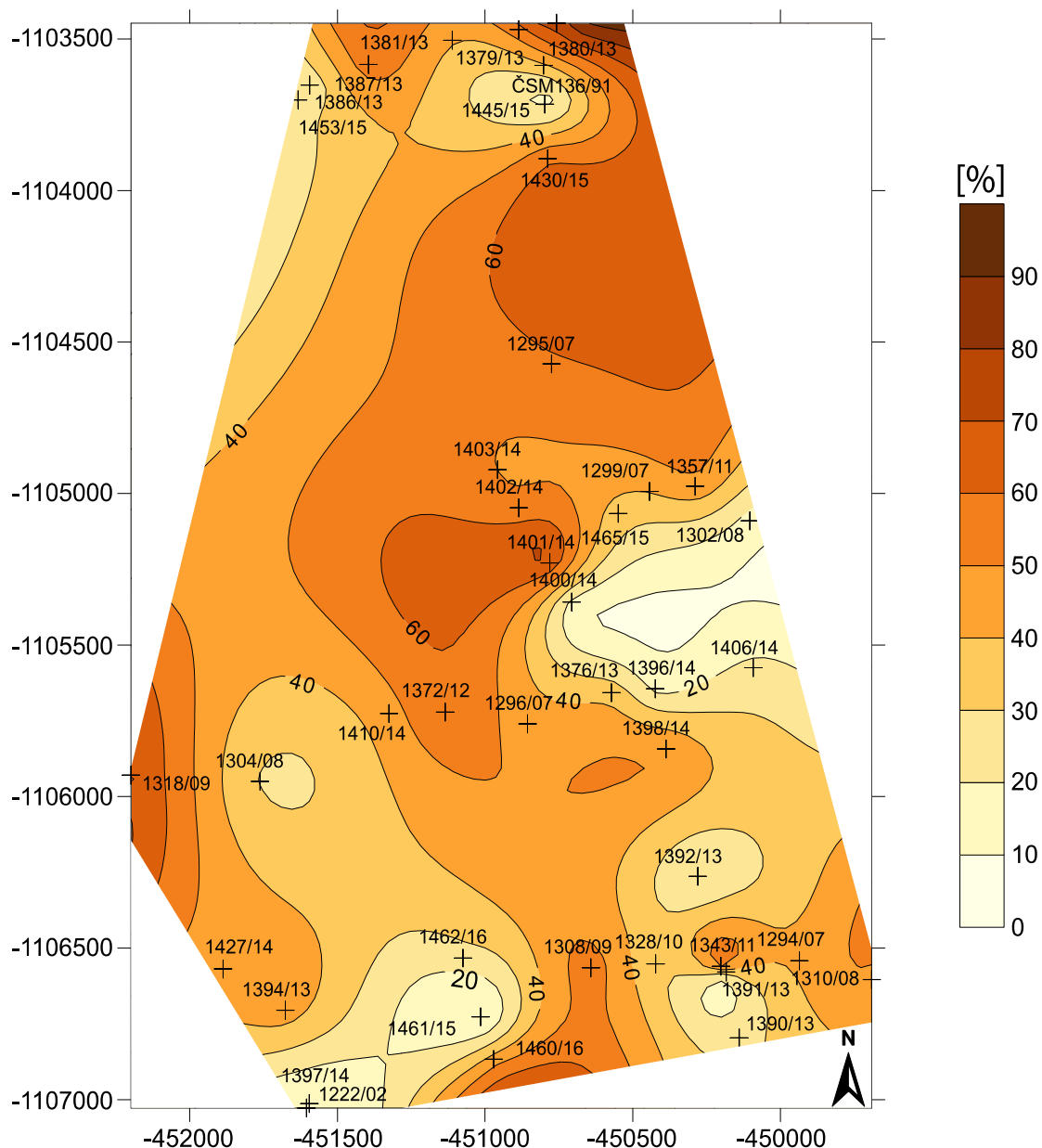
směrem k severu a nejvyšší hodnoty, kolem 110 m, dosahuje v oblasti vrtů 1386/13 a 1453/15. Zvýšená mocnost se nachází také úplně na jihu území kolem vrtu 1461/15. Území se sníženou mocností vytváří pruh směřující od východu na jihozápad. Nejnižší hodnoty, kolem 70 m, se vyskytují v jižní části území v okolí vrtů 1462/16, 1343/11 a 1391/13.



**Obr. 26** Mapa izolinií celkové písčitosti genetického cyklu Otakar

Celková písčitost cyklu se pohybuje od 28,7 % do 90,6 % (Obr. 26). Nejvyšší písčitosti dosahuje ve středu území kolem vrtu 1401/14 a také na severu území v okolí vrtu 1380/13. Nejnižší mocnost kolem 30 % je dosažena ve vrtu 1397/14 v jihozápadní části území. Střednozrnné až hrubozrnné písky tvoří 12,1-70,2 % (Obr. 27). Zvýšených hodnot dosahují

v esovitě probíhajícím pásu vedoucím přibližně středem území od jihu k severu. Naopak snížených hodnot je dosaženo v jižní a jihovýchodní části území.



**Obr. 27** Mapa izolinií písčitosti střednozrnných až hrubozrnných pískovců genetického cyklu Otakar

#### INTERPRETACE:

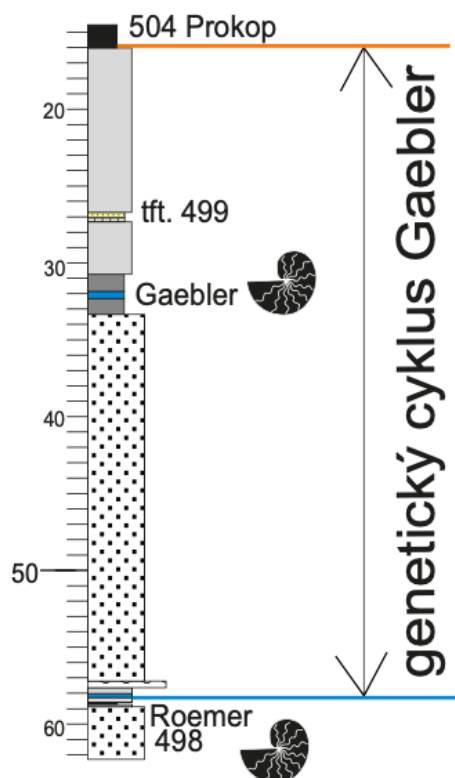
Počátek sedimentace genetického cyklu Otakara odpovídá mořské záplavě následované regresní fází projevující se přechodem z jílovců a prachovců do pískovců. Maxima mocností (Obr. 25) cyklu v sz. polovině území je v souladu s obecně narůstající subsidencí směrem k západnímu okraji pánve, kde je mocnost ostravského souvrství největší. Příčinou tohoto nárůstu může být opět symsedimentární zlom paralelní s osou pánve. Přechod z jílovců a

prachovců do jemnozrnných až hrubozrnných pískovců dokládá změnu prostředí z mělkého neritika, ev. spodní deltové plošiny do svrchní deltové plošiny s převahou fluviálních procesů. Území se zvýšenou hodnotou písčitosti počítanou ze středno- a hrubozrnných pískovců ve spodní části cyklu má velmi podobný průběh jako v předcházejícím genetickém cyklu Maxe. Zvýšený podíl střednozrnných až hrubozrnných pískovců by mohl opět odpovídat ukládání v dynamičtějším prostředí a značit tak přítomnost meandrujícího říčního koryta (Obr. 27). Průběh plochy se zvýšenou písčitostí se podobá předchozímu cyklu a naznačuje, že zlom aktivní v předchozím cyklu byl patrně činný i v době sedimentace tohoto cyklu. Mapa celkové písčitosti (Obr. 26) ukazuje rovnoměrnější rozprostření písčitosti ve studované oblasti, což by mohlo odpovídat oblasti s vyšším podílem nivních sedimentů s výskytem četných písčitých těles průvalových vějířů.

Z korelačních schémat (Přílohy 1 – 7) je patrné zastoupení jemnozrnějších sedimentů ve svrchní části cyklu, což může dokládat ukládání sedimentů na říční nivě, která se vyvíjela na deltové plošině mezi jednotlivými říčními rameny. Klidnější úseky nivy byly zarůstány vegetací a opět vznikala dočasná rašeliniště, což dokládají uhelné sloje Bulfric (493), Daněk (495) a uhelná sloj 498. Podle výskytu jílovců a přítomnosti mořské fauny ve svrchní části cyklu došlo k opětovnému zdvihu mořské hladiny a zaplavení území. Také jako v předešlém cyklu i zde byl aktivní mimopánevňí explozivní vulkanismus, což dokládají vulkanoklastické horizonty tufitu (tft. 493) a tonsteinu (T495) koncentrované ve svrchní části cyklu. Koncentrace ve svrchní části cyklu může být způsobena celkově nižší dynamikou prostředí a vyšším potenciálem pro zachování tenké vrstvičky vulkanoklastického materiálu.

### 9.3 Genetický cyklus Gaebler

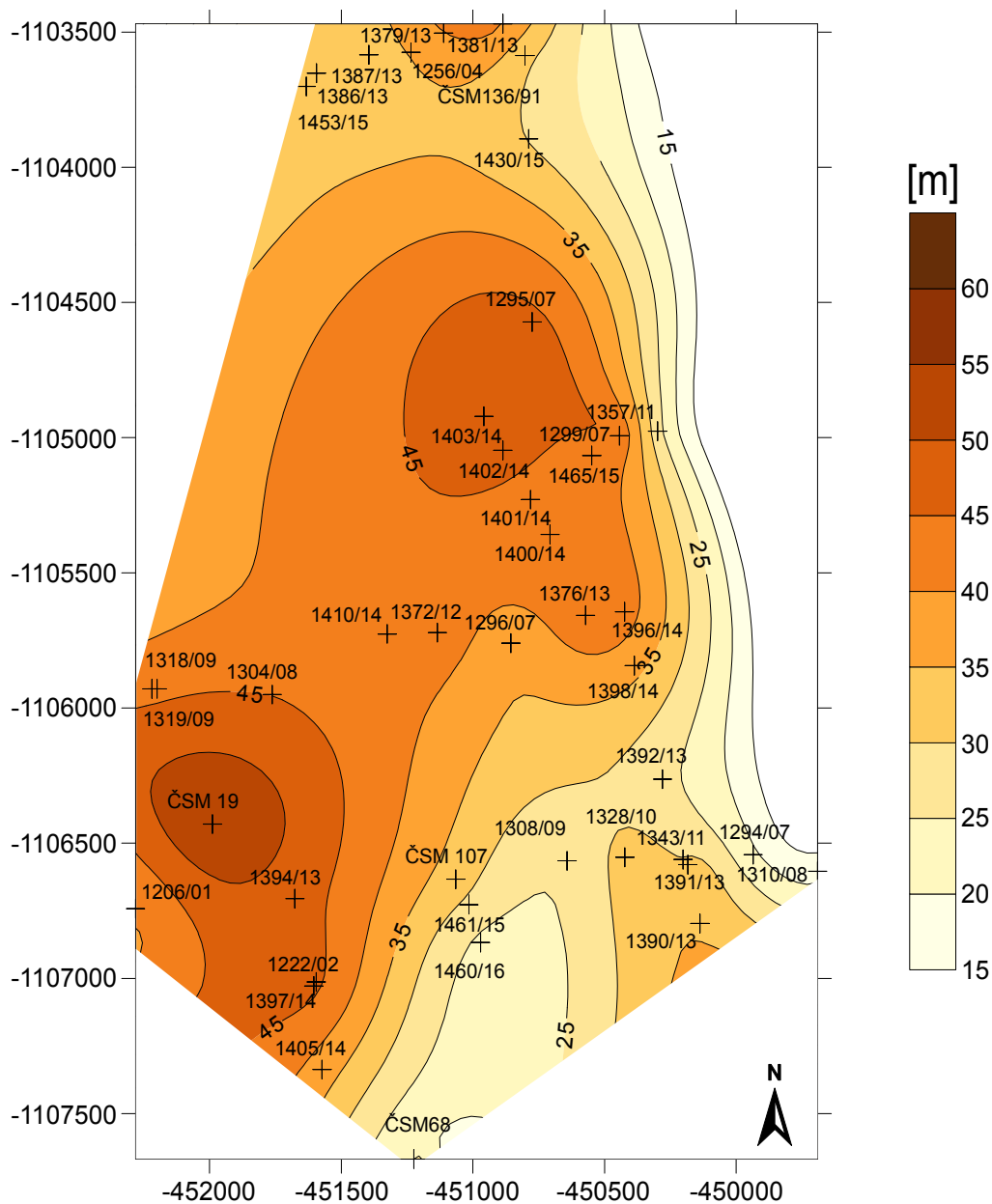
Nejvyšší genetický cyklus porubských vrstev Gaebler je na spodní hranici vymezen bází v transgresní ploše mořského horizontu Roemera a jeho svrchní hranici tvoří báze mohutné uhelné sloje Prokop, která je současně bází karvinského souvrství. Genetický cyklus Gaebler tedy odpovídá úseku mezi mořským horizontem Roemer a uhelnou slojí Prokop (Obr. 28).



**Obr. 28** Příklad litologického vývoje genetického cyklu Gaebler ve vrtu 1410/14

Genetický cyklus Gaebler obsahuje skupinu faunistických horizontů Gaeblera XXVII s lingulovou, mořskou i sladkovodní faunu, která díky svému plošnému rozšíření patří k významným korelačním horizontům ostravského souvrství (Řehoř a Řehořová, 1972). Jedná se současně o poslední (nejvyšší) skupinu mořských horizontů ostravského souvrství. Ve vrtech 1462/16, ČSM 94, 1380/13, 1302/08, 1445/15 nebyla fauna mořského horizontu Gaeblera nalezena. Mořský horizont Roemer chybí ve vrtech 1395/13, 1404/14, 1408/14, 1409/14, 1374/13, ČSM 94, ČSM 111, ČSM 56. Ve spodní části cyklu převládají jemnozrné až střednozrné pískovce. Směrem do nadloží od mořského horizontu Gaeblera se už vyskytují pouze prachovce a jílovce. Vrt (1379/13, 1410/14) zhruba 30-40 metrů pod bází sloje Prokop obsahují tenké polohy drobnozrného až střednozrného slepence. Pod mořským horizontem Gaebler se zde objevuje poměrně stálá sloj 499. Ve vrtech (1453/15,

1402/14, 1403/14, 1410/14) byl zhruba 5 m nad mořským horizontem Gaeblera zaznamenán tufit (499). V případě vrtu 1376/13 byl tufit (tft. 499) zaznamenán přibližně 3 m pod mořským horizontem Gaebler. Ve vrtech 1376/13, 1372/12 byla nalezena 8-9 m nad mořským horizontem Gaebler lingulová fauna.

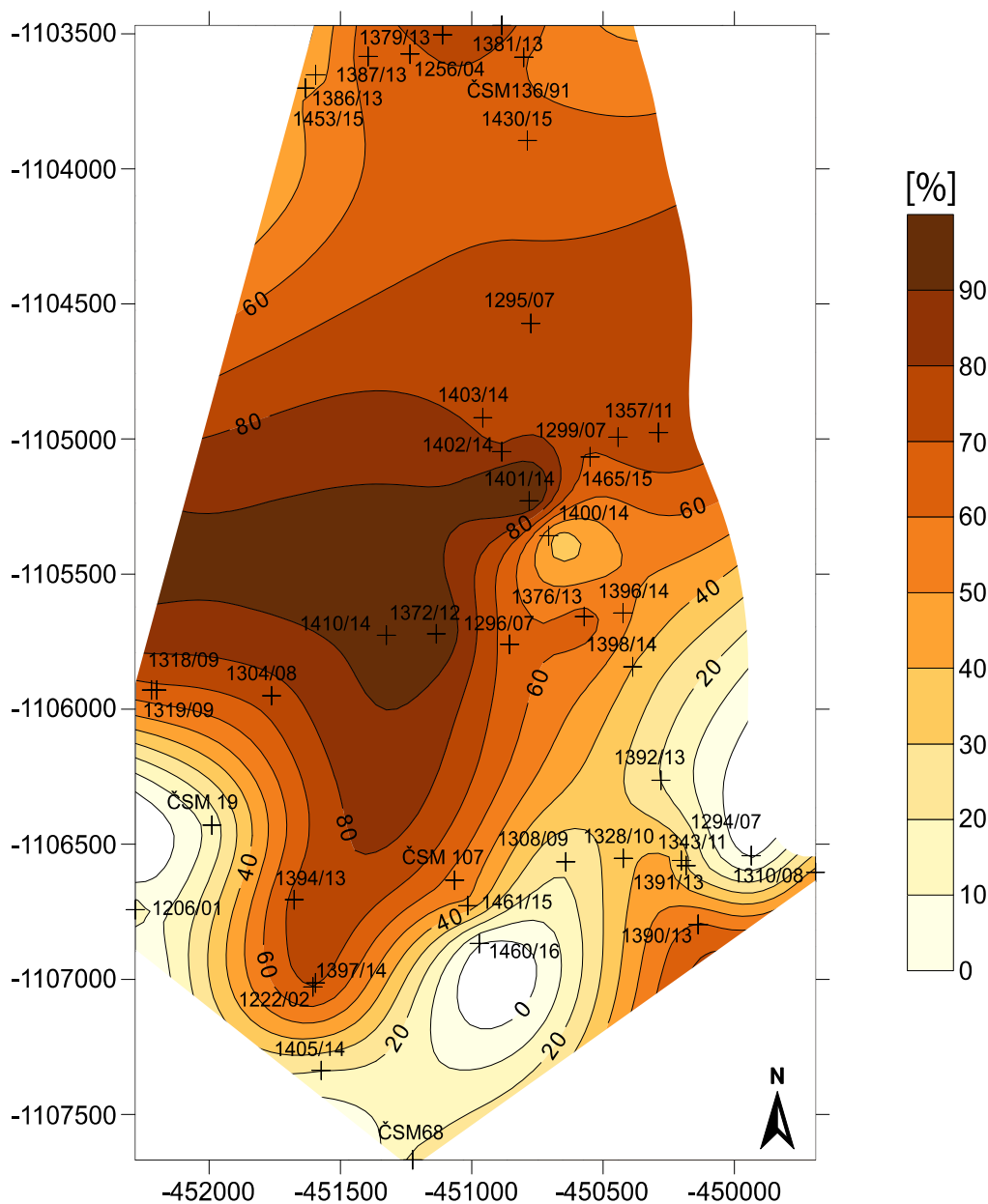


**Obr. 29** Mapa izolinií mocnosti genetického cyklu Gaebler

Mocnost posledního genetického cyklu Gaeblera se pohybuje v rozmezí od 19,9 m do 54 m s průměrnou mocností 37,2 m (Obr. 29). Mocnost cyklu se zvyšuje směrem od severovýchodu k jihozápadu a nejvyšších hodnot dosahuje ve vrtu ČSM 19. Zvýšené mocnosti,



kolem 45 m, se objevují při severním okraji území. Snížené hodnoty se objevují v až 1 kilometr širokém pruhu podél východního okraje, který se v jižní části území stáčí směrem k jihozápadu.



**Obr. 30** Mapa izolinií celkové písčitosti genetického cyklu Gaebler

Celková písčitost cyklu se pohybuje v rozmezí od 0 do 99,6 % (Obr. 30). Zvýšená písčitost se objevuje směrem ze severní části území na jihozápad. Zvýšené hodnoty písčitosti jsou také zaznamenány při jihovýchodním okraji území. Nejvyšší hodnoty písčitosti se však nacházejí ve střední části území, konkrétně ve vrtech 1410/14, 1372/12 a 1401/14. Snížená písčitost zhruba 0-30 % je zaznamenána v jihozápadní a jihovýchodní části území. Nulovou písčitost ukazují vrty 1460/16 a 1294/07. Podíl střednozrnných až hrubozrnných pískovců je



kteře sledují směr pánevní osy, tj. SSV-JJZ. Tento směr odpovídá průběhu území se zvýšenou mocností a písčitostí počítanou ze středno- a hrubozrnných pískovců cyklu Gaeblera. Svým průběhem v podstatě odpovídá průběhu podobných maxim v předchozích dvou cyklech a naznačuje, že uvedený zlom byl aktivní i koncem sedimentace porubských vrstev. Z mapy písčitosti (Obr. 31) je rovněž patrné „větvení“ území zvýšených hodnot středno- až hrubozrnných pískovců směrem k jihu do dvou směrů, k JJZ a JV. To může indikovat větvení nebo přeložení (avulzi) říčního koryta ve studovaném území.

Korelační schémata (Přílohy 1 – 7) zaznamenávají koncentraci písčitých těles ve spodní části cyklu a zjemňování sedimentů společně s dalším mořským patrem ve svrchní části cyklu. To odpovídá obdobné situaci jako v předcházejících cyklech, a tedy ukládání jemnějších sedimentů na nivě/deltové plošině mezi aktivními říčními rameny, která postupně zarůstala vegetací. Následný vznik rašeliniště dokládá uhelná sloj 499, která byla zaplavena dalším zdvihem mořské hladiny, které vedlo k uložení mořského patra Gaebler. Gaeblerovu skupinu mořských horizontů detailněji popisují Čepek a Havlena (1975). Nad mořským patrem Gaeblera je komplex sedimentů zahrnující jílovce a prachovce, které mohly vznikat na deltové plošině. Cyklus byl ukončen tektonickým výzdvihem odpovídající krušnohorské fázi (Havlena 1964). Sloj Prokop už není součástí cyklu. Mezi ostravským a karvinským souvrstvím se nachází asi 3 milióny let dlouhý hiát (Dopita et al. 1997; Jirásek et al. 2018). Na hiát a intenzivní chemické zvětrávání ukazuje přítomnost zvětrávacího horizontu označovaného jako ganistr (Dopita a Králík 1971).

## 10 Diskuze

Na základě analýzy sestavených korelačních schémat je cyklická stavba svrchní části porubských vrstev v ostravsko-karvinském revíru dobře pozorovatelná a genetické cykly definované Gastaldem et al. (2009) snadno vymežitelné. Výjimkou je spodní hranice genetického cyklu Max, která není ve studovaném území výrazná. To je způsobeno nedostatečným plošným rozšířením uhelné sloje Václav (465) a úplnou absencí faunistického horizontu ve stropu této sloje, kam Gastaldo et al. (2009) hranici tohoto cyklu kladou. Pro účely této studie byla proto spodní hranice genetického cyklu Max položena níže, a to do stropu uhelné sloje Natan, která je zastoupena ve všech použitých vrtných profilech.

Při korelaci slojí a faunistických horizontů identifikovaných ve vrtech se ukázalo, že některé z těchto horizontů se stejným názvem si stratigraficky neodpovídají a byly patrně identifikovány chybně. Například v korelačním řezu 5-5' ve vrtu 1397/14 je vyznačeno mořské patro Gaebler, avšak pozice tohoto horizontu odpovídá s největší pravděpodobností mořskému patru Roemer (Příloha 5). Obdobných případů bylo zjištěno více (kromě výše uvedeného řezu 5-5' také na více místech v řezu 7-7' (Příloha 7). Rovněž identifikace některých uhelných slojí při porovnání sousedních vrtných profilů ukazuje na nejednotnost v jejich identifikaci.

Cyklická stavba svrchní části porubských vrstev je způsobena opakovanými transgresemi a regresemi, které jsou v řezech dobře identifikovatelné v podobě pater s mořskou či lingulovou faunou. Cykly leží mezi faunistickými horizonty, které představují transgresní fázi cyklů. Ze sestavených korelačních řezů je patrná stálost cyklů v celé ploše studovaného území o rozloze 4,3 x 2,6 km a podporuje tak všeobecně přijímaný názor, že se jedná o allocykly transgresně regresního původu označované dříve jako cyklotémy (klasické cyklotémy mají hranice na bázi komplexu fluvialních pískovců, často s erozní bází).

Uvnitř genetických cyklů lze místy vymežit další tenčí cykly (obvykle pískovec - prachovec - slojka – faunistické patro (často sladkovodní). Tyto cykly obvykle nelze vymežit po celé ploše, neboť některý z hraničních horizontů z různých důvodů místy chybí. Takové cykly mají tedy spíše lokální charakter a patrně budou reprezentovat autocykly, jejichž vznik souvisí s vnitřní dynamikou sedimentárního systému. Ke spolehlivějšímu závěru bude však možné dospět až po detailní analýze těchto cyklů na větší ploše.

Ze sestavených korelačních řezů (Příloha 1 – 7) je zřejmé, že tektonické procesy ovlivňovaly rozdíly v mocnosti nejen celého ostravského souvrství, ale projevovaly se i v rámci jednotlivých genetických cyklů. Z izoliniových map mocnosti a písčitosti jsou pozorovatelné synsedimentární zlomy ssv.-jjz. směru. Jejich průběh naznačují úseky se zvýšenou mocností a písčitostí, která odpovídá místu s vyšší subsidencí podél předpokládaného zlomu. Van den Belt et al. (2015) v hornoslezské pánvi také popisují výskyt synsedimentárních zlomů a také uvádějí, že místy se zvýšenou subsidencí protékaly říční toky, které zde uložily hrubozrnné sedimenty. Vzhledem k tomu, že území se zvýšenou mocností v jednotlivých cyklech mají vždy podobný ssv. směr protažení a stejnou pozici, je velmi pravděpodobné, že předpokládaný zlom byl aktivní po dobu sedimentace všech tří genetických cyklů. Plošná stálost definovaných genetických cyklů však naznačuje, že tektonické události, kromě rozdílů v mocnosti genetických cyklů neměly zásadní vliv na vznik cyklické stavby (na rozdíl od Havleny 1964) a nejsou tedy brány jako hlavní důvod vzniku cyklické stavby. Větší rozdíly v mocnosti v posledním vymezeném genetickém cyklu Gaebler patrně souvisejí s částečnou erozí cyklu během hiátu.

Přes poměrně malou rozlohu studovaného území lze z rekonstruovaných korelačních řezů a sestavených izoliniových map mocnosti a písčitosti vyčíst důležité informace o rozšíření genetických cyklů v oblasti Karvinska a o jejich litologickém vývoji v ploše. Takto zpracovaná data také mohou sloužit jako podklad pro další případné studie.

# 11 Závěr

Diplomová práce je zaměřena na studium litofaciálního vývoje a cyklické stavby 200 metrů mocného úseku ve svrchní části porubských vrstev (serpuchov) ve východním dílu ostravsko-karvinského revíru. Cílem diplomové práce bylo na základě detailní korelace vrtů odlišit plošně stálé cykly od lokálních a porozumět tak lépe mechanismům jejich vzniku, především roli glacieustatických pohybů. Studované území o velikosti 4,3 x 2,6 km bylo zvoleno na základě husté vrtné sítě, která ověřovala potencionální uhelné zásoby v horní části vrstevní jednotky. Tato vrtná data tedy byla ideálním podkladem k analýze cyklického záznamu.

Celkem bylo ke studiu vybráno a překresleno 59 vrtů, z nichž bylo sestaveno 7 korelačních schémat protínající studované území ve dvou na sebe kolmých směrech: Z-V a S-J. Ve studovaném území byly rozpoznány celkem tři genetické cykly (i) Max, (ii) Otakar a (iii) Gaebler, jejichž hranice vymezují plochy transgrese. Genetické cykly mají plošné rozšíření v celém studovaném území a byly tedy dobře pozorovatelné a korelovatelné. Vymezení genetických cyklů vycházelo z definice Gastaldem et al. (2009). Avšak z důvodu chybějícího mořského horizontu v úrovni sloje Václav (465), který autoři použily k vymezení hranice, byla hranice cyklu Max položena o několik metrů níže, a to do stropu spojeného slojového komplexu Natan-Max, který má plošný rozsah. Genetické cykly mají charakteristickou cyklickou stavbu, na bázi jsou definovány transgresní plochou mořského patra, které přechází do jílovce či prachovce, dále se nachází pískovce, které se zjemňují směrem do nadloží a končí prachovcem a jílovcem s uhelnou slojí. V genetických cyklech se místy nachází ještě další tenčí cykly, které na bázi mají pískovce přecházející do prachovce, slojky a končí faunistickým patrem. Tyto cykly mají lokální charakter a patrně budou představovat autocykly. Ke spolehlivějšímu závěru však bude potřeba tyto dílčí cykly studovat na větší ploše.

Maxima mocností genetických cyklů jsou v souladu s obecně narůstající subsidencí směrem k západnímu okraji pánve, kde je mocnost ostravského souvrství největší. Příčinou tohoto nárůstu může být synsedimentární zlom aktivní ve všech třech definovaných cyklech, který je pozorován ssv.-jjz. směrem paralelním s osou pánve. Místa s vyšší subsidencí jsou také místa, kudy protékaly říční toky, které zde uložily hrubozrnnější sedimenty. Plošná stálost genetických cyklů ukazuje, že tektonické procesy (synsedimentární zlomy) způsobovaly rozdíly v subsidenci a vedly tak k rozdílným v mocnosti genetických cyklů v rámci studovaného území. Za hlavní příčinu vzniku cyklické stavby jsou, v souladu s předchozími autory,

---

považovány oscilace mořské hladiny a posun březní linie. Sestavená korelační schémata prokázala stálost cyklů ve studovaném území a tato práce tak podporuje všeobecně přijímaný názor, že se jedná o allocykly transgresně regresního původu.

## Seznam literatury

BELIŠ, Š., OSOVSKÝ, M., MATÝSEK, D., SIVEK, M., JIRÁSEK J. (2015): Tonstein sloje 560 sedlových vrstev karvinského souvrství (česká část hornoslezské pánve). *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha)* 23, 2, 171-181. ISSN 1211-0329.

BEERBOWER, J.R. (1961). Origin of cyclothems of the Dunkard Group (Upper Pennsylvanian–Lower Permian) in Pennsylvania, West Virginia, and Ohio. *Geological Society of America Bulletin* 72, 1029–1050.

BEERBOWER, J.R. (1964). Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. *Kansas State Geological Survey Bulletin*, 169 32–42.

BERGER, A., LOUTRE, M. F., MÉLICE J. L. (2006): Equatorial insolation: from precession harmonics to eccentricity frequencies. *Climate of the Past. European Geosciences Union (EGU)* 131-136.

BORN, A. (1936): Periodizität epirogener Krustenbewegungen, s. 169–189. In: Report of the XVI session, International Geological Congress, Washington.

CECIL, C. B. (1990): Paleoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks. *Geology* (18), 533-536. DOI: 10.1130/00917613(1990)018<0533:PCOSRO>2.3.CO;2.

CECIL, C.B. (2003). The concept of autocyclic and allocyclic controls on sedimentation and stratigraphy, emphasizing the climatic variable. *SEPM Special Publication* 77, 13–20.

CECIL, C.B. (2013). An overview and interpretation of autocyclic and allocyclic processes and the accumulation of strata during the Pennsylvanian– Permian transition in the central Appalachian Basin, USA. *Int. J. Coal Geology* 119, 21–31.

CECIL, C.B., DULONG, F.T. (2003): Precipitation models for sediment supply in warm climates. In Cecil, C.B., and Edgar, N.T. (eds.), *Climate Controls on Stratigraphy: SEPM (Society for Sedimentary Geology). Special Publication, 77*, pp. 13–20.

CECIL, C. B., DIMICHELE W. A., ELRICK, S. D. (2014): Middle and Late Pennsylvanian cyclothems, American Midcontinent: Ice-age environmental changes and terrestrial biotic dynamics. *Comptes Rendus Geoscience* [online]. 346(7-8), 159-168 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1016/j.crte.2014.03.008. ISSN 16310713.

ČEPEK, P., HAVLENA, V. (1975): Gaeblerova skupina mořských horizontů v karbonu na Karvinsku. *Časopis pro mineralogii a geologii* 20, 149–158.

DOKTOR, M. (2007): Conditions of accumulation and sedimentary architecture of the upper Westphalian Cracow Sandstone Series (Upper Silesia Coal Basin, Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae. Volume 77*, pages 219–268.



DOPITA, M., AUST, J., BRIEDA, J., ČERNÝ, I., DVOŘÁK, P., FIALOVÁ, V., FOLDYNA, J., GRMELA, A., GRYGAR, R., HOCH, I., HONĚK, J., KAŠTOVSKÝ, V., KONEČNÝ, P., KOŽUŠNÍKOVÁ, A., KREJČÍ, B., KUMPERA, O., MARTINEC, P., MEREDA, M., MÜLLER, K., NOVOTNÁ, E., PTÁČEK, J., PURKYŇOVÁ, E., ŘEHOŘ, F., STRAKOŠ, Z., TOMIS, L., TOMŠÍK, J., VALTEROVÁ, P., VAŠÍČEK, Z., VENCL, J., ŽÍDKOVÁ, S. (1997): *Geologie české části hornoslezské pánve*. 1. vyd. Praha: Ministerstvo životního prostředí ČR. 278 s.

DOPITA, M., KRÁLÍK, J. (1977): *Uhelné tonsteiny ostravsko - karvinského revíru*. 1-215, Ostravsko-karvinské doly, Ostrava.

EINSELE, G., RICKEN, W., SEILACHER, A. (1991): *Cycles and Events in Stratigraphy*. xix+955 pp. Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, hong Kong: Springer-Verlag. ISBN 3-540-52784-2.

EROS, J.M., MONTAÑEZ, I.P., DAVYDOV, V.I., OSLEGER, D.A., NEMYROVSKA, T.I., POLETAEV, V.I., ZHYKALYAK, M.V. (2012): Reply to the comment on "Sequence stratigraphy and onlap history of the Donets Basin, Ukraine: Insight into Carboniferous ice-house dynamics". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* [online]. 363-364, 187-191 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1016/j.palaeo.2012.09.013. ISSN 00310182.

FIELDING, C. R., FRANK, T.D. (2015): Onset of the glacioeustatic signal recording late Palaeozoic Gondwanan ice growth: New data from palaeotropical East Fife, Scotland. *Elsevier* 426, 121-138.

GASTALDO, R. A., PURKYŇOVÁ, E., ŠIMŮNEK, Z., SCHMITZ M. D. (2009): Ecological persistence in the Late Mississippian (Serpukhovian, Namurian A) megafloral record of the Upper Silesian basin, Czech Republic. *PALAIOS* [online]. 24(6), 336-350 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.2110/palo.2008.p08-084r. ISSN 0883-1351.

GEBHARDT, U., HIETE, M. (2013): Continental Upper Carboniferous red in the Variscan intermontane Saale Basin, central Germany: orbital forcing detected by wavelet analysis.

GERHARD, C.A. (1781): *Versuch einer Geschichte des Mineralreichs*. Bd. 2 Himbürg, Berlin. Geological Society, London. DOI: 10.1144/SP376.12.

HAVLENA, V. (1964): *Geologie uhelných ložisek 2.* - Nakladatelství československé akademie věd. Praha.

HALENA V. (1977a): The Namurian in Czechoslovakia and stratigraphic comparisons. - *Symp. on Carb. Strat., Geol. Survey*, 265-279, Prague.

HAVLENA, V. (1988): The cyclicity of the Namurian coal-bearing strata in Upper Silesia. *Časopis pro mineralogii a geologii*. 33, č. 4, S. 357-369.

HECKEL, P.H. (1995): Glacial-eustatic base-level-climatic model for late Middle to Late Pennsylvanian coal-bed formation in the Appalachian Basin. *J. Sediment. Res.* B65, 348-356.

HINNOV, L.A., HILGEN, F.J. (2012): Cyclostratigraphy and Astro-chronology. – In: Gradstein, F.M.; Ogg, J.G.; Schmitz, M.D.; Ogg, G.M. (Eds.): The Geologic Time Scale 2012. – 63–83, Oxford (Elsevier).

HÝLOVÁ, L., JURECZKA, J., JIRÁSEK, J., SIVEK, M., HOTÁRKOVÁ, J. (2013): The Petřkovice Member (Ostrava Formation, Mississippian) of the Upper Silesian Basin (Czech Republic and Poland). *International Journal of Coal Geology* 106 11–24.

CHLUPÁČ, I. (2011): Geologická minulost České republiky. Vyd. 2., opr. Praha: Academia. Neživá příroda. ISBN 978-802-0019-615.

IZART, A., STEPHENSON, R., VAI, G.B., VACHARD, D., LE NINDRE, Y., VASLET, D., FAUVEL, P.-J., SÜSS, P., KOSSOVAYA, O., CHEN, Z., MASLO, A., STOVBA, S., (2003): Sequence stratigraphy and correlation of late Carboniferous and Permian in the CIS, Europe, Tethyan area, North Africa, Arabia, China, Gondwanaland and the USA. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 196, 59–84.

JANSA, L. (1967): Sedimentologický vývoj karbonských souvrství v jižní části hornoslezské pánve (Ph.D. thesis). Vědecko výzkumný uhelný ústav, Ostrava, pp. 1–204.

JANSA, L., TOMŠÍK, J. (1960): Použití metody faciálně cyklické analýzy v ostravsko-karvinském karbonu. *Pracovní metody geologické služby, Ústřední ústav geologický, sv. 1, s. 1–68.*

JIRÁSEK, J., HÝLOVÁ, L., SIVEK, M., JURECZKA, J., MARTÍNEK, K., SÝKOROVÁ, I. & SCHMITZ, M. (2013). Major Mississippian volcanoclastic unit of the Upper Silesian Basin, the Main Ostrava Whetstone: composition, sedimentary processes, palaeogeography and geochronology. *International Journal of Earth Sciences*. DOI 10.1007/s00531-012-0853-5

JIRÁSEK, J., OPLUŠTIL, S., SIVEK, M., SCHMITZ, M., ABELS, H. (2018): Astronomical forcing of Carboniferous paralic sedimentary cycles in the Upper Silesian Basin, Czech Republic (Serpukhovian, latest Mississippian): New radiometric ages afford an astronomical age model for European biozonations and substages. *Earth-Science Reviews* [online]. 177, 715-741 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1016/j.earscirev.2017.12.005. ISSN 00128252.

JIRÁSEK, J., SEDLÁČKOVÁ, L., SIVEK, M., MARTÍNEK, K., JURECZKA, J. (2013b): Castle Conglomerate Unit of the Upper Silesian Basin (Czech Republic and Poland): a record of the onset of Late Mississippian C2 glaciation? *Bull. Geosci.* 88, 893–914.

KEDZIOR, A., GRADZIŃSKI, R., DOKTOR, M., DARIUSZ. (2007): Sedimentary history of a Mississippian to Pennsylvanian coal-bearing succession: an example from the Upper Silesia Coal Basin, Poland. *Geol. Mag.* Volume 144, 3, pages 487–496.

LASKAR, J., FIENGA, A., GASTINEAU, M., MANCHE, H. (2011): a new orbital solution for the long-term motion of the Earth [online]. 532 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1051/0004-6361/201116836. ISSN 0004-6361.

MARTINEC, P., JIRÁSEK, J., KOŽUŠNÍKOVÁ, A., SIVEK, M. (2005): Atlas uhlí České části hornoslezské pánve. Ostrava: Anagram, 2005. ISBN 80-7342-082-1.

---

MIALL, A. D. (2000): Principles of Sedimentary Basin Analysis. 3rd updated and enl. ed. New York: Springer, 2000. ISBN 978-354-0657-903.

MIALL, A. D. (1997): The geology of stratigraphic sequences. New York: Springer. ISBN 35-405-9348-9.

MONROE, J. S., WICANDER, R., HAZLETT, R. (2007): Physical Geology: Exploring the Earth: 6th Edition. Cengage Learning; 20461st edition.

PEŠEK, J., OPLUŠTIL, S., KUMPERA, O., HOLUB, V., SKOČEK, V., DVOŘÁK, J., PROUZA, V., TÁSLER, R., (1998): Paleogeographic Atlas: Late Paleozoic and Triassic Formations, Czech Republic. Czech Geological Survey, Prague.

PEŠEK, J., SIVEK, M. (2012): Uhlonosné pánve a ložiska černého a hnědého uhlí České republiky. Česká geologická služba, p. 200.

PETRÁNEK, J., BŘEZINA, J., BŘÍZOVÁ, E., CHÁB, J., LOUN, J., ZELENKA, P.R. (2016): Encyklopedie geologie. Praha: Česká geologická služba. ISBN 978-807-0759-011.

RUDDIMAN, W. F. (2014): Earth's climate: past and future. Third edition. New York: W.H. Freeman and Company. ISBN 978-142-9255-257.

ŘEHOŘ, F., ŘEHOŘOVÁ M. (1972a): Makrofauna uhlonosného karbonu československé části hornoslezské pánve. - Profil, Ostrava.

ŘEHOŘ, F., ŘEHOŘOVÁ M. (1972b): Faunistické horizonty spodní části petřkovických vrstev ostravského souvrství čs. části hornoslezské pánve. - Sbor. Prací Pedag. Fak., Ř. E-1, 25, 5-22, Ostrava.

SCHWARZACHER, S. (1993): Cyclostratigraphy and the Milankovitch Theory. Elsevier Science.

SIVEK, M., ČÁSLAVSKÝ, M., JIRÁSEK, J. (2003b): Několik poznámek k otázkám prostředí vzniku a stavby sedimentů produktivního karbonu české části hornoslezské pánve. Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské - Technické univerzity Ostrava, řada hornicko-geologická, roč. 49, č. 1, s. 83-90.

SKOČEK, V. (1991): Indications of the Late Carboniferous eustatic and climatic oscillations in the Upper Silesian Basin. Věstník Ústředního ústavu geologického, roč. 66, č. 2, 85-95.

WANLESS, H. R. (1957): Geology and mineral resources of the Beardstown, Glasford, Havana, and Vermont Quad- rangles: Illinois State Geological Survey Bulletin 82, 233 p.

WANLESS, H. R., WELLER, J. M. (1932): Correlation and Extent of Pennsylvanian Cyclothems. Geological Society of America Bulletin. 1003-1016. DOI: 10.1130/GSAB-43-1003. ISSN 0016-7606.

WILKINSON, B. H., MERRILL, G.K., KIVETT, S.J. (2003): Stratal order in Pennsylvanian cyclothems. Geol. Soc. Am. Bull., 115, 1086-1087.

---

ZEMAN, J. (1960): Megacyklothemý v ostravsko-karvinském revíru. Věštník Ústředního ústavu geologického, roč. 35, s. 299–313.

ŽEMČUŽNIKOV, J. A. (1947): Cikličnost strojenija uglonosnych tolšč, periodičnost osadkonakoplenija i metody ich izučenija. Trudy geologiceskogo instituta, Akademija nauk SSSR, seriya ugol'na, č. 2, vyp. 90, Leningrad.

# Seznam obrázků a tabulek

## Seznam obrázků

Obr. 1 Idealizovaný model karbonské cyklotémy podle Wanless (1957) .....	3
Obr. 2 Perturbace orbitálních pohybů Země znázorňující příčinu Milankovičových cyklů ....	5
Obr. 3 Maximální rozsah pleistocenního zalednění .....	6
Obr. 4 Autocyklické mechanismy .....	7
Obr. 5 Allocyklické mechanismy .....	8
Obr. 6 Přehledná geologická mapa hornoslezské pánve .....	10
Obr. 7 Idealizovaný model sedimentace ostravského souvrství.....	14
Obr. 8 Odkrytá geologická mapa karbonu hornoslezské pánve .....	17
Obr. 9 Příčný geologický řez ostravsko-karvinskou částí ČHP .....	23
Obr. 10 Řez sedly Dolu J. Šverma a Dolu Vítězný Únor.....	24
Obr. 11 Řez východním křídlem brachysynklinály Dolu Přes. Gottwald.....	25
Obr. 12 Téměř úplný cyklus paralické uhlonosné molasy .....	27
Obr. 13 A) Cyklotéma v klasickém pojetí Wanlesse a Wellera (1932) .....	28
Obr. 14 Hypotetická korelace jednotek ostravského souvrství.....	29
Obr. 15 Genetické cykly a transgresně – regresní (onlap-offlap) .....	30
Obr. 16 Vybrané vrty ve studované oblasti s vyznačenými řezy .....	32
Obr. 17 A: Příklad zdrojové dokumentace v pdf formátu.....	33
Obr. 18 Příklad korelačního řezu 3-3' .....	34
Obr. 19 Příklad pracovního rozhraní programu Surfer 11 .....	35
Obr. 20 Příklad litologického vývoje genetického cyklu Max ve vrtu 1411/14 .....	38
Obr. 21 Mapa izolinií mocnosti genetického cyklu Max.....	39
Obr. 22 Mapa izolinií celkové písčitosti genetického cyklu Max .....	40
Obr. 23 Mapa izolinií písčitosti středozrnných až hrubozrnných pískovců Max.....	41
Obr. 24 Příklad litologického vývoje genetického cyklu Otakar ve vrtu 1406/14 .....	43
Obr. 25 Izoliniová mapa izolinií mocnosti genetického cyklu Otakar .....	44
Obr. 26 Mapa izolinií celkové písčitosti genetického cyklu Otakar .....	45
Obr. 27 Mapa izolinií písčitosti středozrnných až hrubozrnných pískovců Otakar.....	46
Obr. 28 Příklad litologického vývoje genetického cyklu Gaebler ve vrtu 1410/14 .....	48
Obr. 29 Mapa izolinií mocnosti genetického cyklu Gaebler.....	49
Obr. 30 Mapa izolinií celkové písčitosti genetického cyklu Gaebler .....	50
Obr. 31 Izoliniová mapa písčitosti středozrnných až hrubozrnných pískovců Gaebler....	51

## Seznam tabulek

Tab. 1 Litostratigrafické členění karbonu české části hornoslezské pánve .....	12
Tab. 2 Korelační horizonty .....	37
Tab. 3 Hodnoty mocnosti a písčitosti jednotlivých genetických cyklů.....	37

---

# Přílohy

## Seznam příloh

Příloha 1 Korelační schéma 1-1<sup>c</sup>

Příloha 2 Korelační schéma 2-2<sup>c</sup>

Příloha 3 Korelační schéma 3-3<sup>c</sup>

Příloha 4 Korelační schéma 4-4<sup>c</sup>

Příloha 5 Korelační schéma 5-5<sup>c</sup>

Příloha 6 Korelační schéma 6-6<sup>c</sup>

Příloha 7 Korelační schéma 7-7<sup>c</sup>

Příloha 8 Legenda korelačních schémat

Příloha 9 Tabulka mocnosti a přesnosti definovaných genetických cyklů