



wycieczka C

PERM KARKONOSKIEGO BASENU PIEDMONTOWEGO I BASENU NACHODU

Prowadzący:

Stanisław Burliga²⁾ (stanowisko 2)

Karel Martinek¹⁾ (wprowadzenie, stanowiska 6, 7, 8 i 9)

Jurand Wojewoda²⁾ (wprowadzenie, stanowiska 1, 2, 3, 5 i 6)

¹⁾ Czech Geological Survey, 118 21 Klárov 3, Praha 1,

²⁾ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 30, Wrocław



Stanisław Burliga



Karel Martinek



Jurand Wojewoda

WPROWADZENIE

KARKONOSKI BASEN PIEDMONTOWY

Karel Martinek

Karkonoski basen piedmontowy (KPB) jest śródgórskim basenem zajmującym obszar ok. 1100 km² (włączając części przykryte górną kredą) (Fig. 1) i należy do systemu ekstensyjno-transtensyjnych peryferycznych basenów masywu czeskiego (tzw. basenów sudeckich, przyp. Red.), założonych w późnych fazach orogenezy waryscyjskiej. Usytuowany jest on pomiędzy krystalicznym kompleksem karkonosko-izerskim na północy (stanowiącym również większość podłoża basenu), a krystalinikiem orlicko-śnieżnickim w części SE. Maksymalna miąższość wulkaniczno-osadowego wypełnienia basenu wynosi w jego części centralnej ok. 1800 m. Depozycja w basenie rozpoczęła się w westfalu D lub w kantabrze. Dominująca część osadów (głównie w centralnej części basenu) jest pochodzenia jeziornego, pozostałe powstawały na równi aluwialnej; arkozy, niektóre piaskowce i zlepieńce są pochodzenia fluwialnego. Szeroko rozprzestrzenione i osiągające znaczną miąższość, szczególnie przy północnym i południowo-wschodnim obrzeżeniu basenu, są również osady napływowych stożków aluwialnych.

Najmłodsze jednostki litostratygiczne, saksońskotriasowe *formacje Trutnova, Bohuslavic i Bohdašina*, zachowały się jedynie we wschodniej części basenu (*podbasen Trutnova, basen Náchodu*) (Fig. 2). Znaczącą część wypełnienia basenowego stanowią wulkanity. Karbońska, a zwłaszcza permska aktywność wulkaniczna w KPB oraz w basenie Mnichovo-Hradiště należą do najintensywniejszych w całym masywie czeskim. Rozpoczęła się ona w westfalu D, kulminację osiągnęła we wczesnym autunnie i ustała w późnym autunnie. Ponad 90% wulkanitów stanowią skały zasadowe i obojętne (w przewadze andezytoidy, dawniej określane mianem melafirów), a pozostałą część riolity (głównie ignimbryty). W południowej części basenu oraz w rowie Hronov - Poříčí położonym na wschód od Trutnova karbon i perm przykryte są osadami górnej kredy. Aktywność wulkaniczna wznowiona została w trzeciorzędzie, kiedy w rejonie Kozákova i Smrčí powstały pokrywy law bazaltowych. Relikty trzeciorzędowych (neogeńskich) żwirów zachowały się w tym samym obszarze pomiędzy Bohuslavicami nad Úpą i Chvalkovicami oraz w Dolních Brusnicach w podbasenie Trutnova i basenie Náchodu.

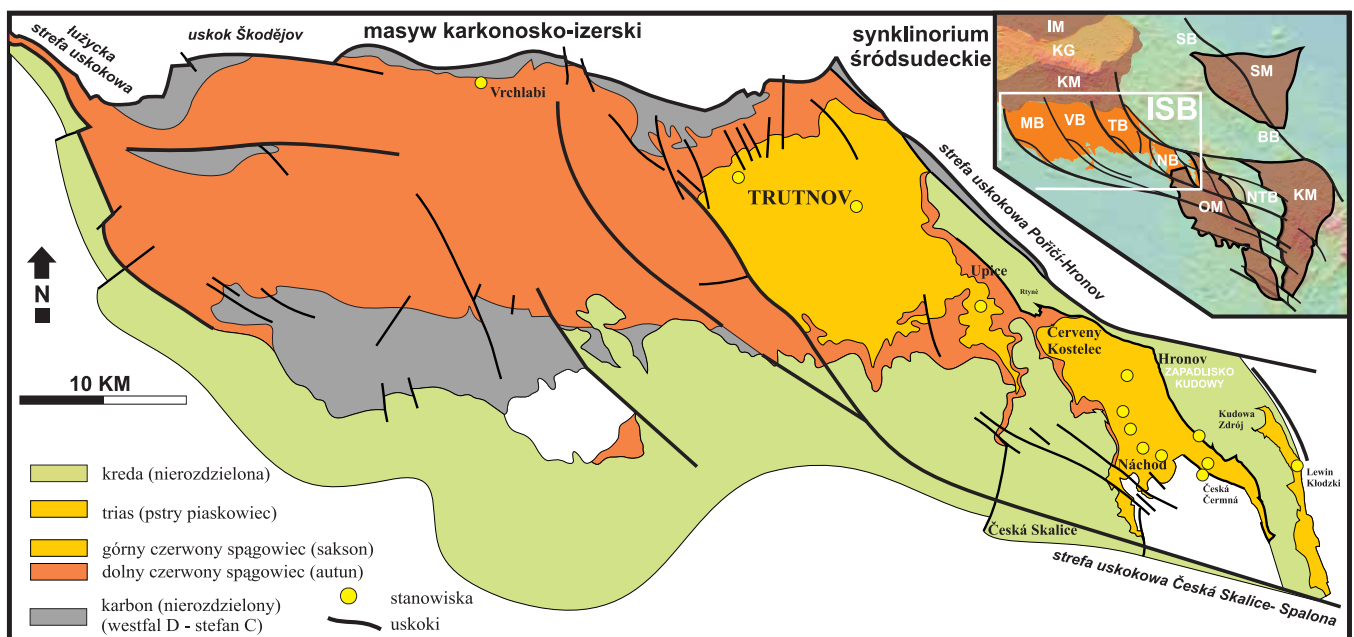


Fig. 1. Uproszczona mapa geologiczna karkonoskiego basenu piedmontowego i basenu Náchodu z zaznaczonymi stanowiskami wycieczkowymi

permu, które tworzą wyraźną elewację (**elewacja Radechowej**). Te ostatnie występują również w **rowach tektonicznych (Brzozowia i Lewina Kłodzkiego)** (Fig. 1 i 2). Utwory kredy wypełniają **zapadliska tektoniczne Kudowy i Żernowa** na zachodzie. Granice obszaru wyznaczają na północy uskoki zespołu Poříčí-Hronov, na wschodzie Jakubowice-Zieleniec i od południa Česká Skalice-Spalona. Wschodnią granicę obszaru wyznacza oś elewacji podłoża, ponad którą miąższość utworów permu jest silnie zredukowana (por. Fig. 3, Holub 1976).

Pierwsze informacje o skałach osadowych okolic Kudowy i Nachodu znajdują się w pracy Raamera (1819). Nazwa **zapadlisko Kudowy** (niem. *Kreidescholle von Cudova*) w odniesieniu do osadów kredowych, pojawia się przy

okazji publikacji objaśnień mapy Dolnego Śląska (arkusz Reinerz) (Beyricha i inni 1967; Roth 1867), opartych dla tego arkusza głównie na wynikach prac Beyricha (1949 a i b, 1954). Pierwszą monografią poświęconą wyłącznie zapadlisku Kudowy napisał Michael (1893). Petrascheck (1904) zaproponował inną nazwę dla zapadliska Kudowy – „rów plenerski” (niem. *Plänergraben von Cudova*), jednak nazwa ta nie przyjęła się. W szkicu strukturalnym nieco większego obszaru Rode (1934) obszar wychodni permu nazwał „płytą czerwonego spagowca” (*Rotliegend Tafel*). Praca monograficzna Gierwielańca (1965) dotyczyła zapadliska Kudowy i obszarów przyległych na terytorium Polski. W pracy tej wprowadzone zostały między innymi nazwy rów Lewina i „stopień Brzozowic”.

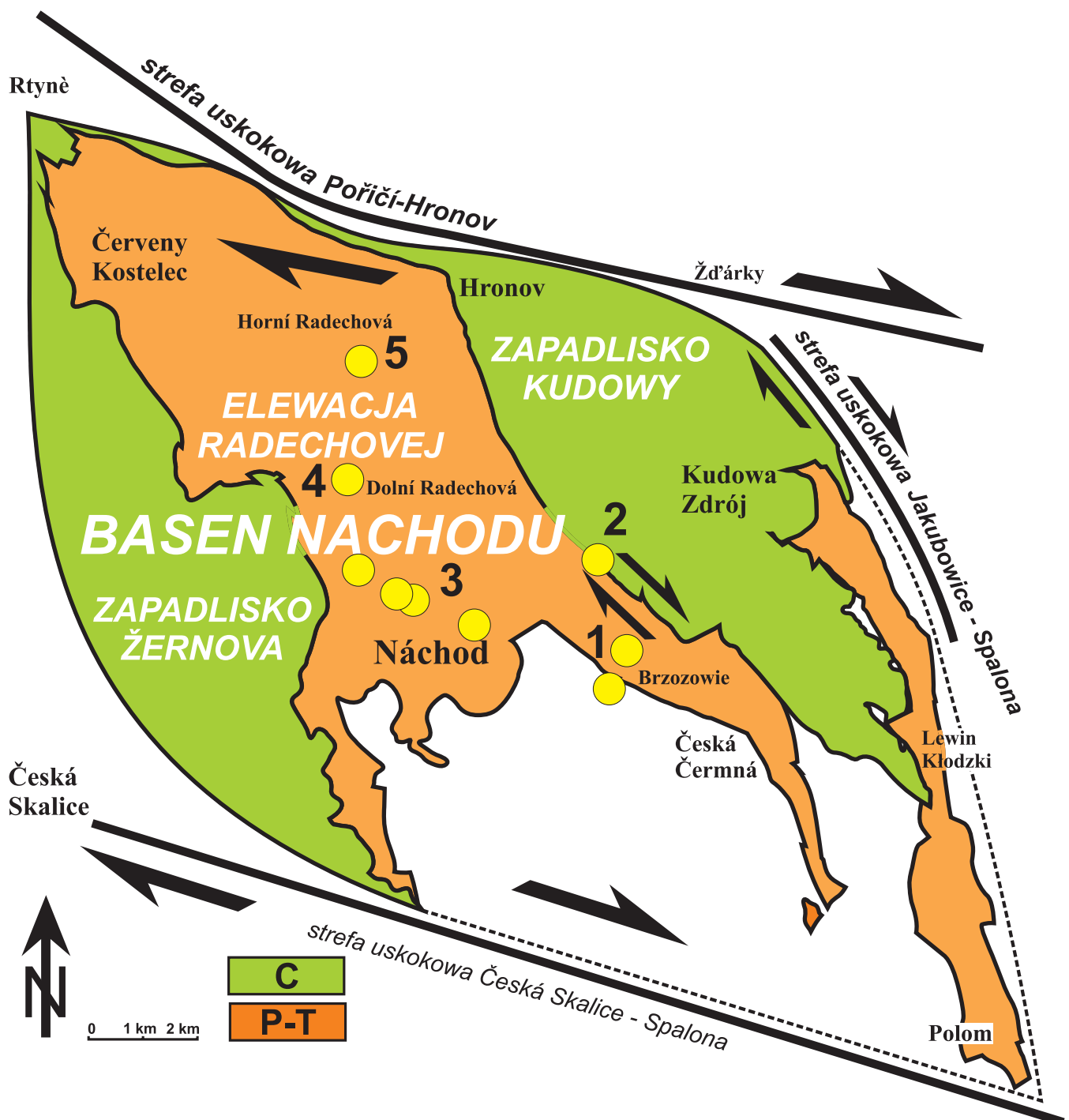


Fig. 3. Schemat budowy geologicznej basenu Nachodu (PT – perm i trias, nierozdzielone; C – kreda, nierozdzielona; 1-5: stanowiska wycieczkowe)

Litologia i wiek skał

Skały, które budują podłoże oraz otoczenie basenu Nachodu to skały metamorficzne zaliczane do tzw. **kompleksu orlickiego** i **kompleksu Nového Mesta** oraz granitoidy zaliczane do tzw. **masywu Kudowy-Olešnic**. Wyżej wymienione skały często są zwietrzałe, a zwietrzeliny tworzą lokalne pokrywy - **regolity**. Skały, które wypełniają zapadlisko to utwory permskie, kredowe oraz neogeńskie, w tym współczesne aluwia (por. m. in. Michael 1893; Dziedzic 1957; Gierwielanec 1965; Gierwielanec, Turnau-Morawska 1961; Holub 1976 oraz Vejlupek 1990) (**Fig. 4**).

SKAŁY METAMORFICZNE

Wśród skał metamorficznych na obszarze oraz w sąsiedztwie basenu Nachodu przeważają ilościowo amfibolity, łupki łuszczkowe i amfibolowe zaliczane do tzw. formacji strońskiej oraz fyllity serycytowe, łupki grafitowe, metalidyt i łupki amfibolowe zaliczane do tzw. formacji z Nového Mesta. Opisy petrograficzne oraz zasięgi wychodni różnych odmian skalnych były tematem opracowań m.in. Petrascheck'a (1909) oraz Żelaźniewicza (1977 a, b). Ten ostatni autor ustalił ponadto następstwo deformacji ww. utworów. Według niego skały były deformowane w sześciu etapach, z czego dwa pierwsze dotyczyły wyjściowych serii osadowych. Ostatnie wyniki datowań metodą Rb/Sr Bachlińskiego (2002) - 494 ± 19 Ma (fyllity z osłony) oraz 588 ± 25

Ma (łupki łuszczkowe i amfibolity z osłony) lokują wiekowo te utwory w długim okresie od późnego kambru po wczesny sylur.

GRANITOIDY MASYWU KUDOWY-OLEŠNIC

Granitoidy tego masywu tradycyjnie są wyróżniane w literaturze jako tzw. **granit z Kudowy** (NE obrzeżenie zapadliska) oraz tzw. **granit z Čermnej** (SW obrzeżenie zapadliska, od: Česka Čermna (*Čerma Granit* wg Petraschecka 1909, 1933); por. Gierwielanec 1957, 1965; Żelaźniewicz 1977 a, b). Petrografię granitu z Kudowy opisał m.in. Żelaźniewicz (1977 a, b), który wskazał na obecność kilku generacji skaleni i biotyty, powstałych w różnych etapach magmowego i pomagmowego rozwoju intruzji. Autor ten podkreślił silną kataklazę (protoklazę) granitu powstałą na etapie jego stygnięcia oraz związaną z tym procesem powszechną obecność agregatów łuszczkowo-skaleniowo-kwarcowych. Najstarsze opublikowane oznaczenia radiometryczne dotyczące bezpośrednio granitu z Kudowy są następujące: $301-312$ Ma metodą Rb/Sr na biotycie (Borucki 1966) oraz $307-328$ Ma metodą K/Ar również na biotycie (Przewłocki i inni 1962). W Czechach wykonane zostały datowania gabrodiorytu i granodiorytu z Nového Hrádku uważanych za odpowiedniki granitu z Kudowy (Domečka, Opletal 1974): $318-352$ Ma, $327-361$ Ma i $342-378$ Ma (granodioryt) metodą K/Ar na amfibolu i biotycie. Ostatnie wyniki datowań metodą Rb/Sr Bachlińskiego (2002) dają wiek granitu z Kudowy - 331 ± 11 Ma. Oznaczenia te lokują intruzję we wczesnym karbonie, najprawdopodobniej w wizenie.

REGOLITY

Skały krystaliczne, a zwłaszcza granitoidy, które występują na powierzchni w otoczeniu basenu Nachodu są z reguły silnie zwietrzałe. Dotyczy to głównie takich miejsc, gdzie na granicy zalegają utwory osadowe permu lub kredy. Zdaniem Augusta i Wojewody (2005) skataklazowany i zmieniony hydrotermalnie granit był materiałem wyjściowym dla powstania zwietrzelin, w tym pokryw zwietrzelinowych typu regolitu. Największe wychodnie silnie zwietrzałego granitu występują w okolicach Brzozowia (por. **Fig. X**) i w Kudowie Górnej, jak również w pasie od Pstrążnej na północnym zachodzie, poprzez okolice Čermnej do obszaru na wschód od Jerzykowic Wielkich (August, Wojewoda 2005).

Rekonstrukcja warunków, w jakich powstawały zwietrzeliny nie może być jednoznaczna. Można jednak z dużym prawdopodobieństwem uznać, że mogły one powstać w klimacie umiarkowanym i niezbyt wilgotnym, w krajobrazie o ubogiej roślinności. Takie warunki mogły panować w późnym karbonie, a konkretnie w okresie przed ca. 313 Ma (westfal B i C, patrz dyskusja August i Wojewoda (2005), co jednak nie wyklucza możliwości późniejszego reaktywowania procesów wietrzeniowych, np. w triasie, jurze, wczesnej kredzie, czy nawet w trzeciorzędzie (por. m. in. Mroczkowski 1977; Migoń & Lidmar-Bergström 2001 & 2002).

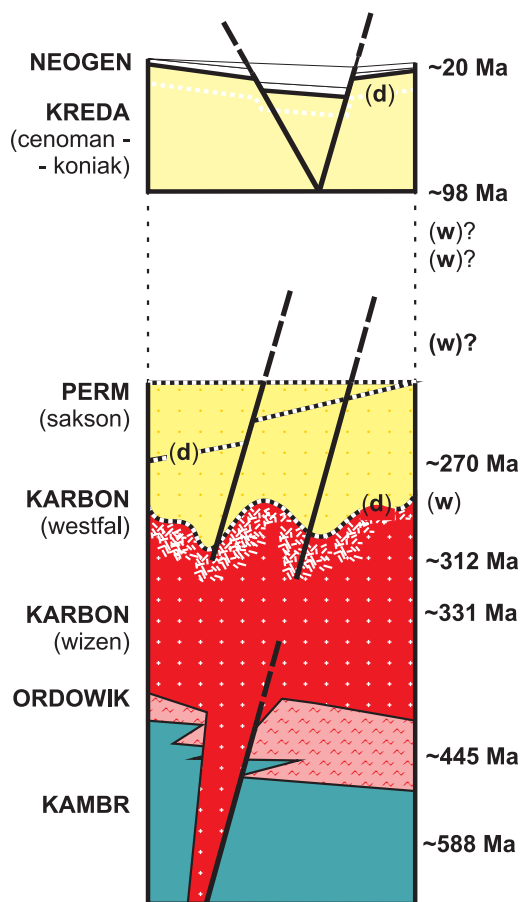


Fig. 4. Schemat litostratygiczny obszaru basenu Nachodu (d – dyskordancja, w – wietrzeń)

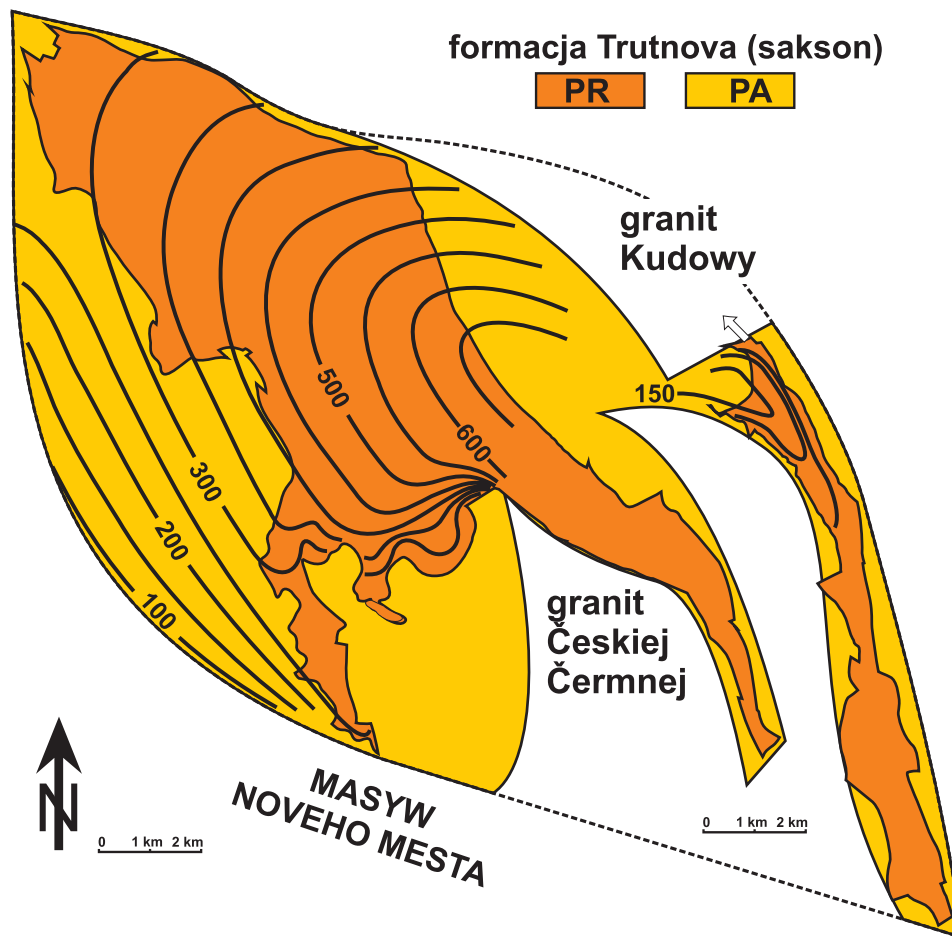


Fig. 5. Zasięg i miąższość osadów saksonu na obszarze basenu Nachodu: PR - obecne wychodnie, PA - przypuszczalny, pierwotny zasięg osadów saksonu oraz wychodnie pod utworami kredy

PERM

Osady permu na obszarze zapadliska Kudowy, przez porównanie do obszaru niecki śródsudeckiej, zaliczane są do górnej części czerwonego spągowca - saksonu (por. Petrascheck 1933; Dziedzic 1957, 1961; Gierwielaniec 1965). Holub zaliczył osady permu na obszarze basenu Nachodu (basen Trutnov-Nachod sensu Holub 1976) do formacji z Trutnova (sakson). Ich cechy teksturalne i strukturalne, a przede wszystkim obecność wyraźnych poziomów wzbogaconych w węglan wapnia (kopalne gleby typu kalicze), pozwalają te osady skorelować z najwyższym ogniwem dolnego permu rozpoznany w okolicach Radkowa (niecka śródsudecka), tzn. ze zlepieniem z Wambierzyc (por. Śliwiński 1984). Najwyższą część osadów permskich stanowi tzw. formacja z Bohuslavic (por. Holub 1976; Vejlupek 1990). Osady tej formacji są zaliczane do turyngu i występują wyłącznie w zachodniej części basenu Nachodu na obszarze elewacji Radechowej i w obrzeżeniu zapadliska Kudowy, gdzie tworzą wąski pas wychodni na zachód od linii Nachod- Hronov (por. Vejlupek 1990). O wieku osadów permskich w zapadlisku Kudowy można jedynie powiedzieć, że nie są starsze niż ok. 270 Ma i młodsze niż ok. 260 Ma. Miąższość osadów permu na obszarze basenu Kudowy przekracza 600 m w okolicach Nachodu i nie przekracza 200 m na obszarze rowów tektonicznych Lewina Kłodzkiego i Brzozowia (Fig. 5)

KREDA

Kreda na obszarze basenu Nachodu wypełnia depresję tektoniczną (**zapadlisko Kudowy**) oraz występuje w postaci płatów w jej obrzeżeniu (por. Fig. 3). Wiek najstarszych utworów kredowych do dzisiaj nie jest jednoznacznie udokumentowany. Początkowo zaliczane do środkowego cenomanu (Michael 1893; Gierwielaniec 1965), zlepieniec i piaskowiec wapnisty z Kudowy, zlepieniec muszlowy oraz piaskowiec krzemionkowo-wapnisty z Jakubowic, jak się okazuje mają niewielki zasięg i obocznie przechodzą w piaskowce glaukonitowe z *Actinocamax Plenus* (górnym cenoman), a ku górze w piaskowce i mułowce z *I. labiatus* (dolny turon). Główną masę osadów kredy na obszarze zapadliska Kudowy stanowią mułowce wapniste środkowego turonu (*I. lamarcki*), których miąższość w najgłębszej części depresji wynosi prawie 500 (!) m. Ogólnie można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że osady kredy na obszarze basenu Nachodu nie są starsze niż ok. 98 Ma.

NEOGEN

Utwory neogeńskie na obszarze basenu Nachodu przede wszystkim rozległe pokrywy zwirowe między Czermną a Jeleniowem oraz na południe od Hronova, jak również w okolicach Žernova i na zachód od Noveho Města (por. Fig. 3). Osady te wiąże się czasowo z okresami zlodowaceń w czwartorzędzie (por. Vejlupek 1990). Ponadto, do neogenu (miocen-pleocen?) zalicza się pojedyncze i izolowane wystąpienia zwirow oraz glin na południe od Noveho Hrádka (por. Sekyra 1990).

Schemat paleogeograficzny basenu Nachodu w permie

Schemat paleogeograficzny basenu Nachodu w permie wskazuje jednoznacznie, że zarówno pod względem obszarów (centrów) depozycji, kierunków paleotransportu i zmian facjalnych osady permskie nawiązują do ram strukturalnych basenu (Fig. 6). Ramy te, konsekwentnie przez cały czas istnienia basenu, wyznaczają dwie ważne strefy uskoku. Pierwsza ogranicza basen Nachodu od północy i pokrywa się z dobrze udokumentowaną strefą uskoku Poříči-Hronov (P-HFZ). Jej naturalne przedłużenie w kierunku wschodnim stanowią między innymi uskok Ždárky-Jakubovice i strefa uskoku Szczytnika (SZFZ) (Fig. 7) (por. Wojewoda 2006). Druga ogranicza basen Nachodu od południa i jak na razie ma raczej umowny charakter, gdyż składa się z wielu mniejszych udokumentowanych lub przypuszczalnych dyslokacji. Jest to strefa, której zasięg wyznaczają miejscowości: Česká Skalice (na zachodzie), Nový Hrádek i Přibyslav oraz Spalona w Górach Orlickich (na wschodzie). To jednocześnie strefa, która wyznacza południowy zasięg występowania utworów permu w tym regionie. Warto podkreślić, że przedłużenie tej strefy w kierunku zachodnim jest znacznie lepiej udokumentowane, zwłaszcza, że wyznacza ona tam granicę strukturalną między basenem Trutnova a basenem Mnichovo-Hradiště (por. Fig. 5) (patrz również Holub & Tásler 1974, mapa V). Granicę wschodnią zapadliska Kudowy wyznacza wschodni uskok brzeżny zapadliska, który obejmuje wcześniej opisane

przez Gierwielańca (1965) dyslokacje: fleksurę Dańczowa-Lewina oraz uskoki Czermej, Dańczowa i Jerzykowic Wielkich. Granica zachodnia jest również umowna. Wyznacza ją linia Upice-Žernov i dolina rzeki Upy. Schemat paleogeograficzno-strukturalny w permie wskazuje na zamknięcie basenu Nachodu od wschodu i jego otwarcie na zachód (kierunki transportu do centrum basenu i ku zachodowi), utwory turyngu zwiększają stopniowo swoją miąższość w kierunku zachodnim, a wszystkie utwory permu są ograniczone w stropie zapewne tą samą powierzchnią erozyjną, por. m. in. Dziedzic (1957, 1961); Holub, Tásler (1974) i Holub (1976). Charakterystyczny romboidalny kształt basenu oraz lokalizacja stref największej miąższości (centrów subsydencji) dla permu (Holub & Tásler 1974; Holub 1976) pozwalają przyjąć za najbardziej prawdopodobny transtensyjny schemat rozwoju basenu związany z prawoskrętnym ruchem przesuwczym na uskokuach ramowych (romboidalny basen typu pull-apart) (Mann i inni 1983). Zamknięcie basenu od wschodu sugeruje, że w permie główną strefą wymuszającą rozwój basenu była jego południowa granica (CS-SFZ), a sam basen miał charakter przesuwczego basenu terminalnego (ang. fault branch basin). Drugą granicę wyznaczał wschodni uskok brzeżny zapadliska Kudowy, który w permie stanowił najprawdopodobniej wschodnie zakończenie strefy uskoku Poříči-Hronov (Fig. 7).

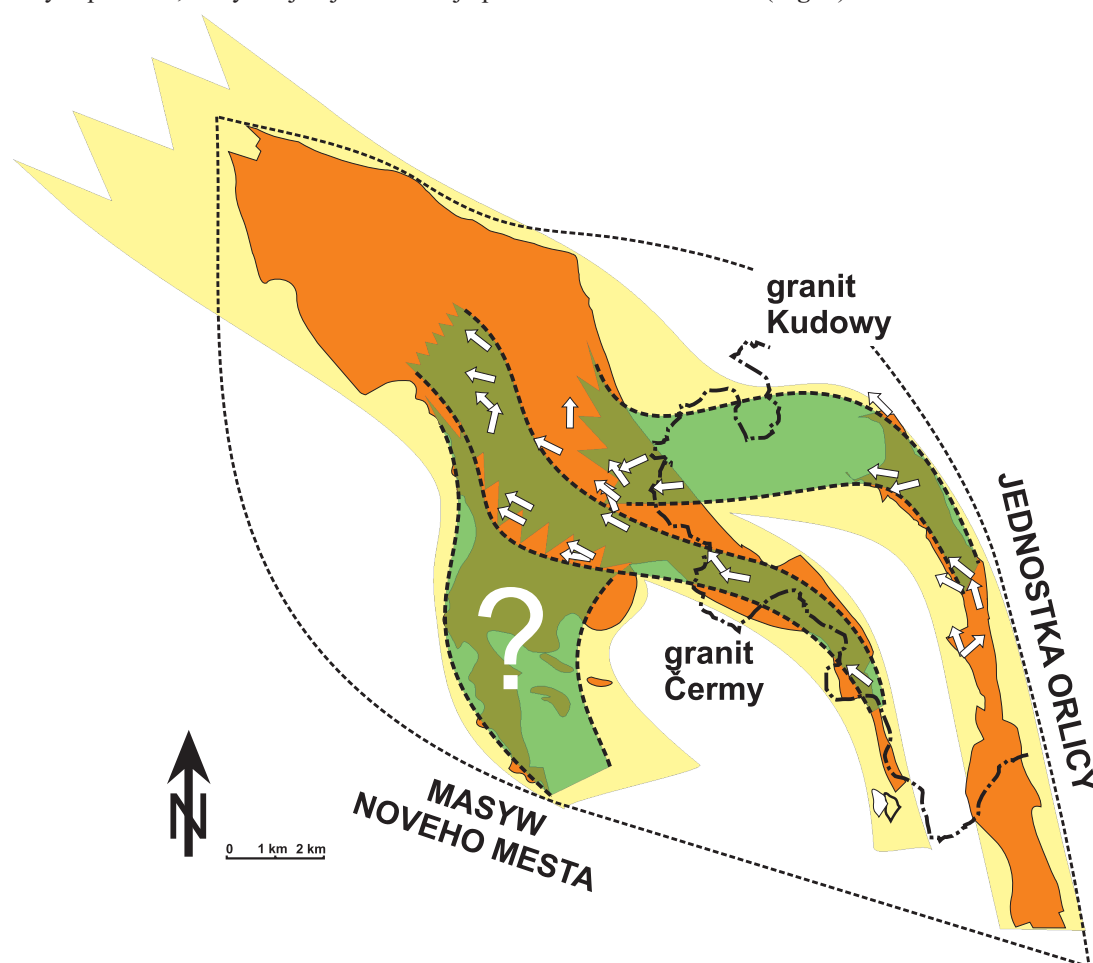


Fig. 6. Schemat paleogeograficzny basenu Nachodu w Saksonie (strzałki – kierunki paleotransportu w oparciu o ponad 500 pomiarów, zielone pasy – przypuszczalne paleotraktę rzeczne)

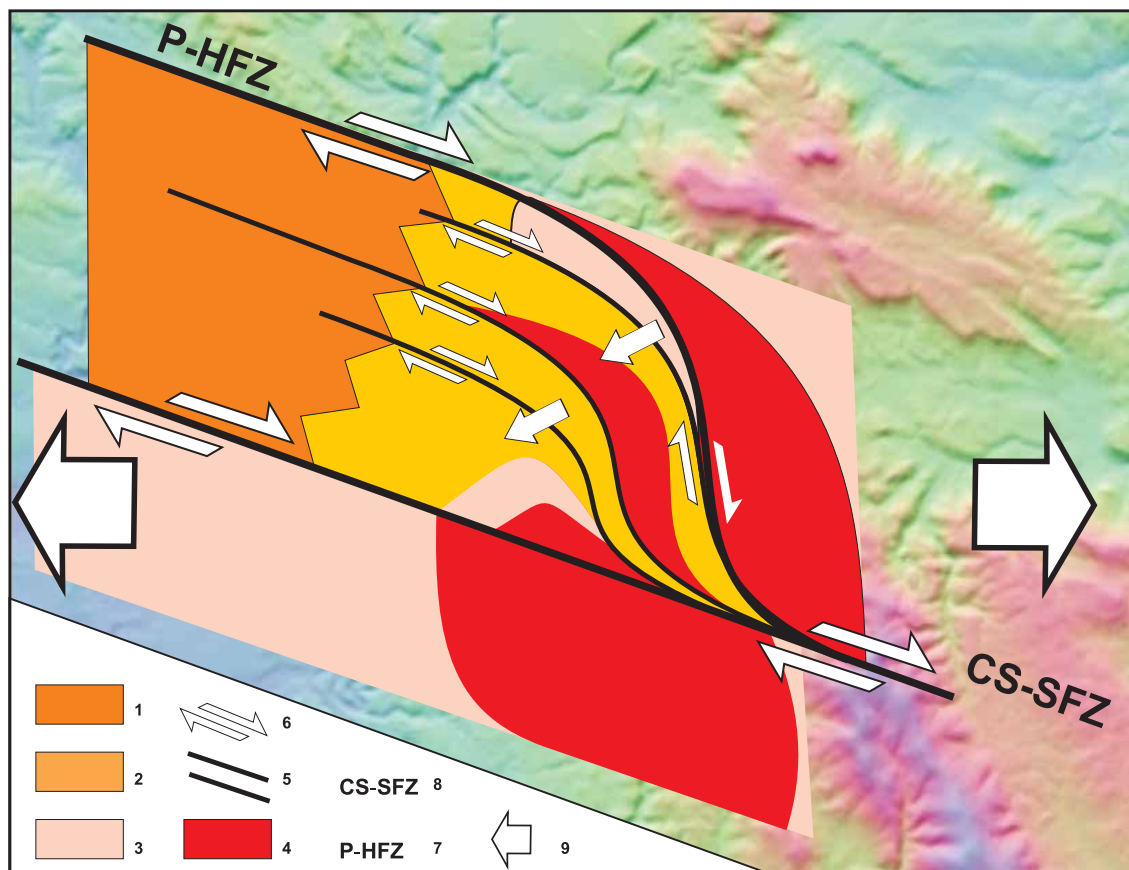


Fig. 7. Schemat paleogeograficzno-strukturalny basenu Nachodu w permie

1 – perm (czerwony spągowiec, turyng); 2 – perm (czerwony spągowiec, sakson); 3 – skały metamorficzne kompleksu orlickiego; 4 – granitoidy masywu Kudowa-Oleśnice; 5 – przypuszczalne aktywne uskoki; 6 – kierunki przemieszczeń poziomych; 7 – strefa uskokuwa Poříči-Hronov; 8 - strefa uskokuwa Česka Skalice-Spalona; 9 – kierunek regionalnej tensji.

STANOWISKO 1: Brzozowie

50° 25' 10" N, 16° 13' 43" E

50° 24' 57" N, 16° 13' 27" E

50° 25' 01" N, 16° 13' 04" E

Jurand Wojewoda

Przez wieś Brzozowie przebiega południowa granica basenu rowu tektonicznego Brzozowia, która jednocześnie stanowi południowe krańce basenu Nachodu (Fig. 3 i 8). Granica ta była dotychczas uważana za uskok odwrócony (por. Gierwielaniec 1955), co miało stanowić dowód na kompresyjny charakter inwersji na obszarze basenu Nachodu. Podstawę dla takiego poglądu dawał zapad uławicenia w sąsiadujących z uskokiem utworach permu w kierunku południowo-zachodnim, czyli „pod” granity. Jednak precyzyjne prace kartograficzne oraz płytki geofizyka dowodzą, że południowy uskok rowu Brzozowia jest normalny, jego powierzchnia jest nachylona w kierunku północno-wschodnim. Nachylenie uławicenia w kierunku przeciwnym może sugerować, że powierzchnia uskoku jest listryczna, co tłumaczy efekt rotacji przeciwny do kierunku zrzutu.

Przy ścieżce z Brzozowia do miejscowości Česka Čermna (Fig. 8), na południowych krańcach wsi tuż przy granicy państwowej, odsłania się silnie zwietrzały granit.

Granit jest silnie zwietrzały i blisko powierzchni tworzy prawie 6 metrowej grubości warstwę rozsypliwej masy (tzw. *grus*, Fig. 9A). Ostrokrawędziste ziarna kwarcu są spojone substancją ilarą o przewodzie kaolinitu. Na północnym skraju Brzozowia w skarpię drogi na granicy lasu i łąki odsłaniają się zlepieńce o zupełnie nieobtoczonych ziarnach. Tworzą wielozestawy warstwowane nieskokatowo przekątnie w dużej skali (Fig. 9B). Cechy tego osadu pozwalają go uznać za osad proksymalnej części stożka napływowego. Jest to odsłonięcie położone najbliżej granicy rowu. Tuż przy drodze z Brzozowia do Słonego, ok. 100 m od mostku, odsłaniają się gruboziarniste osady zlepieńców z Brzozowia (Fig. 9B). Są to wyłącznie osady koryt i nasypów śródkorytowych strumieni roztokowych typowych dla systemu roprowadzającego w dystalnych strefach stożków napływowych. Kierunek paleotransportu określony w oparciu o osie rynien oraz imbrycację podprądową wynosi 280°-300°, czyli jest zgodny z osią rowu tektonicznego Brzozowia.

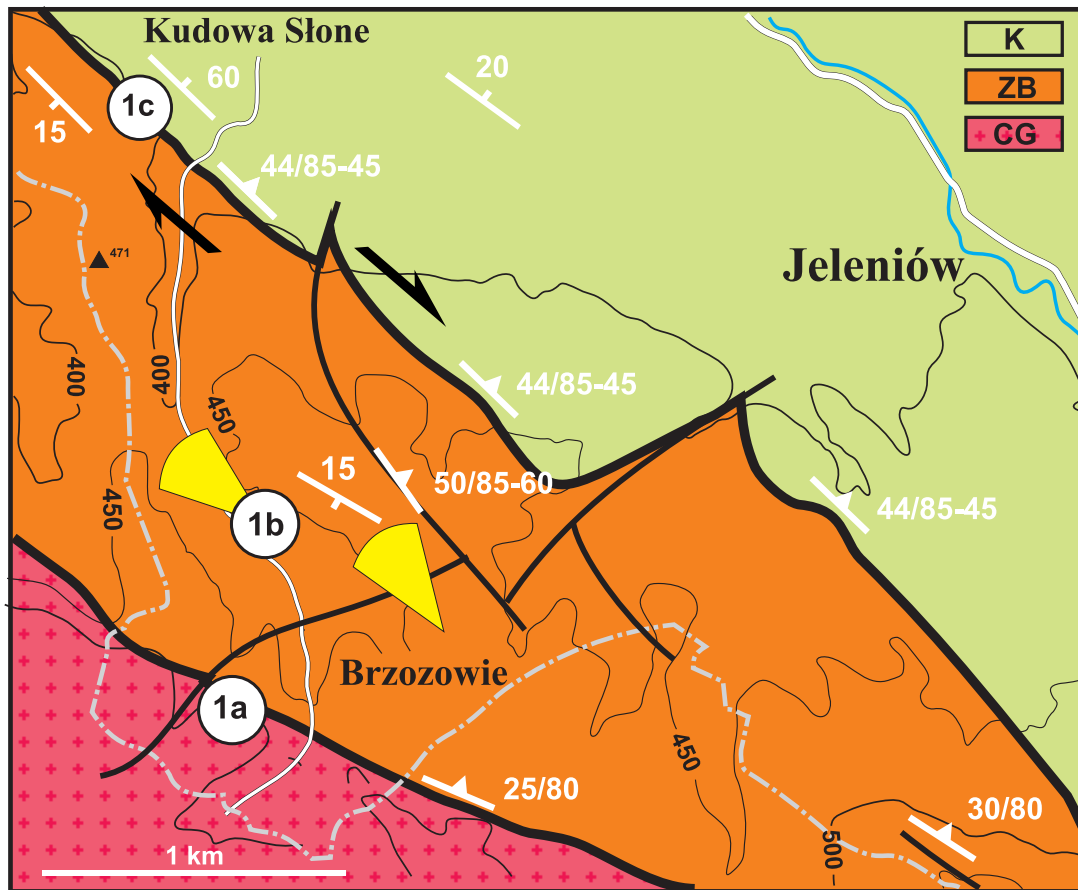


Fig. 8. Schematyczna mapa geologiczna okolic Brzozowia i Słonego.

CG – granit z Čermnej; ZB – zlepienie z Brzozowia; K – kreda; punkty obserwacyjne – białe kółka; żółte rozety – kierunki paleotransportu w punktach zaczepienia rozety; nachylenie powierzchni uskokowych podane w granicach wynikających z odczytu intersekcyjnego.

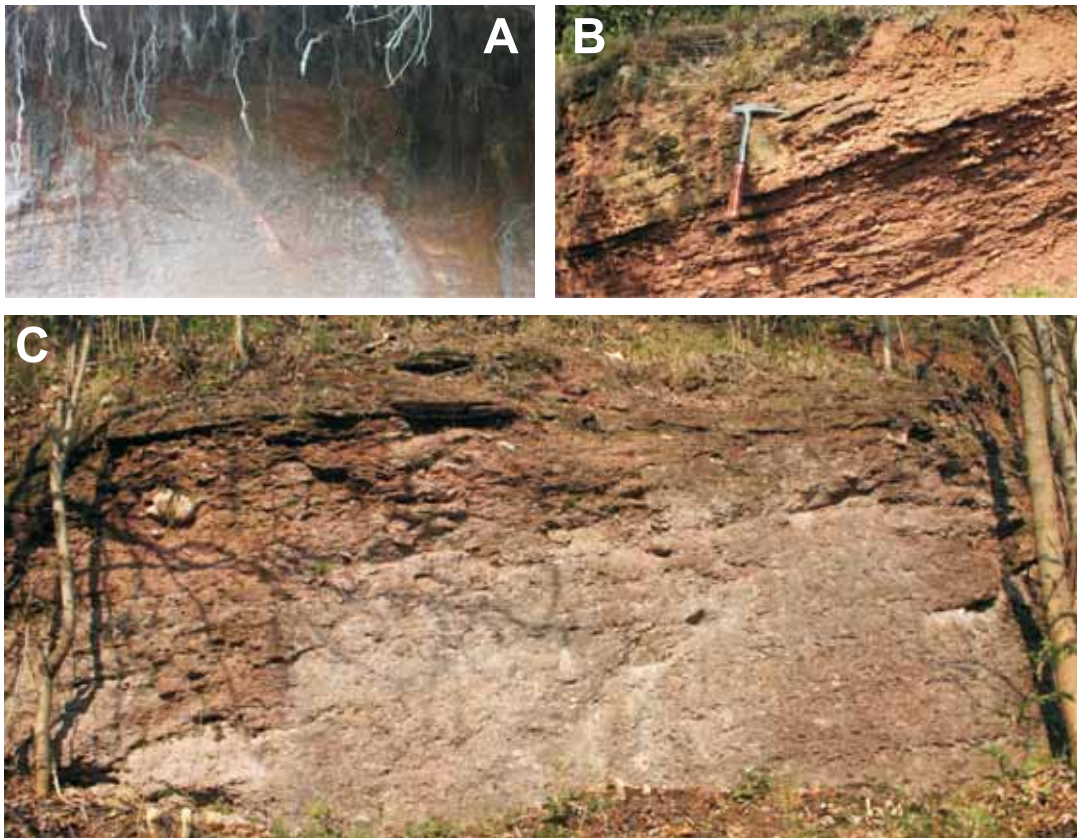


Fig. 9. Zwiertzały granit z Českiej Čermnej (A) i zlepienie z Brzozowia: A - bliski stożek napływowy, C - daleki stożek napływowy

STANOWISKO 2: Słone

50° 25' 56" N, 16° 12' 34" E

Jurand Wojewoda, Stanisław Burliga

W niewielkim, ale eksploatowanym już od XIX wieku kamieniołomie w Kudowie Słone, widoczna jest południowa granica zapadliska Kudowy (Fig. 10). Na stromo nachylnym uskoku normalnym utwory kredy są zrzucone i nachylone w kierunku NE. Skrzydło wyniesione zbudowane jest ze zlepieńców permskich, analogicznych do tych, które odsłaniają się w Nachodzie (por. stanowisko 3). Z uwagi na to, że w *zlepieńcach ze Słonego* przeważa lokalny materiał z kompleksu Noveho Mesta, można je traktować jako niezależną, lokalną odmianę analogiczną do *zlepieńców z Nachodu* w obrębie *formacji z Trutnova* (por. Fig. 2)

Zlepieńce ze Słonego to różne odmiany zlepieńców i piaskowców zlepieńcowatych, w obrębie których występują cienkie wkładki różnoziarnistych piaskowców i mułowców. Zlepieńce mają w przewodzie zwarty szkielet ziarnowy, a największe ziarna mają średnice (MPS) o długości ponad 15 cm. Zlepieńce o rozproszonym szkielecie ziarnowym występują podrzędnie. Większe otoczaki mają na ogół kształt elipsoidalny i dyskooidalny, jak również wyraźnie zaokrąglone naroża. Sporadycznie występują otoczaki bardzo dobrze obtoczone, jak również ostrokrawędziste okruchy kwarcowe lub skaleniowe, które należą do najdrobniejszej frakcji szkieletu ziarnowego. Piaszczysto-mułowa masa wypełniająca zbudowana jest z analogicznych składników litycznych jak szkielet ziarnowy, jednakże pospolitsze są w tej frakcji ziarna kwarcowe i skaleniowe. Wszystkie składniki są słabo spojone lepiszczem ilasto-żelazistym, które nadaje skałom zabarwienie czerwono-fioletowe.

Zlepieńce miejscami wykazują jednokierunkową imbrykację podprądową i niskokątowe warstwowanie przekątne.

Tworzą soczewkowate ławice lub wielozestawy. Powszechnie występują w nich rozległe i płytkie powierzchnie erozyjne, przypuszczalnie kopalne koryta. Zespół facji jest typowy dla środowiska zwirodennej rzeki roztokowej (Miall 1996, por. Wojewoda 2007). Osie koryt, imbrykacja otoczków w brukach korytowych oraz niskokątowe warstwowanie przyrostu bocznego jednoznacznie wskazują na kierunek paleotransportu ku zachodowi i północnemu zachodowi, co odpowiada ogólnemu schematowi paleogeograficznemu dla basenu Nachodu (por. Wojewoda 2007).

Przy uskoku występują struktury deformacyjne – brekcje i dajki klastyczne (Wojewoda, Burliga 2008). Zjawiska te wyznaczają ok. 8-metrowej szerokości strefę zaburzeń przy powierzchni uskoku. Dwie występujące w tej strefie dajki klastyczne oznaczono odpowiednio symbolami A (dajka grubsza, dalej od uskoku) i B (dajka cieńsza, bliżej uskoku) (por. Fig. 12).

Struktura i tekstura dajek klastycznych wskazują, iż zbudowane są one z mieszaniny mułowo-piaszczysto-zwirowej, która przemieszczała się w szczelinach powstałych w zlepieńcu. Obecność kierunkowej orientacji płaskoelipsoidalnych otoczków oraz zaokrąglonych intraklastów skał osłony w wypełnieniu dajek są przesłankami silnego zawodnienia osadu oraz dużej dynamiki jego przepływu przez szczelinę (Fig. 11). Przy braku liniowych wskaźników przepływu trudno jest precyzyjnie określić pierwotny kierunek przemieszczania materiału klastycznego, jednakże ułożenie otoczków sugeruje transport równoległy do granic żył.

Dajki powstały już po cementacji osadów permskich, przy układzie warstw obserwowanym współcześnie – po tek-

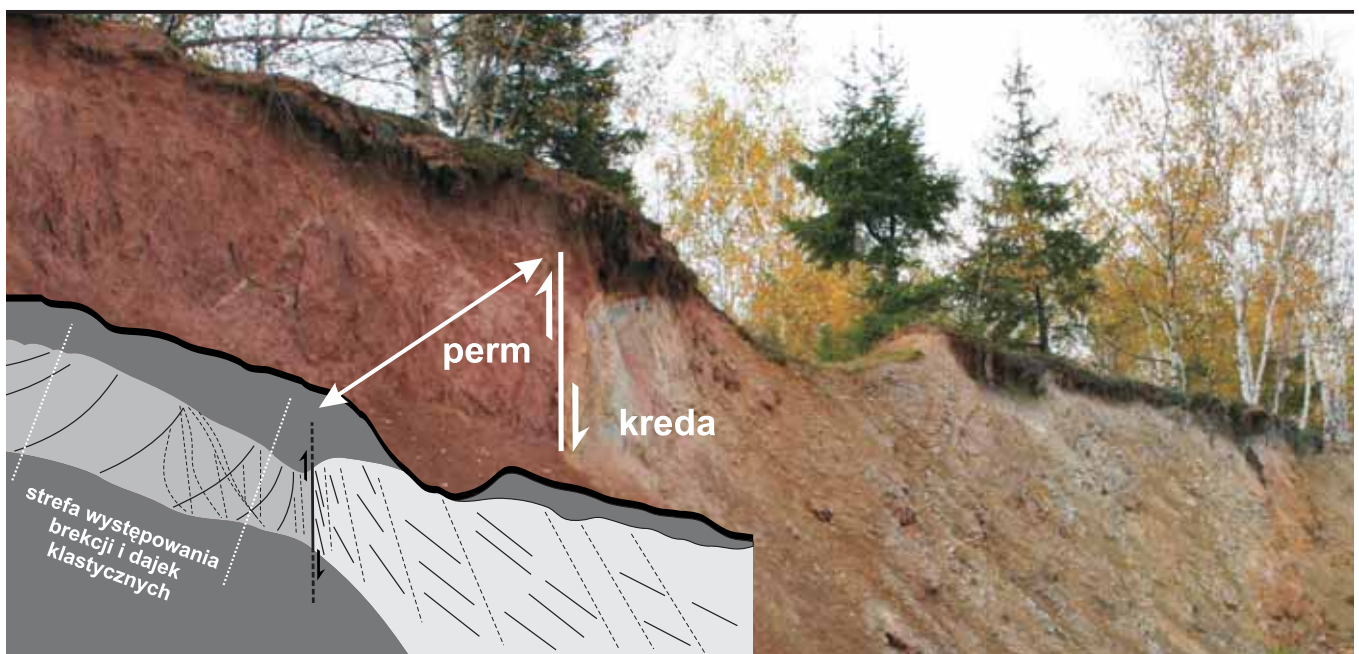


Fig. 10. Północny uskoku ramowy rowu Brzozowia (ciągłe linie – uławiczenie, przerywane linie – spękania)

tonicznej rotacji warstw zlepieńców do pozycji zbliżonej do współczesnej. Ponieważ przyczyną zestromienia warstw zlepieńcowych było ich ciągnięcie przyuskokowe, można wnioskować również o uskokuwej genezie dajek klastycznych. Wniosek ten wydają się znajdować potwierdzenie w prostoliniowym przebiegu dajek, ich względnie stałej miąższości oraz zgodności biegów dajek i pobliskiego uskoku (Fig. 12).

Dajki stanowią wypełnienia spękań równoległych bądź subrównoległych do uskoku, powstałych na skutek pionowego przemieszczenia skrzydeł uskukowych. Nie ma jed-

nak wskaźników na jednoznaczne określenie zwrotu przemieszczenia na uskoku. Nie ma również pewności skąd mógł pochodzić materiał wypełniający dajki. Najprawdopodobniej powstał wskutek uwadniania i rozlasowania pierwotnego matriks w zlepieńcach lub zniszczenia osadów mułowcowo-piaskowcowych, które w omawianym odsłonięciu występują zarówno poniżej, jak i powyżej zlepieńców. Materiał taki może być tworzony, a następnie może być przemieszczany pod ciśnieniem w strefach zluźnień i w szczelinach w następstwie procesu „pompowania sejsmicznego” (Sibson i in., 1975; Kämpf i in., 1985).

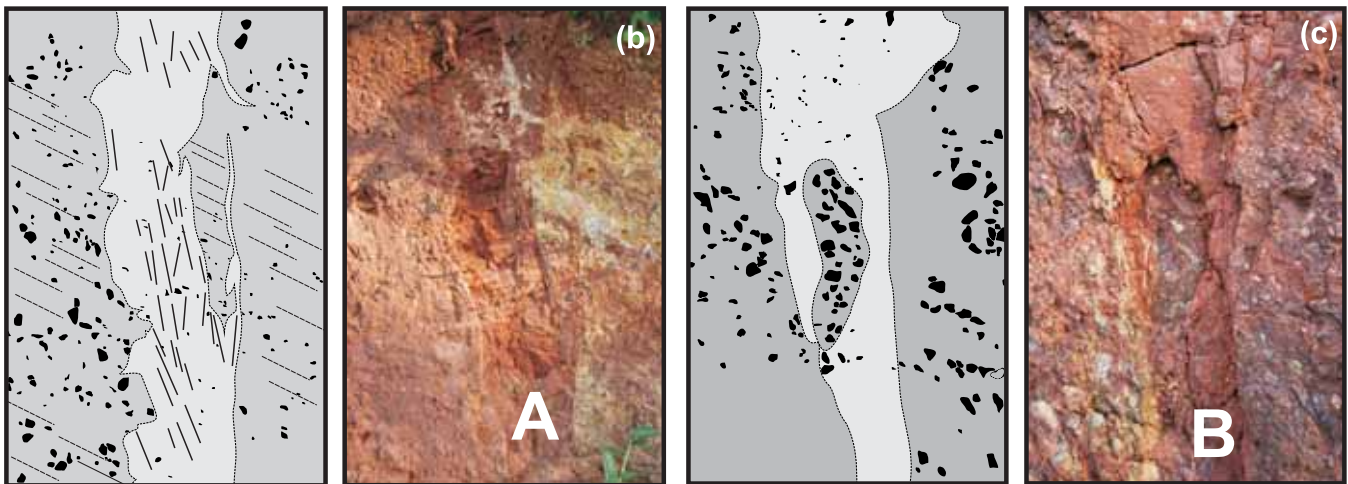


Fig. 11. Dajki klastyczne w zlepieńcach. Lineacja wypełnienia dajki A i intraklasty w obrębie dajki B

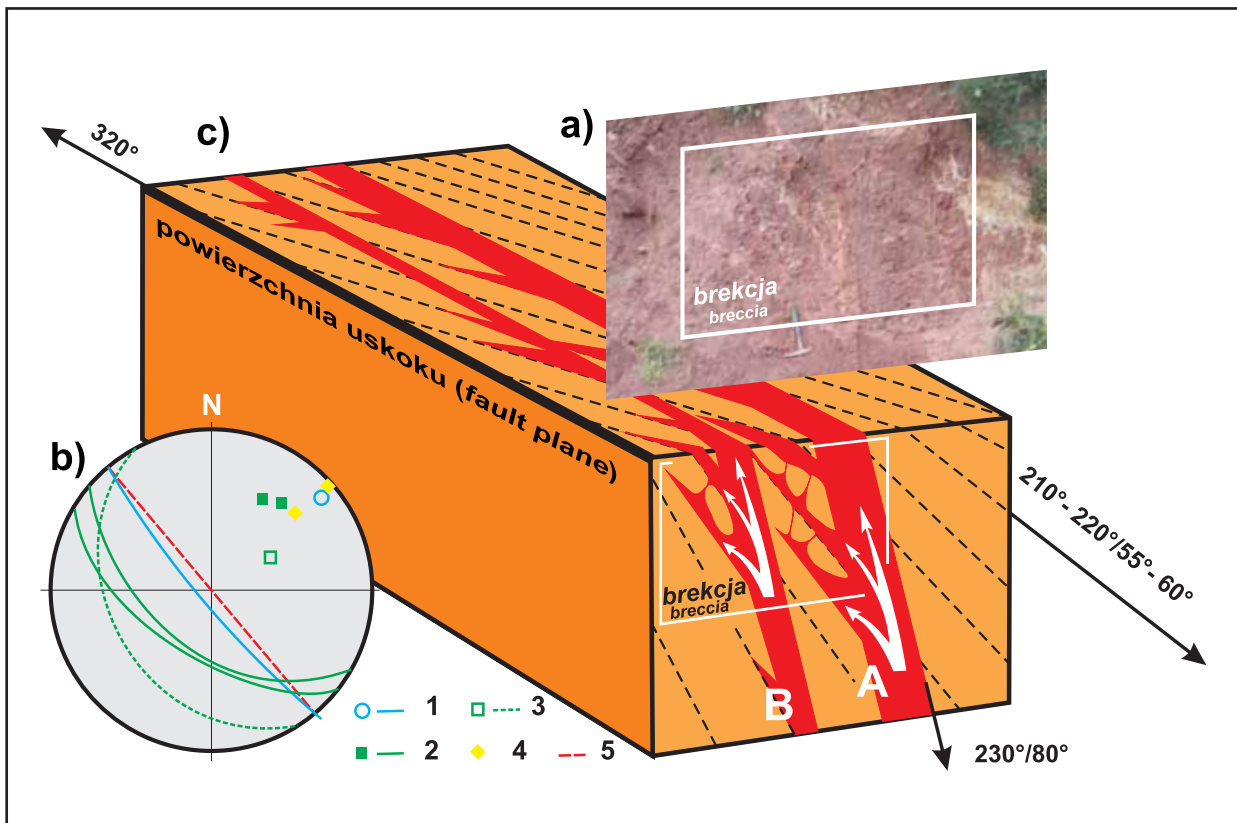


Fig. 12. Schemat wzajemnych relacji przestrzennych między powierzchnią uskoku, orientacją warstwowania oraz dajek i brekcji sejsmotektonicznych.

STANOWISKO 3: Nachod

50° 25' 10" N, 16° 13' 43" E
 50° 25' 30" N, 16° 09' 50" E
 50° 25' 35" N, 16° 09' 34" E

Jurand Wojewoda

W skarpie drogowej w pobliżu linii kolejowej w Nachodzie, na odcinku blisko 300 metrów odsłania się łącznie ponad 50 m profilu osadów rzecznych (Fig. 13A). Uławienie zapada pod kątem do 20° w kierunku NW. Widoczne są liczne koryta rzeczne, wielokrotnie reaktywowane, z brukami korytowymi. Pojedyncze sekwencje korytowo-odsypowe osiągają miąższość do ok. 6 metrów.

Kierunki paleotransportu konsekwentnie ku zachodowi i północnemu zachodowi. MPS do 25 cm, a poszczególne otoczaki są znacznie lepiej obtoczone niż materiał w poprzednich stanowiskach. Osady stanowią niemal kompletny zapis facjalny środowiska zwirowdennej rzeki roztkowej. Przy drodze wyjazdowej z Nachodu do Červeného Kostelca, w pobliżu stacji benzynowej i na skraju osiedla mieszka-

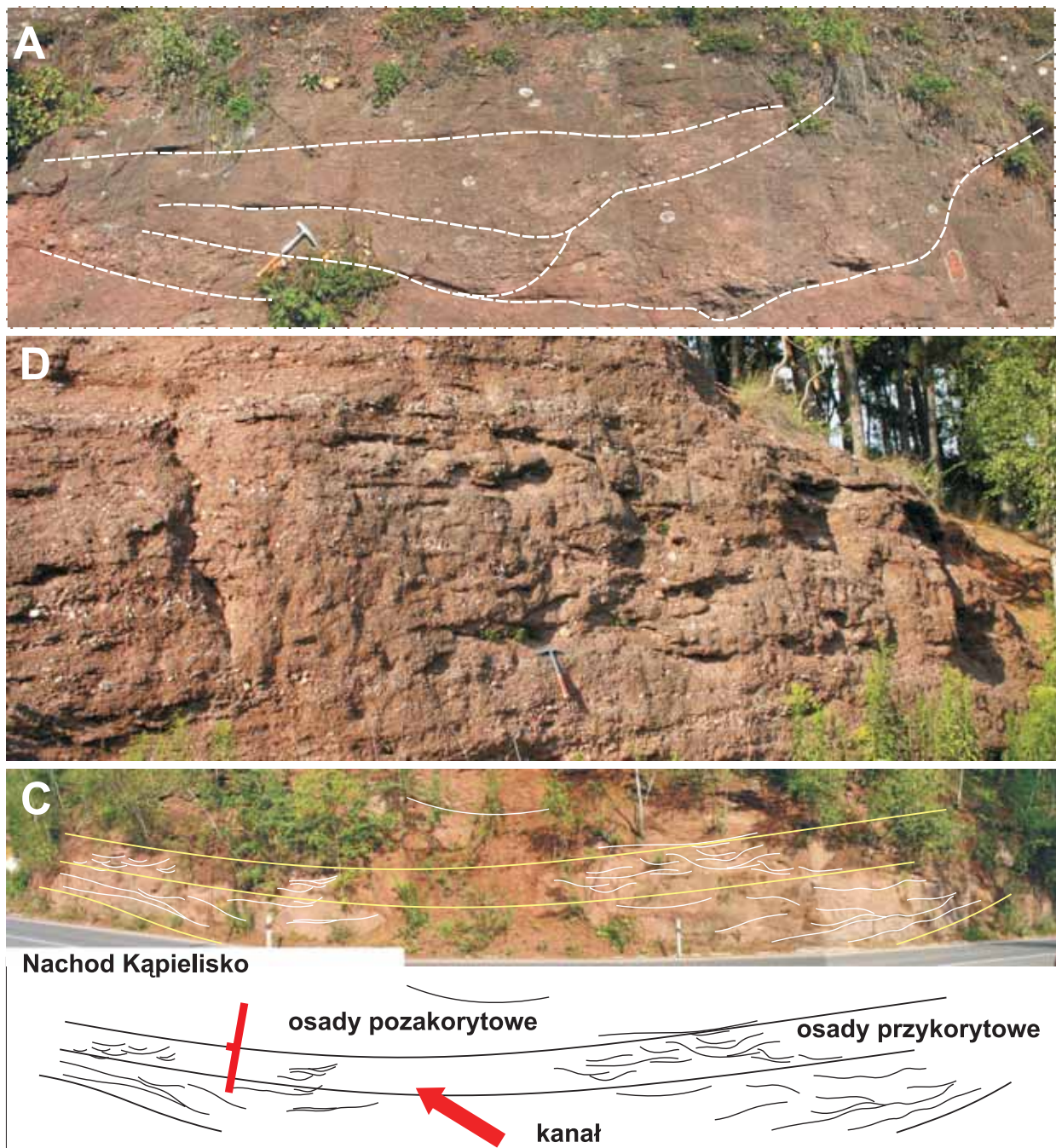


Fig. 13. Zlepienie z Nachodu (formacja z Trutnova). Sekwencje korytowo-nasypowe (a), osady nasypowe (b) i przekrój poprzeczny przez kopalne koryto (c).

niowego, odsłaniają się również zlepieńce z Nachodu (**Fig. 13B**). Punkt ten znajduje się dokładnie na przedłużeniu poprzedniego stanowiska zgodnie z kierunkiem paleotransportu (por. **Fig. 1 & 6**), jednak znacznie wyżej (ponad 100 m?) w profilu. W odsłonięciu przeważają drobnoziarniste i słabo wysortowane zlepieńce, często o ostrokrawędzistym materiale. Zawartość kwarcu w szkielecie ziarnowym dochodzi lokalnie do ponad 60%. Są to najprawdopodobniej osady nasypowe, być może związane z lokalnym, innym niż poprzednio źródłem materiału osadowego. Osady te w dużym stopniu przypominają zlepieńce dolnej części profilu w stanowisku Radków (Aleksandrowski et al., 1976), gdzie

zostały zinterpretowane jako materiał okresowych powodziowych zalewów warstwowych. Nieco dalej w kierunku zachodnim, naprzeciw miejskiego kąpieliska, ponownie odsłaniają się w przewadze osady korytowe, które w tym miejscu można obserwować w przekroju poprzecznym do paleotransportu (**Fig. 13C**). Wyraźna powierzchnia erozyjna tworzy paleokoryto o szerokości ok. 10 metrów, głębokości ponad 2 m i osi zorientowanej w kierunku WNW. W obrębie koryta występują liczne powierzchnie erozyjne niższego rzędu. Ku górze osady stanowiące wypełnienie koryta przechodzą w utwory nasypowe analogiczne do tych z poprzedniego odsłonięcia.

STANOWISKO 4: Dolni Radechowa

50° 26' 40" N, 16° 08' 55" E

Jurand Wojewoda

W nieczynnym łomie przy drodze, w pobliżu przystanku autobusowego w Dolnej Radechowej, odsłania się ponad 10 m profilu osadów zlepieńcowo-piaszczysto-mułowych, które tworzą charakterystyczne dla rzek o dużej krętości cyklotemy korytowo-odsypowe (**Fig. 14**). W spągu cyklotemów występują zlepieńce (MPS 12 cm), które najpraw-

dopodobniej są osadami bruków korytowych. W stropie cyklotemów natomiast występują piaszczysto-mułowe, cienko laminowane osady pozakorytowe o wyraźnych przejawach przebudowy glebowej (pedokrecje, rizokrecje, szczeliny i poligony z wysychania).

STANOWISKO 5: Horni Radechowa

50° 27' 14" N, 16° 08' 55" E

Jurand Wojewoda

W przydrożnej skarpie, naprzeciwko przystanku autobusowego, odsłania się profil ponad 20 metrów pstrych, heterolitycznych osadów piaszczysto-mułowych (**Fig. 15**).

Liczne ślady procesów pedogenicznych i kongrecje wapienno-dolomityczne wskazują na środowisko śródlądowej równiny okresowo zalewanej wodami rzecznyymi typu playa.



Fig. 15. Heterolityczne osady z Górnej Radechowej (formacja z Bohuslavice, turyng)

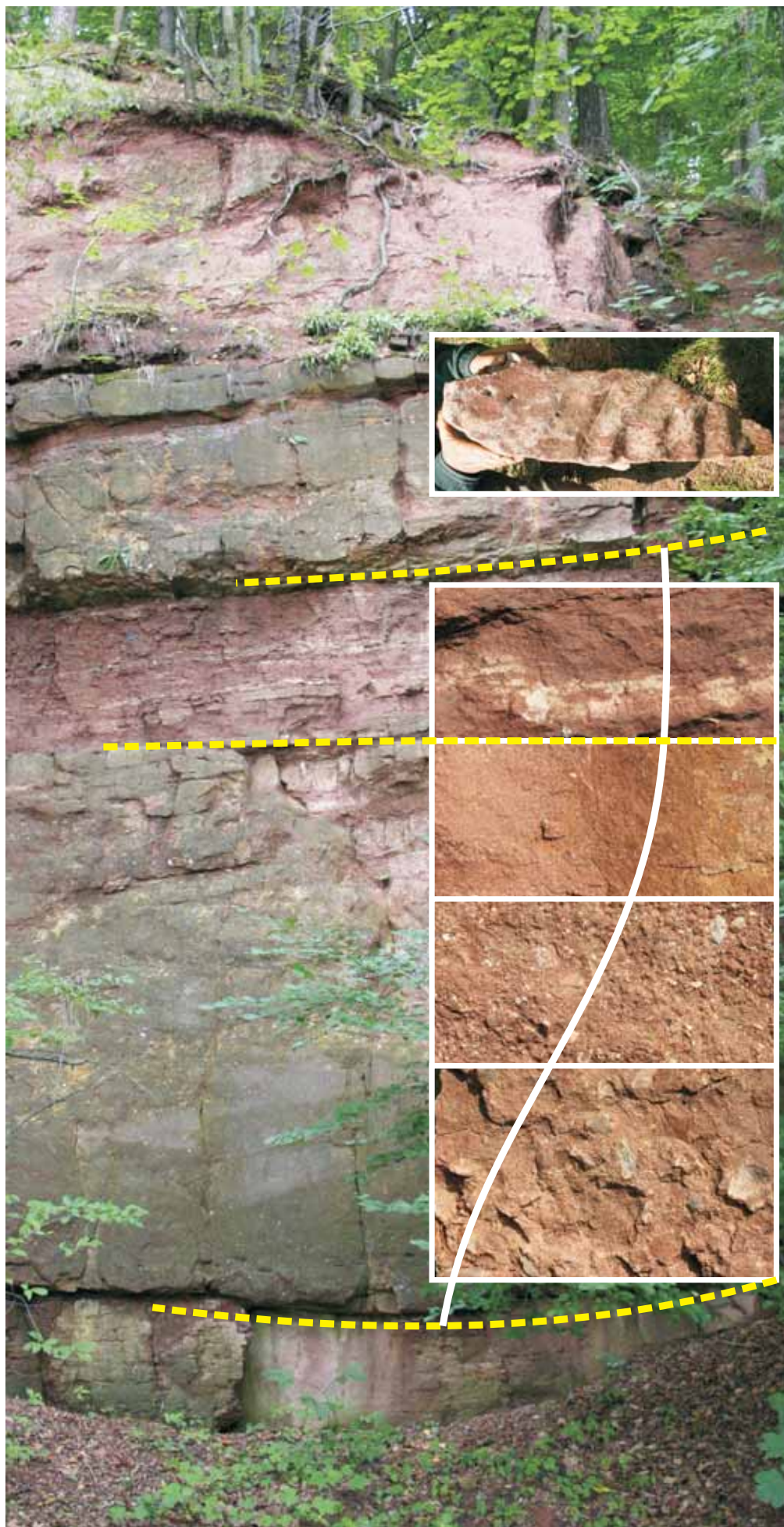


Fig. 14. Cyklotem meandrowy, ogniwo piaskowców i zlepieńców z Dolnej Radechowej (formacja z Trutnova).

STANOWISKO 6: Trutnov (kamieniołom Starý Rokytník)

50° 33' 07" N, 15° 55' 13" E

Karel Martinek

FORMACJA TRUTNOVA

Dane otworowe wskazują, że współczesny podział litostratygraficzny *formacji Trutnova* odzwierciedla rozwój facji w różnych częściach basenu i nie pozwala na precyzyjne chronostratygraficzne rozpozniowanie jednostek w basenie. Na podstawie danych głównie z geofizyki otworowej formacja Trutnova podzielona została na cztery genetyczne jednostki stratygraficzne, różne od wcześniej ustanowionych jednostek podziału litostratygraficznego opartego wyłącznie na litologii (Fig. 16 i 17). Dane kartażowe pozwalają ocenić niejasne dotychczas relacje pomiędzy południową a północną częścią basenu. Jednostki 1 i 2 w południowej części basenu reprezentowane są przez zlepieńce, które przechodzą w mułowce i pyłowce w centralnej i północnej części basenu. Przykrywające je jednostki 3 i 4 zapisują wcinanie się fluwialnych żwirów w części północnej, piasków w części centralnej i ciągłą sedymentację żwirów na południe od podbasenu Trutnova i basenu Náchodu (TNSB).

PIASKOWCE FORMACJI TRUTNOVA

Piaskowce występują głównie w części centralnej basenu i stanowią najlepiej odsłonięty fragment systemu fluwialnego w TNSB. Facje sedymentacyjne wyróżnione w badanych sekcjach zostały zaklasyfikowane jako **wypełnienia kanałów**, **osady stożków krewasowych** oraz **kalkrety** i **dolokrety** rozwinięte w facjach piaszczystych. Utwory te zostały zinterpretowane na podstawie ogólnego stosunku piaskowców do mułowców, gruboziarnistości wielu jednostek piaskowcowych, nieczytelnej akrecji bocznej, dowodów niestabilności brzegów, pokrywowego charakteru większości ciał piaskowcowych oraz małego rozrzutu wektorów paleoprądów (wskazujących kierunek północno-wschodni) jako osady rzeki niskiej krętości. Wysoka zmienność przepływu (obserwowana w poszczególnych analizowanych sekcjach o miąższości 10-15 m i wskazywana przez zmienność form dna i średnicy ziarna), zachowanie się wysoce nietrwałych fragmentów skał oraz pospolitość kalkretów/dolokretów sugerują przepływy okresowe i suche bądź półsuche warunki klimatyczne.

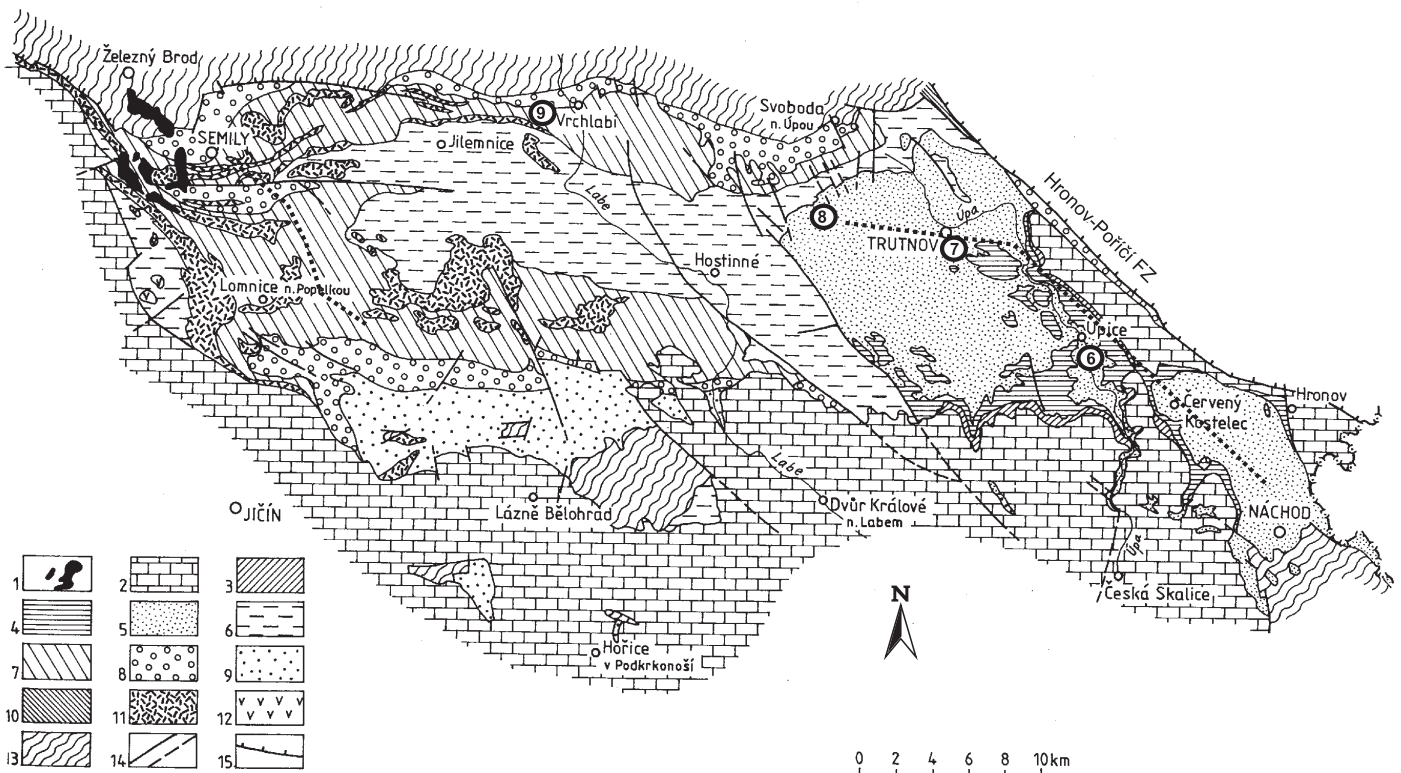


Fig. 16. Uproszczona mapa karkonoskiego basenu piedmontowego (KPB) (V. Prouza 2004)

1 - trzeciorzęd: bazalty; 2 - górna kreda (w przewodzie silikoklastyki morskie); 3 - trias: formacja Bohdašina; 4 - 7 perm: 4 turyng: formacja Bohuslavice, 5 - sakson: formacja Trutnova, 6 - autun: formacje Chotěvíč i Prosečného, 7 - formacja Vrchlabí; 8 - 9 karbon: 8 - stefan C - Barruel: formacje Semily, Syřenova i Odolova, 9 - Barruel - westfal D: formacja Kumburka, 10 - Bolsov - Langsett: formacja Žacléřa; 11 - 12 wulkanity późnopaleozoiczne: 11 - andezytoid, dacyt, 12 - ryolity i ignimbryty; 13 - nierozdzielone utwory krystaliczne; 14 - uskoki normalne: udokumentowane, przypuszczalne (linia przerywana); 15 - nasunięcia. Linia kropkowana pokazuje lokalizację przekroju z Fig. 17. Stanowiska zaznaczone kółkami.

W poszczególnych odsłonięciach w skali basenu udokumentowane zostały różne procesy sedymentacyjne. Aby zrozumieć mechanizmy kształtujące stratygrafię w skali basenu niezbędna jest znajomość relacji czasoprzestrzennych pomiędzy utworami w badanych odsłonięciach. Użyteczne do tego celu okazały się analizy minerałów ciężkich, które umożliwiły korelację odległych (do 15 km) odsłoneń zlokalizowanych w różnych częściach basenu. Zauważono pionowy trend większej skali w jednostkach 3 i 4 (50-100 m miąższości). Dolne ich części cechują większe miąższości warstw, drobniejszy lub średniej grubości materiał, proporcjonalnie niski udział kalkretów/dolokretów i bioturbacji oraz słaba cementacja węglanowa w większości piaskowców. Górne części charakteryzują się ogólnie cieńszymi warstwami, słabym wysortowaniem, większym udziałem intraklastów, pospolitym występowaniem kalkretów i bioturbacji oraz wyraźnymi elementami erozyjnymi. Na podstawie powyższych cech wnioskujemy, że wcięcie piaszczystych i żwirowych osadów fluwialnych w 2 i 3 jednostce (Fig. 17) spowodowane zostało tektonicznie uwarunkowanym obniżeniem poziomu morza, i że pionowy trend w jednostkach 2 i 3 jest zapisem przejścia do obniżonego i okresowego przepływu wywołanego przez bardziej suche warunki klimatyczne.

INTERPRETACJA PROCESÓW DEPOZYCYJNYCH PIASKOWCÓW FLUWIALNYCH

Wcinanie oraz wypełnienie kanałów piaszczystych.

Wypełnienie kanałów głównie przekątnie warstwowanymi piaskami z trendem malejącego ziarna i miąższości warstw ku górze wskazuje na wydarzenia wysokoenergetyczne, które doprowadziły do wypełnienia basenu prawdopodobnie przez nasypy śródkorytowe, co sugeruje stopniowe spłykanie się strumienia wody i obniżanie jego energii przepływu. Bardzo szybką depozycję osadów przekątnie warstwowanych potwierdzają liczne struktury ucieczkowe wody, wśród których stwierdzono również obecność **struktur mi-seczkowych**, lokalnie zacierających pierwotną więźbę osadu. Obecne w niektórych zestawach przekątnych fałdy leżące (por. Allen, Banks 1972) wskazują na ścięciowe upłynnienie osadu, spowodowane przez przepływ ponad osadem, który wytwarzał wysokie naprężenia ścinające na formy dna (Nichols 1995). Potwierdza to również współwystępowanie struktur odwodnieniowych i fałdów w tej samej warstwie (kamieniołom w Starym Rokytniku (Fig. 18, dolna część po lewej stronie zdjęcia), które wskazują na upłynnienie, które nastąpiło po zawodnieniu wydmy. Wśród innych mechanizmów upłynnienia osadu wymieniane są również gwałtowny spadek poziomu wody, prowadzący do wzrostu ciśnienia porowego (powszechne w nasypach roztopowych) lub wstrząs sejsmiczny (m.in. Fishbaugh i inni 1989). Jednakże w tym przypadku brak jest przesłanek na całkowite upłynnienie nasypu roztopowego, niemal w całości wypełniającego kanał, dlatego uważamy, że zawodnienie i upłynnienie pojedynczych zestawów przekątnych spowodowane było szybką depozycją luźnego i przesyconego wodą osadu, który tuż po depozycji podlegał ścinaniu w czasie przepływów powodziowych.

Powszechne nagromadzenia dużych intraklastów mułowych w spągowej części kanałów (Fig. 18) wskazują na

gwałtowne zjawiska erozyjne, które prowadziły do wycinania się kanałów w utwory brzegowe, co prawdopodobnie prowadziło do ich awulsji, powiązanej z silną erozją osadów mułowych i kolapsem brzegów koryta. Sporadycznie występujące kanały wypełnione mułem uważane są za odcięte koryta, wypełnione przez osad wytrącany z zawiesiny w warunkach wody stojącej lub przy niskoenergetycznym przepływie. Wypełnienia poszczególnych kanałów mają na ogół złożoną budowę (*sensu* Bridge, Mackey 1993), tzn. w obrębie osadów pojedynczego ciągu kanałowego osadzonych zostało kilka sekwencji odsypów korytowych zanim koryto zostało porzucone. Niestety, ze względu na zwykle ograniczony i 2-wymiarowy obraz większości odsłoneń, nie można dokonać bardziej szczegółowej, trójwymiarowej rekonstrukcji odsypów/łach i innych elementów architektury dna.

Generalnie wcinanie się kanałów oraz ich wypełnianie osadami odsypów kanałowych wskazuje na wysokoenergetyczne wydarzenia powodziowe. Miąższość pojedynczych wypełnień kanałowych (zwykle poniżej 4 m) sugeruje, że głębokość przekroju koryta nie była dużo większa od wskazanej na rysunku. Wskaźniki paleoprądów wykazują dość duży rozrzut kierunków paleoprzepływu, lecz ogólnie kierunek wschodni. Zapis niestabilności brzegów kanałów, brak systematycznej lateralnej akrecji większości kanałów, jak również lokalna zgodność wskaźników kierunków przepływu wskazują na roztokowy system korytowy o niskiej krętości.

Osady przykorytowe. Zespół osadów przykorytowych wskazuje na różne sposoby transportu i depozycji – od prądów trakcyjnych po sedymentację z zawiesiny. Tabularne jednostki piaskowców z ripplemarkami i z bioturbacjami zinterpretowano jako krewasy powstałe podczas wysokoenergetycznych przepływów powodziowych. Osady heterolityczne odzwierciedlają zmienny reżim przepływu. Okresy niedepozycji w późnych stadiach zatopienia powodziowego skutkowały zbioturbowaniem części osadów krewasowych. Muły były deponowane z zawiesiny i odpowiadają okresom zatapiania obszarów pozakorytowych, a następnie z dłuższymi okresami ich ekspozycji i rozwojem pedogenicznych kalkretów.

Cementacja węglanowa. Dosyć powszechna w piaskowcach cementacja węglanowa powstała wskutek procesów pedogenicznych w klimacie półsuchym. Gdyby był to proces późnodiagenetyczny, np. cementacja z roztworów porowych bogatych w jony węglanowe, wtedy objęła by ona znacznie większą część osadów, a jej rozkład był by uzależniony od porowatości i przepuszczalności piaskowców. Ponadto, cienkie poziome kalkretów nawiązują do paleorzeźby terenu z okresu depozycji i również dlatego są interpretowane jako abiogeniczne kalkrety powstałe w drodze ewaporacyjnego pompowania jonów z wód gruntowych i ich wytrącania przy powierzchni. Najprawdopodobniej parowanie przeważało nad kondensacją i precypitacją (ujemny budżet wodny) (Talbot i inni 1994). Poikilitowe cementy sparytowe mogą być interpretowane jako późniejszy efekt diagenetyczny (Harwood 1988), powstały raczej na skutek rekryształizacji niż precypitacji.

Dojrzałość kalkretów nie osiąga 4 stopnia wg klasyfikacji Wrighta i innych (1988), a na ogół odpowiada stopniowi 2 – kalkrety modularne – i 3 – kalkrety masywne poprzedzające rozwój poziomów laminowanych (co wyma-

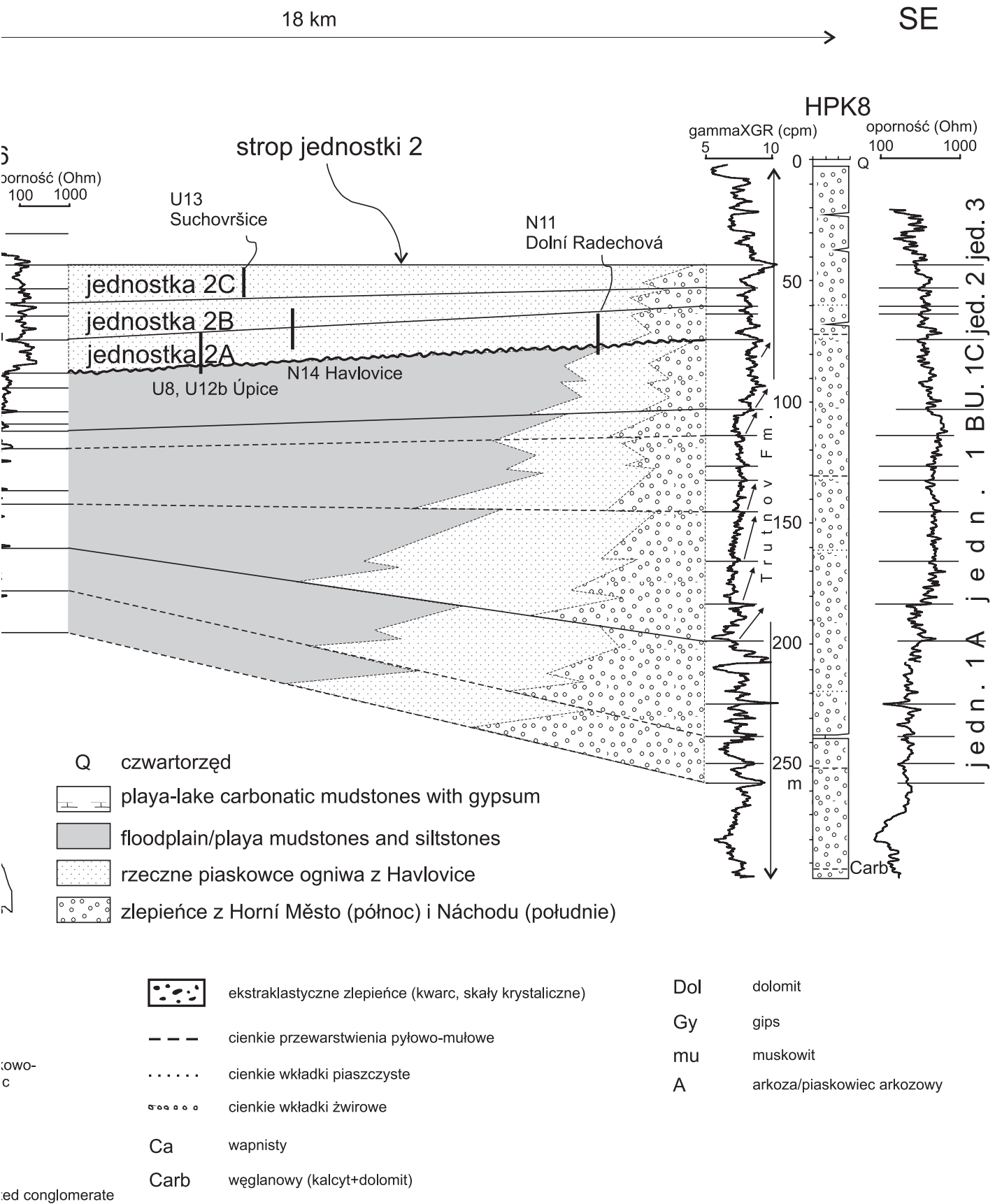
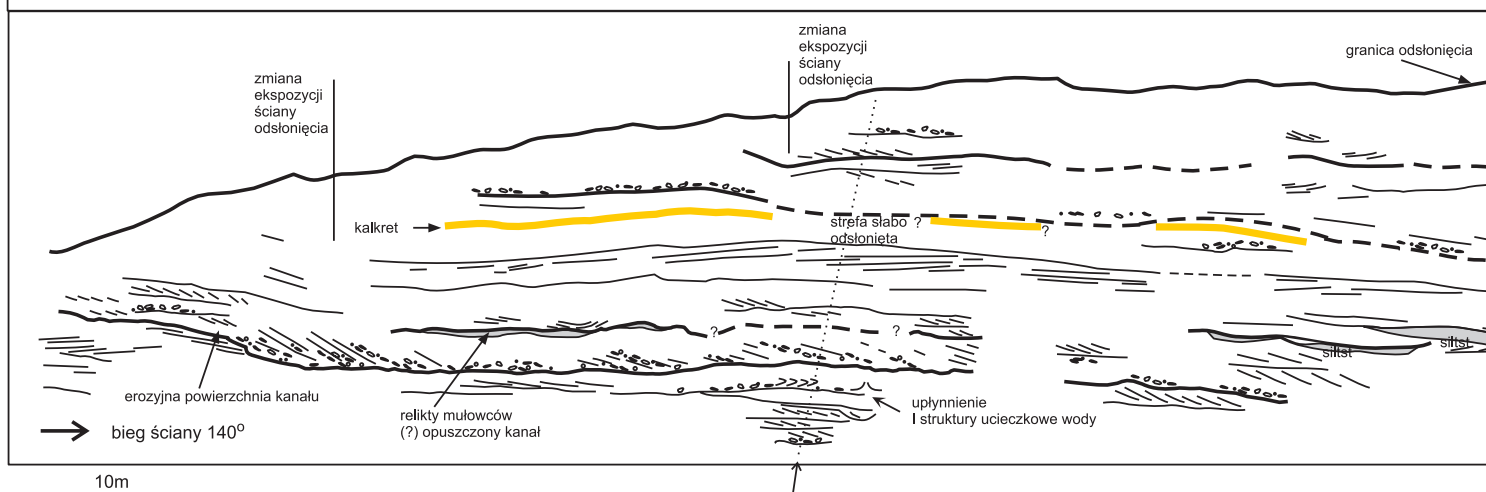
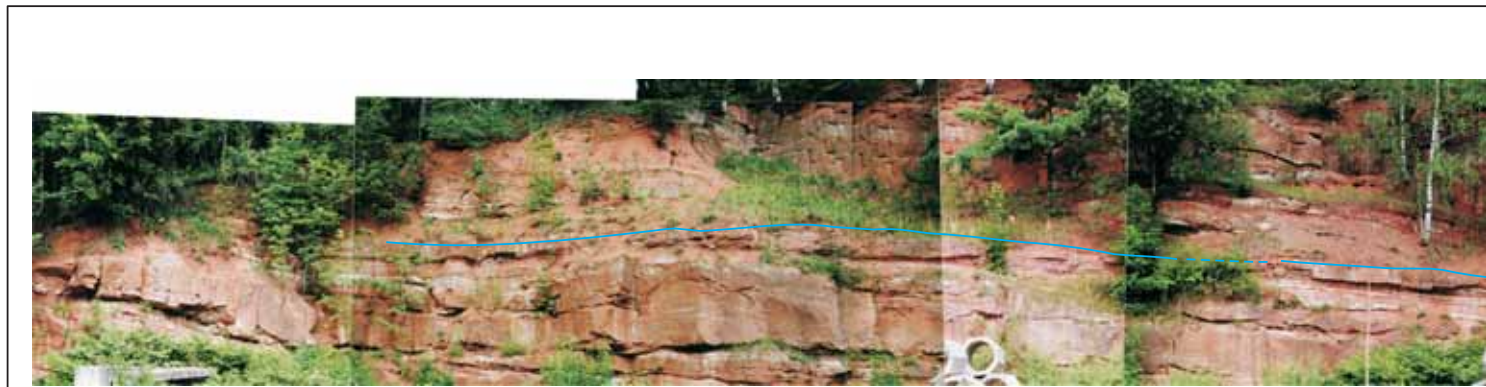
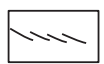


Fig. 17. Przekrój geologiczny poprzez subbasen Trutnova i basen Nachodu wzdłuż linii NW-SE Lokalizacja na Fig. 16.

Główne genetyczne jednostki stratygraficzne (1-3) wydzielone na podstawie korelacji profile wiertniczych i uwzględniają wydzielone litofacje oraz jednostki lito- stratygraficzne. Rzeczne piaskowce jednostki 3 w przybliżeniu odpowiadają ogniwu z Havlovice. (według Martínek, Uličný w przygotowaniu)

gało by działalności biogenicznej – w tym przypadku raczej nieistotnej). Wskaźnikiem szybkiej cementacji umożliwiającej rozwój masywnych, stwardniałych poziomów są podcięcia scementowanych ławic piaskowcowych na obrzeżach koryt i udokumentowane kolapsy brzegów (Fig. 18). Lokalnie mikrokrasowienie kalkretów dostrzegalne jest w odwróconym bloku występującym w obrębie wypełnienia kanałowego. Na częściowe lub całkowite niszczenie poziomów kalkretowych wskazują redeponowane fragmenty scementowanych facji piaskowcowych w niektórych wypełnieniach kanałów.

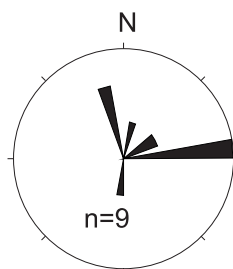
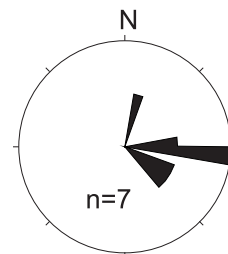
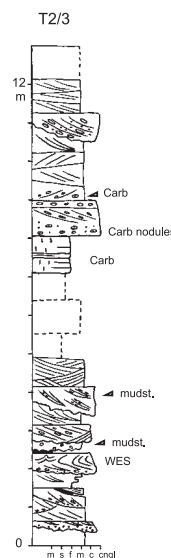
Styl fluwialny i czynniki kontrolujące. Zapis geologiczny przedstawiony powyżej generalnie wskazuje, że system rzeczny charakteryzował się niską krętością koryt oraz bardzo zmiennym przepływem. Zasięg brzegów szerokich kanałów jest trudny do określenia, co interpretuje się jako wskaźnik ich erozji i lateralnej migracji. Jedynym udokumentowanym wyjątkiem jest wąski (ok. 16 m) kanał wcięty na 2,5 m w piaskowce scementowane węglanem wapnia stanowiące wypełnienie ciągu kanałowego (Fig. 18). W tym przypadku cementacja kalkretowa miała ogromne znaczenie dla zapobieżenia erozji bocznej i ograniczenia erozji w okre-

rozmycia /
/ dno kanaługranice zestawów
przekątnychwarstwowanie
przekątnestruktury
ucieczkowe wody

kalkret



intraklasty

rynnowe
warstwowanie
przekątneplanarne
warstwowanie
przekątne

się powodziowym jedynie do wąskiego koryta. Powierzchnia tego koryta i tym samym jego głębokość jest wyraźnie ograniczona cementacją w starszym poziomie kalkretowym. Sytuacja ta jest analogiczna do tej przedstawionej przez Giblinga i Rusta (1990) dla systemu fluwialnego z pokrywami cementacyjnymi, chociaż w naszym przypadku wpływ stwardnienia osadów równi zalewowej na topografię nie miał aż tak decydującego wpływu. Jedynie w Havlovicach

istnieją wskaźniki lateralnej akrecji ciał piaszkowych, sugerujące możliwość istnienia kanału meandrowego.

Podsumowując, powszechne występowanie kalkretów/dolokretów, brak dowodów na obecność pokrywy roślinnej, wysoka zmienność przepływów oraz zachowanie fragmentów skał wysoce nietrwałych wskazują na przepływy sezonowe lub efemeryczne oraz na suche/półsucho warunki klimatyczne.

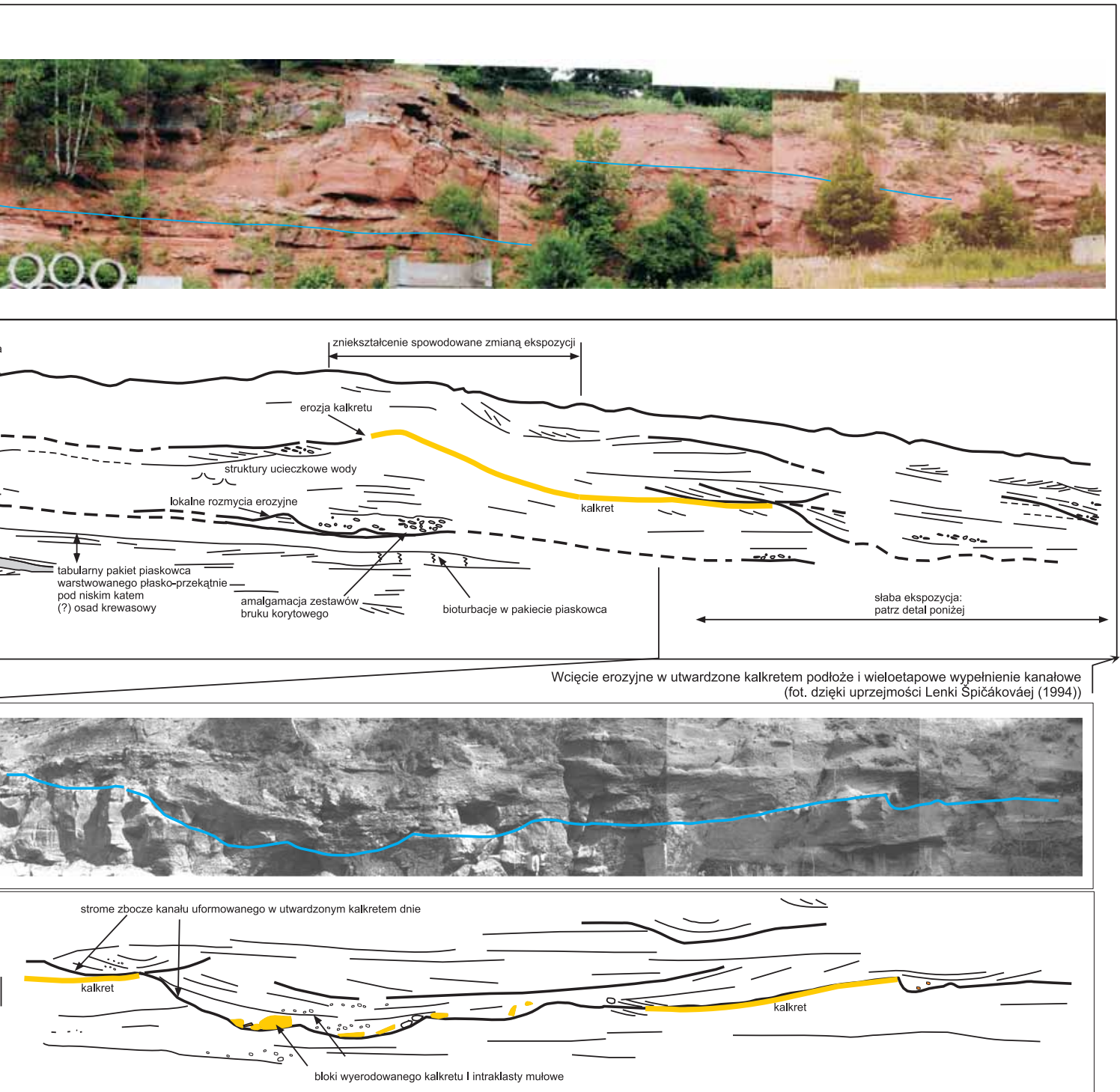


Fig. 18. Zinterpretowana fotomozaika kamieniołomu Starý Rokytník (wg Martínek, Uličný [w przygotowaniu])

STANOWISKO 7: Havlovice

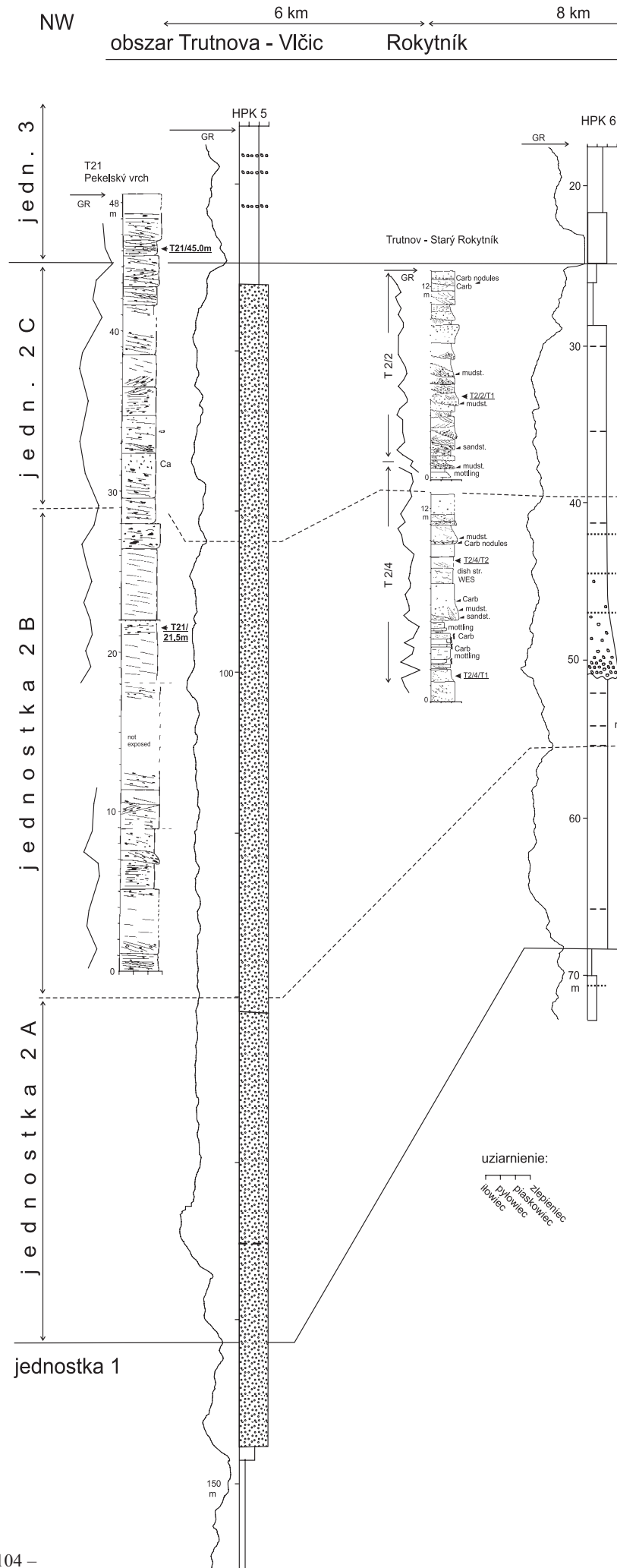
16° 29' 16" N, 16° 02' 44" E

Karel Martinek

Odslonięcie w Havlovicech jest *locus typicus* fluwialnych **piaskowców z Havlovic** (jednostka 2). Odslania się tu granica między jednostkami 2A i 2B. W spągu jednostki 2B występują gruboziarniste osady wypełnienia kanałowego scementowane dolomitami, interpretowane jako dolokrety kanałowe. Wyraźne nagromadzenia minerałów ciężkich zostały wykorzystane do korelacji odsłonięć rozrzuconych w basenie na odcinku ok. 15 km i umożliwiły zobrazowanie wielkoskalowych trendów poziomych w obrębie jednostek 2 i 3. Dolna część cechuje się grubszymi jednostkami stratyfikacji, drobniejszym, średniowysortowanym materiałem, niewielkim udziałem kalkretów/dolokretów i warstw z bioturbacjami oraz słabą cementacją węglanami w większości piaskowców (Fig. 19). Górną część charakteryzuje ogólnie mniejsza miąższość warstw, słabe wysortowanie, większy udział porożrywanych intraklastów, powszechne występowanie kalkretów/ dolokretów i bioturbacji oraz wyraźny zapis erozji. Taki trend pionowy prawdopodobnie odpowiada przejściu do generalnie niższego lub okresowego przepływu spowodowanego przez bardziej suche warunki klimatyczne.

Zasadnicze zmiany w architekturze wypełnienia basenu korelowane są z głównymi wydarzeniami tektonicznymi. Początek depozycji osadów formacji Trutnova interpretowany jest jako etap głównej reaktywacji tektonicznej basenu na przełomie autenu i saksonu (dolnego i górnego czerwonego spągowca, ok. sakmar/artinsk), kiedy ekstensyjny reżim tektoniczny zmienił się w przesuwaczy, któremu towarzyszyło wypiętrzenie centralnej części KPB. Niezgodność pomiędzy jednostkami 2 i 3 i rozpoczęcie nasilonej sedymentacji piaszczystej w centralnej części basenu uznawane jest za późniejszą progradację środowiska sedymentacji gruboziarnistej materiału w okresach spokoju tektonicznego. Depozycja osadów rzeki o niskiej krętości, w których osady piaszczyste dominują nad mułami środowiska **playi** wywołana była zapewne stromieniem reliefu, czemu towarzyszył zapewne wzrost wilgotności klimatu, co w najprostszym sposobie tłumaczy wzrost dostawy materiału do basenu. Interpretacja taka znajduje również uzasadnienie w ogólnym trendzie klimatycznym – zapisie warunków suchych/półsuchych w okresie depozycji jednostek 0-2, stałej (bardziej wilgotnej) natury w dolnej części jednostki 3 oraz efemerycznego systemu fluwialnego (powrót do warunków suchych/półsuchych) w stropowej części jednostki 3.

TNSB interpretowany jest jako basen z odciągania (typu *pull-apart*), w którym depozycję kontrolowały dwa nadrzędne uskoki prawoprzesuwacze – strefa uskokowa Hronova-Poříčí oraz strefa uskokowa Pilníková, które umożliwiły rozwój basenu z odciągania w strefie ekstensji bloku międzyuskokowego (Martínek-Uličný, w przygotowaniu).



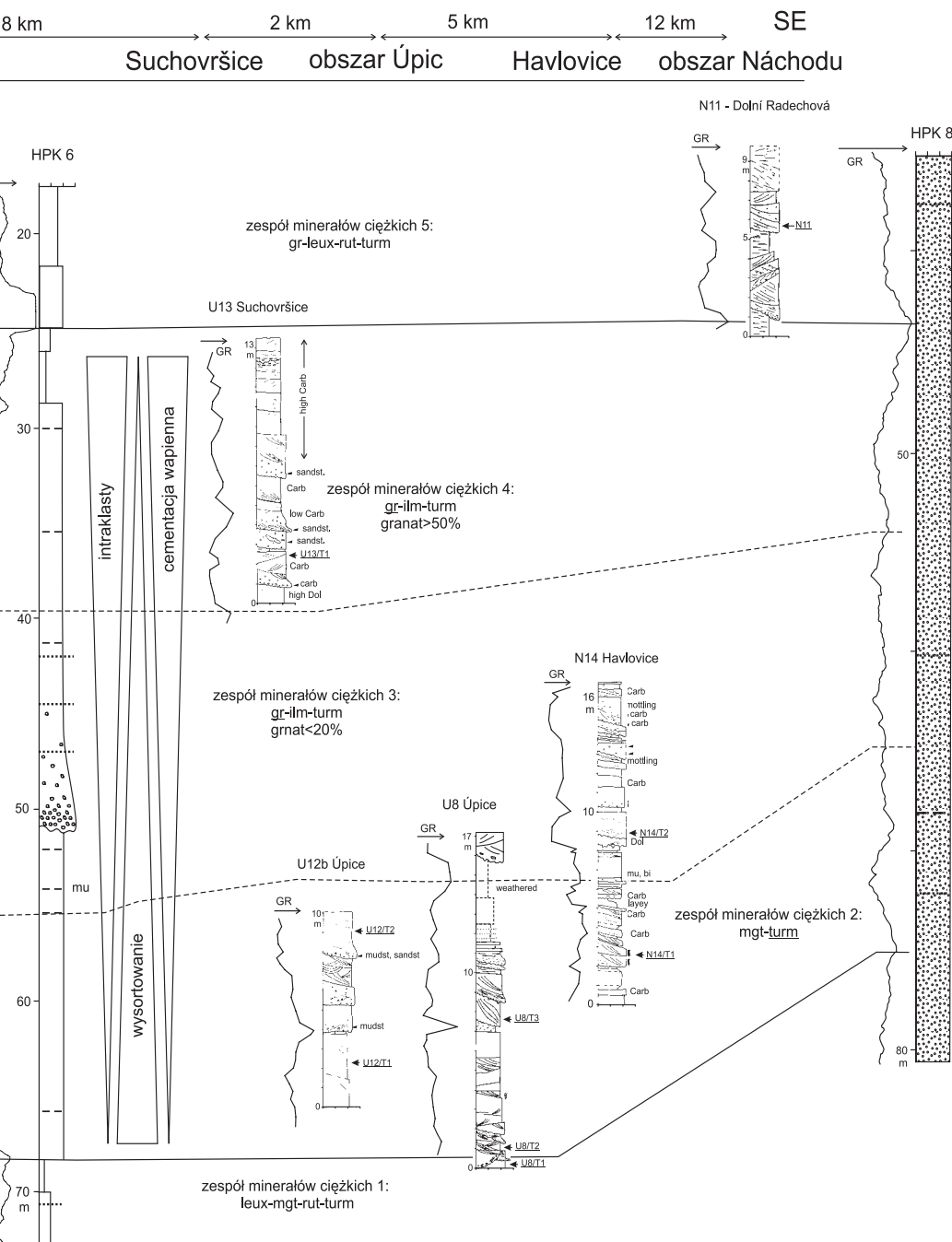


Fig. 19. Schemat stratygraficzny łączący korelację odsłoneń i profile wierceń, oparty na zespołach minerałów ciężkich oraz na profilowaniu gamma. Strzałki pokazują miejsca opróbowane na minerały ciężkie (wg Martinek, Uličný [w przygotowaniu])

STANOWISKO 8: Hrádeček, ruiny zamku Brečštejn (okolice Vlčic)

50° 35' 05" N, 15° 49' 46" E

Karel Martinek

ZLEPIÉNCE HORNÍEGO MĚSTA

Większość odsłoneń zlepieńców występuje w pobliżu północnych i południowych brzegów basenu. Są to w przewadze warstwowane (niskokątowo, wysokokątowo oraz przekątnie rynnowo) zlepieńce o zwartym, rzadziej rozproszonym szkielecie ziarnowym (imbrykacja). Zlepieńce w odsłonięciu Hrádeček zbudowane są z materiału pochodzącego z krystalicznego kompleksu karkonosko-izerzkiego: łupków metamorficznych (kwarcytów serycytowych, fyllitów i łupków łyszczykowych) oraz wapieni krystalicznych o zabarwieniu białawym, różowawym i szarym. W stanowisku tym wyróżniono dwie litofacje.

Dolną część (jednostki 1 i 2) cechują słabo wysortowane zlepieńce o rozproszonym szkielecie ziarnowym zawierające ostrokrawędziste ziarna oraz słabo czytelne warstwowania poziome, lokalnie przekątne (Fig. 20). Matriks stanowi słabo wysortowany materiał frakcji piaszczysto-pyłowej. Górną część (jednostki 3 i 4) budują zlepieńce o zwartym szkielecie ziarnowym o warstwowaniach przekątnych i rynnowych. Odsłonięcie jest równoległe do kierunku paleoprzepływu, dlatego najlepsze przykłady warstwowań przekątnych dostrzec można na małych wcięciach prostopadłych do głównej ściany. Zlepieńce te zostały zinterpretowane w większości jako osady fluwialne dystalnej strefy stożka aluwialnego.

STANOWISKO 9: Vrchlabí (obwodnica)

50° 37' 25" N, 15° 35' 50" E

Karel Martinek

Na zachodnim skraju miasta Vrchlabí występuje skarpa drogowa o długości ok. 1,6 km. W jej obrębie wyróżniono 3 główne stanowiska, każde o długości kilkuset metrów, które umożliwiają określenie natury północnego brzegu basenu. W południowym stanowisku odsłaniają się autuńskie czarne łupki jeziorne i węglany ogniwa Rudnika, pochylone ku południowi, częściowo zdeformowane i pocięte kilkoma uskokami i małoskalowymi fałdami. Czarne łupki wykazują metamorfizm niskiego stopnia w warunkach dolnej facji zieleńcowej. W środkowym stanowisku odsłania się sukcesja przeławicających się pyłowców, piaskowców i zlepieńców. Źródłem materiału klastycznego jest wyłącznie karkonosko-izerski kompleks krystaliczny. Szare zlepieńce, piaskowce, a rzadziej pyłowce odsłaniające się w stropie sukcesji, zostały zinterpretowane jako ekwiwalent jeziornego poziomu Štěpanic-Čikváška. W stanowisku północnym odsłaniają się skały karkonosko-izerskiego kompleksu krystalicznego. Zaobserwować można fylity serycytowo-chlorytowe z wkładkami fylitów grafitowych zawierających sekrecje kwarcowe oraz żyły kwarcowo-skaleniolowe. Niestety kontakty między utworami autuńsko-stefańskimi oraz między stefanem a podłożem krystalicznym przykryte są osadami czwartorzędowymi.

SEDYMENTOLOGIA OGNIWA RUDNÍK - OSADY JEZIORA RUDNÍCKIEGO

Szare do czarnych, jeziorne mułowce, laminity i węglany ogniwa Rudník występują na obszarze ok. 400 km². W badanych odcinkach wyróżniono cztery zespoły facjalne: A) fację anoksyczną otwartego jeziora, B) suboksyczną do oksyczną otwartego jeziora, C) przybrzeża i równi mułowej oraz D) osadów skłonu. W północnej części basenu o wydłużeniu E – W dominują anoksyczne do suboksycznych facje otwartego jeziora, bogate w materię organiczną, które osiągnęły znaczną miąższość do 130 m. Lokalnie wzdłuż zuskokowanego północnego brzegu basenu występują również osady stożków deltowych i turbidyty. Centralną część basenu budują facje anoksyczne do oksycznych strefy otwartego jeziora, przewarstwiane się z przybrzeżnymi facjami węglanowymi oraz równi mułowych, rozwiniętymi przy brzegu jeziornym o niewielkim nachyleniu stoku. Miąższość osadów jeziornych ogniwa Rudník w centralnej części basenu osiąga do 70 m. W części południowej basenu dominują facje fluwialne i równi aluwialnej, które przeławicają się z podrzędnie występującymi facjami przybrzeża jeziornego.

Lateralny rozkład facji wskazuje, że głównym czynnikiem kształtującym geometrię wypełnienia basenowego była subsydencja wzdłuż północnego, zuskokowanego brzegu, która sprawiła, że obszar basenu jest asymetrycznym półrowem. Anoksyczne laminity otwartego jeziora powstały przez naprzemienną depozycję wyraźnych białych lamin węglanowego mikrosparytu i czarnych ilów, które interpre-

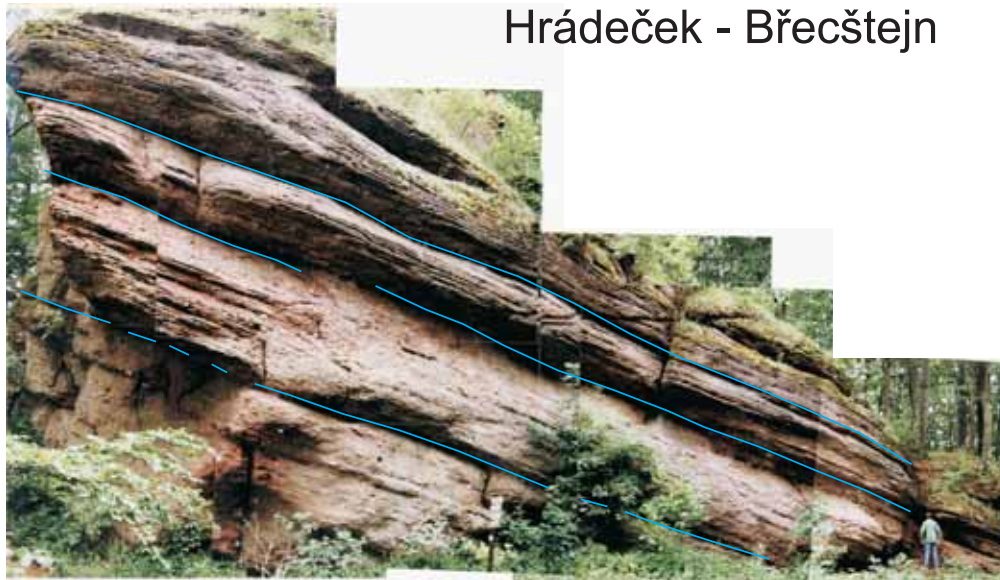
towane są jako odzwierciedlenie sezonowych zmian bioproduktywności, dostawy osadu oraz składu chemicznego wody. Anoksyczne mułowce otwartego jeziora, zawierające rytmiczne centymetrowej miąższości przewarstwienia pelagicznych mułowców oraz laminy pyłowcowe z gradacją ziarna lub masywne, zinterpretowane zostały jako produkty prądów przydennych i międzywarstwowych. W żadnym z powyższych typów lamin nie stwierdzono przejawów cyklicznego rozkładu miąższości. Mogły powstać na skutek aktywności tektonicznej przy północnym brzegu albo reprezentują sporadyczne dopływy przeciążone. W skali basenu na większości przekrojów można prześledzić jednostki odpowiadające cyklom spływania, osiągające do kilku metrów miąższości. Jednostki te prawdopodobnie odzwierciedlają fluktuacje poziomu jeziora systemu jeziornego Rudníku.

VRCHLABÍ 1 - CZARNE ŁUPKI I LAMINITY OTWARTEGO JEZIORA

Badany odcinek (odpowiadający 4 przekrojowi w pracy Drábkovej i in. 1990) stanowi jedynie niewielki wycinek w obrębie tego stanowiska, ale zarazem najbardziej zróżnicowany pod względem litologicznym i paleontologicznym. Występują tu zarówno anoksyczne czarne łupki, laminity, jak i płytkowodne węglany i maty makrobiotyczne. Czarne łupki i węglany zawierają liczne skamieniałości roślin lądowych, sporów, ryb i płazów (flora i fauna opisana jest szczegółowo w pracy: Drábková i inni 1990).

Wyróżnione zostały dwie wyraźne jednostki (**Fig. 21**). W spągowej części przekroju występują pstre mułowce z nodułami węglanowymi – struktury te zostały częściowo zatarte przez spękania i roztwory migrujące w pobliskiej strefie uskokowej. Jednostka V1 ograniczona jest powierzchnią powodziową w spągu, która rozpoznać można po ostrym kontakcie z drobnolaminowanymi mułowcami otwartego jeziora, leżącymi powyżej. Mułowce te wykazują stopniowy wzrost zawartości substancji organicznej, któremu towarzyszy stopniowe obniżanie się zawartości tlenków żelaza, co odzwierciedla się w zmianie zabarwienia od czerwono-brązowego u podstawy przez szarobrazowe do ciemnoszarego w części stropowej. Trendy te zostały zinterpretowane jako zapis wzrastającego niedoboru tlenu w dennych wodach jeziora, co mogło być spowodowane przez wzrost poziomu jeziora i rozwój stratyfikacji wód, jak również przez zwiększenie bioproduktywności. Wyżejleżałe anoksyczne facje otwartego jeziora reprezentują prawdopodobnie okresy najwyższego poziomu jeziora ze stałą stratyfikacją i wysoką bioproduktywnością.

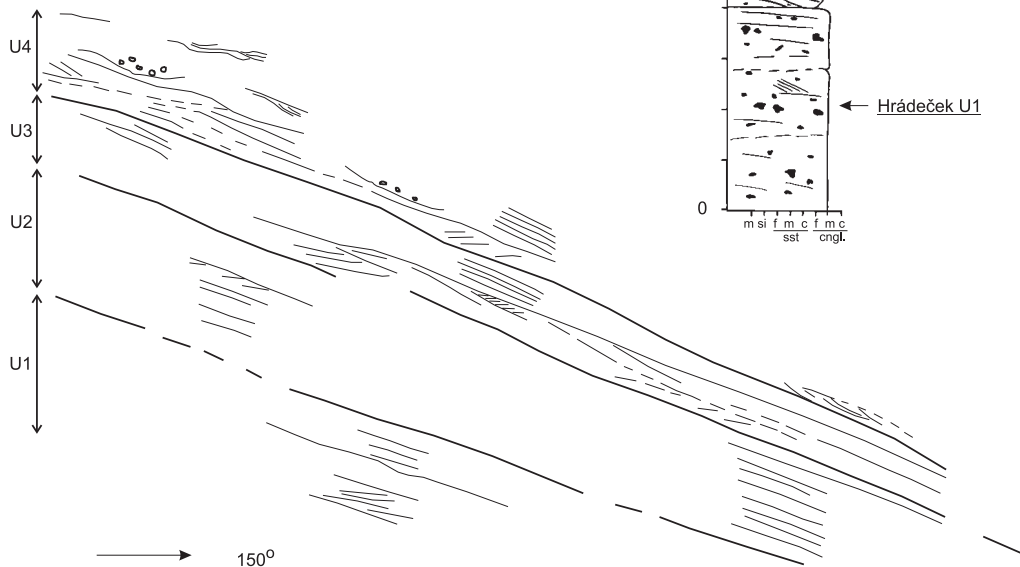
Wyżejleżała jednostka V2 zbudowana jest z ławicy osadów spływu mułowo-piaszczystego ponad którą występują anoksyczne do suboksycznych mułowce otwartego jeziora. Górna część jednostki V2 zbudowana jest z węglanów zawierających mułowce i maty makrobiotyczne, w których w części stropowej występują szczeliny z wysy-



Hrádeček - Břecštejn

Fig. 20. Fotomozajka zlepieńców z Horní Město, stanowisko Hrádeček - Břecštejn.

Jednostki U1 i U2 wykazują jedynie ślady warstwowania, natomiast jednostki U3 i U4 są wyraźnie warstwowane, zwłaszcza w przekrojach poprzecznych do głównej ściany odsłonięcia. Paleoprzepływ w kierunku równoległym do ściany odsłonięcia. Zaznaczone są miejsca skąd pobrane zostały próby do analizy minerałów ciężkich.



chania oraz pedogeniczne nodule. Spływ oraz anoksydacyjne facje otwartego jeziora interpretowane są jako zapis znacznego wzrostu i utrzymywania wysokiego poziomu jeziora, po którym nastąpił jego spadek, wskazujący przez rozwój facji mat makrobiotycznych. Brak osadów gruboziarnistych nawet w facji przybrzeżnych wskazuje na relatywnie niską dostawę osadów oraz usytuowanie odcinka Vrchlabi w strefie największej subsyduencji basenu. W takim przypadku konieczne jest przyjęcie znaczących zmian poziomu jeziora, które powodowały szeroką lateralną migrację linii

brzegowej, aby wyjaśnić przejścia facjalne od anoksydacyjnych czarnych łupków strefy otwartego jeziora i dystalnych turbidytów mułowych do płytkowodnych węglanów i mat makrobiotycznych.

GEOCHEMIA OSADÓW JEZIORA RUDNICKIEGO

W celu zrozumienia mechanizmów prowadzących do zmian poziomu jeziora, zmienności reżimów hydrogeologicznych w jeziorze, składu chemicznego wody i bioprodukty-

sezonowej eutrofizacji. Uzyskane wartości $\delta^{13}\text{C}$ TOC mieszczą się w przedziale -29.0 to -24.0 ‰, a całkowita zawartość organicznego węgla (TOC) w przedziale 0,26-24%. Analizy MA i REP wskazują, że w większości próbek występuje mieszanina materii organicznej pochodzenia wodnego i lądowego, ale dwie, mniej powszechne, odrębne grupy prób zdominowane przez materię organiczną pochodzenia algowego oraz pochodzenia lądowego również zostały stwierdzone.

Odnotowany w kilku ławicach czarnych łupków i laminatów węglanowo/czarnołupekowych trend wzrastania ku górze wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ CaCO_3 oraz indeksu wodorowego

wności wykonano zintegrowane badania geochemiczne. Wykorzystano kilka metod geochemicznych do określenia zapisu paleoklimatycznego. Próby pobrano głównie z laminowanych, bogatych w materię organiczną mułowców wapnistych i z węglanów. Wartości $\delta^{18}\text{O}$ pierwotnych i wczesnodiaogenetycznych kalcytów wahają się w przedziale -11.0 i $+1.3$ ‰ (V-PDB), a wartości $\delta^{13}\text{C}$ między -5.1 i $+3.7$ ‰; większość danych lokuje się w polu węglanów słodkowodnych. Gruboziarniste czyste laminy mikrosparytowe wykazują bardziej dodatnie wartości $\delta^{13}\text{C}$ w porównaniu do lamin ilastych bogatych w materię organiczną i interpretowane są jako zapis precipitacji wywołanej biotycznie podczas

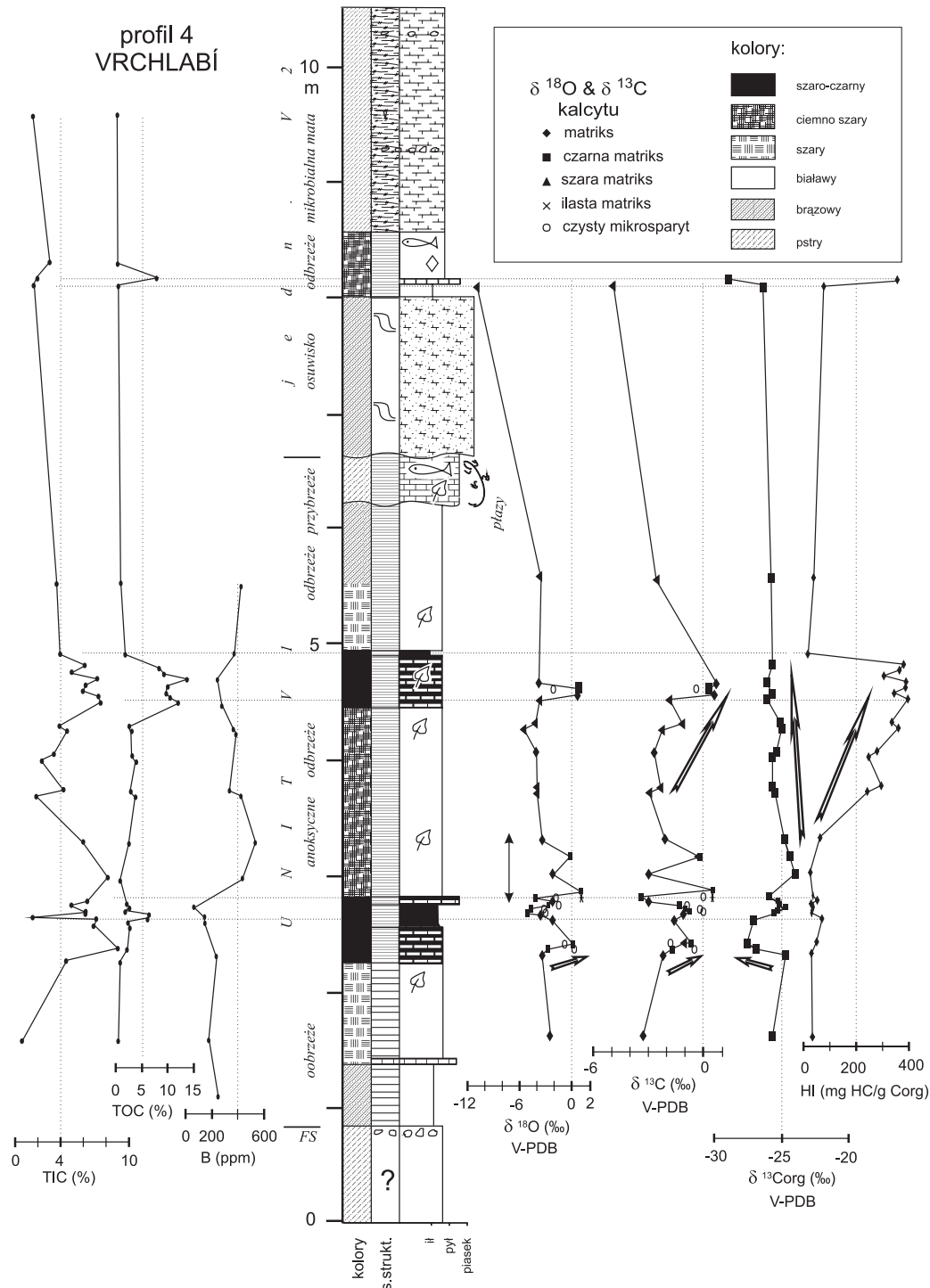


Fig. 21. Profil Vrchlabí z zaznaczonym rozkładem węgla całkowitego (CTOC), węgla w węglanach (Cmin), boru, $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ kalcytu, $\delta^{13}\text{C}$ materiału organicznego i wskaźnika wodorowego (wg Martinek i inni 2006).

- Geisler, M., Gerstenberger, H., Haase, G., Klemm, W., Thomas, R., Vogler, P., 1985.** Local and regional processes and zoning in a hydrothermal Late Variscan vein mineralization from the southern part of the G.D.R. *Gerlands Beitr. Geophysik*, Leipzig, 94: 426-434.
- Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C. & Burke, K., 1983.** Development of pull-apart basins. *Journal Geol. Chicago*, 91: 529-554.
- Martínek, K., Blecha, M., Daněk, V., Franců, J., Hladíková, J., Johnová, R., Uličný, D., 2006.** Record of palaeoenvironmental changes in a Lower Permian organic-rich lacustrine succession: Integrated sedimentological and geochemical study of the Rudník member, Krkonoše Piedmont Basin, Czech Republic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230, 1-2: 85-128.
- Martínek, K., Svojtka, M., Filip, J., 2006.** Reconstructing Post-Carboniferous History of the Krkonoše Piedmont Basin Using Detrital Apatite Fission-Track Data. *Geolines*, 20: 91-92.
- Martínek, K., Štolfová, K., [In Press].** The influence of calcretes on fluvial channel geometry: two contrasting examples from Early Permian, Czech Republic. *Sedimentary Geology*.
- Martínek, K., Uličný, D., 2001.** **Martínek, K., Uličný, D. & Grygar, R., 2002.** Kinematic analysis of the Krkonoše Piedmont Basin, NE Bohemian Massif: sedimentary and deformation history from Upper Carboniferous to Eocene. In: Schneider, J.W., Breitreuz, C. [eds.] - „Oberkarbon - Untertrias in Zentraleuropa: Prozesse und ihr Timing“, TU Bergakademie Freiberg, Geologisches Institut, 22-23.
- Depositional processes in a low-sinuosity fluvial system: facies and depositional geometries of the Permian Havlovice Member, Krkonoše Piedmont basin. *Proceedings of the 6th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, Donovaly, May 3-6, Geolines* 13: 89-90.
- Miall, A.D., 1996.** *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg – New York. 582 p.
- Michael, R., 1893.** Cenoman und Turon in der Gegend von Kudowa in Schlesien. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 45: 195-244.
- Migoń, P., Lidmar-Bergström, K., 2001.** Weathering mantles and their significance for geomorphological evolution of central and northern Europe since the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 56: 285-324.
- Migoń, P., Lidmar-Bergström, K., 2002.** Deep weathering through time in central and northwestern Europe: problems of dating and interpretation of geological record. *Catena*, 49: 25-40.
- Mroczkowski, J., 1977.** Piaskowce dolno triasowe w północnej części niecki śródsudeckiej. [Lower Triassic sandstones in the northern part of the Intra-Sudetic trough] *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 47: 49-72.
- Nichols, R.J., 1995.** The liquification and remobilization of sandy sediments. In: Hartley, A., Prosser, D.J., [eds.] - *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*, Geol. Soc. London Spec. Publ., 94: 63-76.
- Petrascheck, W., 1904 A.** Zur neuesten Literatur über das böhmisch-schlesische Grenzgebiet. *Jahrbuch Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, (ed. 1905), 54: 511-540.
- Petrascheck, W., 1904 B.** Das Bruchgebiet des böhmischen Anteils der Mittelsudeten westlich des Neissegrabens. *Zeitschrift Deutschen geologischen Gesellschaft*, 56: 210-222.
- Petrascheck, W., 1909.** Die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges. *Jahrbuch Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, [wydany w 1910], 59: 427-524.
- Petrascheck, W., 1922.** Zur Entstehungsgeschichte der sudetischen Karbon- und Rotliegendablagerungen. *Zeitschrift Deutschen Geologischen Gesellschaft*, (ed. 1923), 74: 244-262.
- Petrascheck, W., 1933.** Der böhmische Anteil der Mittelsudeten und sein Vorland. *Mitteilungen Geologischen Gesellschaft*, 26: 9-136.
- Prouza, V., Tásler, R., 2001.** Podkrkonošská pánev. In: Pešek, J., [ed.] - *Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky*, Czech Geological Survey, Prague, 128-166.
- Prouza, V., Tásler, R., Valín, F., Holub, V., 1985.** Gravelly to sandy braidplain deposition in the Buntsandstein-facies Bohdašín Formation in Northeastern Bohemia (Czechoslovakia). In: Mader, V., [ed.] - *Aspects of Fluvial Sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe* Lect. Notes Earth Sci. 4: 397-410 (Springer).
- Przewłocki, K., Magda, W., Thomas, H.H., Faul, H., 1962.** Age of some granitic rocks in Poland. *Geochim. Cosmochimica Acta*, 26: 1069-1075.
- Raumer K., 1819.** *Das Gebirge Niederschlesiens, der Grafschaft Glatz und eines Theils von Böhmen und der Oberlausitz geognostisch dargestellt*. Berlin, 55-71.
- Rode, K., 1934.** *Die Tektonik der Scholle von Kudowa*. *Geologische Rundschau*, 25: 81-94.
- Roth, J., 1867.** *Erläuterungen zu der geognostischen Karte von Niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden*. Berlin, Neumann [8] ss. XX, 396 p.
- Sekyra, J., 1990.** *Geologická Mapa ČR. List 14-11 Nové Město, 1 : 50 000. Ústřední ústav geologický*. Praha.
- Sibson, R.H., Mcmoore, J.M., Rankin, A.H., 1975.** Seismic pumping – a hydrothermal fluid transport mechanism. *J. Geol. Soc. London*, 131: 653-659.
- Špičáková, L., Uličný, D., Koudelková, G., 2000.** Tectonosedimentary evolution of the Cheb Basin (NW Bohemia, Czech Republic) between Late Oligocene and Pliocene: a preliminary note. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 44: 556-580.
- Štolfová, K., 2004.** Architectural element analysis of fluvial sandstones, Vrchlabí formation, Krkonoše piedmont basin, NE Czech Republic: tectonic and climatic controls. Master's thesis, Institute of geology and palaeontology, Charles University in Prague, 78 p.
- Śliwiński, W., 1984.** Propozycja rewizji stratygraficznej pozycji warstw z Chełmska Śląskiego. *Geologia Sudetica*, 18, 2: 167-174.
- Talbot, M.R., Holm, K., Williams, M.A.J., 1994.** Sedimentation in low-gradient desert margin systems: A comparison of the Late Triassic of northwest Somerset (England) and the late Quaternary of the east-central Australia. *GSA Special Paper*, 289: 97-117.
- Uličný, D., Martínek, K., Grygar, R., 2002.** Syndepositional Geometry and Post-Depositional Deformation of the Krkonoše Piedmont Basin: A Preliminary Model. *Proceedings of the 7th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, Zelazno, Poland, May 9-12, Geolines*, 14: 101-102.
- Ulrych, J., Fediuk, F., Lang, M., Martinec, P., 2004.** Late Paleozoic volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin, Bohemian Massif: petrological and geochemical characteristics. *Chemie der Erde*, 64: 127-153.
- Vejlupek, M., 1990.** *Geologická Mapa ČR. List 04-33 Náchod, 1 : 50 000. Ústřední ústav geologický*. Praha.
- Wright, V.P., Platt, N.H., Wimbledon, W.A., 1988.** Biogenic laminar calcretes: evidence of root-mat horizons in palaeosols. *Sedimentology*, 35: 603-620.
- Wojewoda, J., 2006.** Zapadlisko Kudowy po 200 latach badań. W: *Referaty Oddziału Poznańskiego PTG XV*, (2004): 1-17.
- Wojewoda, J., 2007.** Perm basenu Nachodu. W - J., Wojewoda, [ed.] – *Review of Permian sedimentary successions of Boskovice Trough, Nachod Basin and Trutnov Basin*. *Sedimentologica*, 1: 85-99.
- Wojewoda, J., Burliga, S., 2008.** Dajki klastyczne i brekcje sejsmotektoniczne w utworach permu Basenu Nachodu. *Przegląd Geologiczny*, vol. 56, nr 9, [praca w druku].
- Żelaźniewicz, A., 1977 a.** Rozwój spękań w skałach metamorficznych Gór Orlickich. [Development of fracturing in metamorphic rocks of the Góry Orlickie (Sudetes)]. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 47: 163-191.
- Żelaźniewicz, A., 1977 B.** Granitoidy masywu Kudowy-Olešnic. [Granitoids of the Kudowa-Olešnice massif]. *Geologia Sudetica*, 12: 137-162.