

Jerzy MROCKOWSKI*, Czesław SKOWRONEK**

OSADY CZERWONEGO SPĄGOWCA W IWINACH (NIECKA PÓŁNOCNOSUDECKA)

SPIS TREŚCI

Streszczenie	125
Wstęp	125
Wykształcenie czerwonego spągowca w rejonie Iwin	127
Miąższość	127
Litologia	127
Struktury sedimentacyjne	129
Kierunki transportu	130
Pochodzenie węglanów	130
Uwagi o środowisku sedimentacji	132
Uwagi o stratygrafii	133
Literatura	136
Rotliegendes deposits in the northeastern North-Sudetic Trough (Sudetes Mts): their depositional environment and possible stratigraphic implications — Summary	139

Streszczenie

Zbadano 420-metrowy odcinek profilu czerwonego spągowca w Iwinach. Dolna część badanego profilu, w której występują głównie piaskowce i rzadziej mułowce oraz pojawiają się soczewki i żyłki gipsów, powstała prawdopodobnie w środowisku playa lub okresowych jezior. Górna część, którą budują głównie piaskowce, żwirowce i zlepieńce, została utworzona w wyniku akumulacji rzecznej. Pojawiające się w górnej części profilu spoiwo, konkretne i soczewki węglanowe są utworami

typu caliche, których rozwój był uwarunkowany przez klimat, skład mineralny skał macierzystych, działanie gazów i roztworów związanych z dolnoperską aktywnością wulkaniczną. Na podstawie rekonstrukcji środowisk, w jakich tworzyły się osady badanej części profilu, podjęto próbę ustalenia ich pozycji stratygraficznej przez porównanie z analogicznymi utworami w kilku wybranych obszarach środkowej Europy.

WSTĘP

Utwory czerwonego spągowca występujące w niecce północnosudeckiej (fig. 1) odsłaniają się w jej brzeżnych partiach, głównie w skrzydle południowym; tam też zostały najlepiej poznane (Scupin 1931; Dziedzic 1959; Krasoń 1967; Kozłowski, Parachoniak 1967; Ostromięcki 1972, 1972a, 1973). W osiowej części niecki osady dolnoperskie przykryte są przez osady cechsztynu, triasu, kredy, trzeciorzędu i czwartorzędu, a w północno-wschodniej części — czwartorzędu i częściowo trzeciorzędu. Łączna miąż-

szość nadkładu wynosi od kilkudziesięciu do wielu setek metrów. Dotychczasowe wiadomości o czerwonym spągowcu z tych części niecki są bardzo skąpe i fragmentaryczne. Prowadzone w tym rejonie liczne wiercenia w poszukiwaniu miedzi zazwyczaj kończono natychmiast po przewierceniu cechsztyńskiego wapienia podstawowego (nawiercając najwyżej kilka metrów czerwonego spągowca), nie przyniosły więc one zbyt wielu nowych danych dotyczących jego wykształcenia. Do wyjątku należy wymieniony przez

* Zakład Nauk Geologicznych PAN, ul. Cybulskiego 30, 50—205 Wrocław.

** KGHM — Zakłady Górnicze „Konrad”, 59—721 Iwiny.

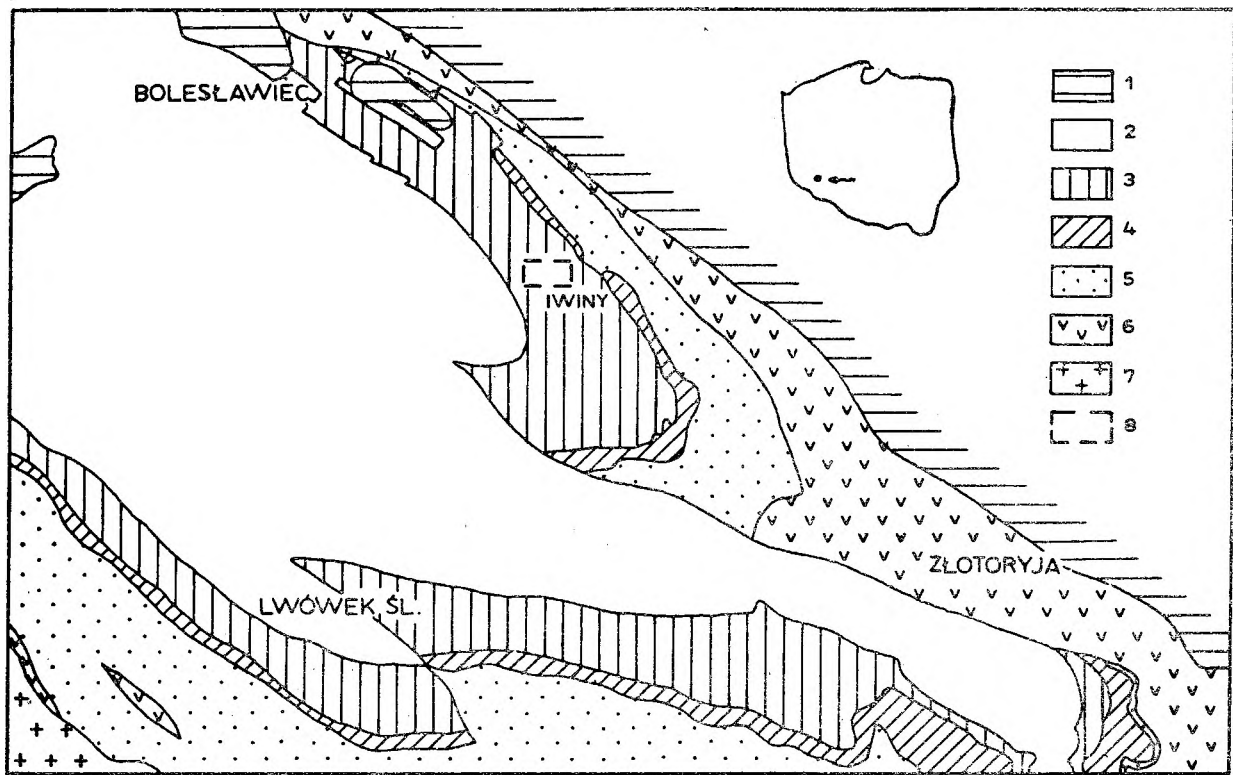


Fig. 1

Mapa geologiczna niecki północnosudeckiej bez utworów czwartorzędowych (zgeneralizowana na podstawie Mapy Geologicznej Dolnego Śląska 1:200 000 pod redakcją L. Sawickiego, 1966)

1 – trzeciorzęd; 2 – kreda; 3 – trias; 4 – cechsztyń; 5 – czerwony spągowiec; 6 – karbon-kambr; 7 – nie rozdzielone utwory starszego paleozoiku i eokambru; 8 – obszar badań

Geological Map of the North-Sudetic Trough (without Quarternary deposits); generalized according to the Geological Map of Lower Silesia, 1:200 000, edited by L. Sawicki (1966)

1 – Tertiary; 2 – Cretaceous; 3 – Triassic; 4 – Zechstein; 5 – Rotliegendes; 6 – Carboniferous-Cambrian; 7 – Lower Paleozoic and Eocambrian rocks (undivided); 8 – study area

Krasonia (1967) otwór wiertniczy w Sońnicy zakończony w 1939 r., gdzie przewiercono niecałe 600 m czerwonego spągowca, oraz otwory wiercone w latach sześćdziesiątych w rejonie Lubichowa i Iwin, w których przewiercono 425 m i 341,5 m w czerwonym spągowcu. Możliwości prowadzenia obserwacji skał, oparte na badaniach rdzeni wiertniczych, są z natury rzeczy bardzo ograniczone, szczególnie jeśli chodzi o badania większych struktur sedymentacyjnych lub o ustalenie kierunków transportu. W tej sytuacji wyjątkową okazję do prowadzenia badań w czerwonym spągowcu w północno-wschodniej części niecki północnosudeckiej stworzyły prace udostępniające nowe partie złoża miedzi w kopalni „Konrad” w Iwinach. Dzięki nowo powstającym wyrobiskom górniczym można było dokonać szeregu obserwacji w osadach dolnego permu do głębokości około 420 m poniżej wapienia podstawowego, który przyjmuje się za spągową partię cechsztynu w tej części niecki północnosudeckiej.

Dyrekcja Zakładów Górniczych „Konrad” w Iwinach potraktowała życzliwie i ze zrozumieniem nasze badania, umożliwiając zbieranie obserwacji w podziemnych wyrobiskach kopalni. Kierownik działu

geologicznego inż. Tomasz Stanisławczyk ułatwił nam prowadzenie prac, w których pomagali pracownicy działu: inż. Stanisław Mentlewicz i technik Bernard Jasiński. Za tę życzliwość i pomoc składamy serdeczne podziękowania.

Za dyskusję i cenne uwagi dziękujemy kolegom z Uniwersytetu Wrocławskiego: mgr. Wojciechowi Nemecewi i mgr. Wojciechowi Śliwińskiemu oraz z Pracowni Geologii Starych Struktur ZNG PAN we Wrocławiu: mgr. Antoninie Pacholskiej i mgr. Bolesławowi Wajsprychowi.

Geologom z Instytutu Fizyki Ziemi Akademii Nauk NRD — dr. dr. Jürgenowi Ellenbergowi, Haraldowi Lütznierowi i Alfredowi Ludwigowi — dziękujemy za umożliwienie przeprowadzenia porównawczych obserwacji osadów czerwonego spągowca w rejonie Mansfeld.

Docentowi Jerzemu Donowi z Uniwersytetu Wrocławskiego dziękujemy za krytyczne przejrzanie manuskryptu.

Prezentowana praca została wykonana w ramach problemu międzyresortowego I-16: Geodynamika obszarów Polski.

WYKSZTAŁCENIE CZERWONEGO SPĄGOWCA W REJONIE IWIN

MIĄSZSZOŚĆ

Pełna miąższość utworów dolnego permu na omawianym obszarze nie jest jeszcze znana. W centralnej części niecki północnosudeckiej ma ona sięgać, według Scupina (1931), do około tysiąca metrów. Na podstawie profilów przedstawionych przez Krasonia (1967) w rejonie Iwin należałoby się spodziewać miąższości rzędu 600–800 m. W wyrobiskach kopalni znajdujących się na głębokości 500–830 m najczęściej obserwować można stropowe partie czerwonego spągowca zalegające do około 40 m pod cechsztynem; wynika to z układu chodników dochodzących do złoża i kąta zalegania warstw. Do tej głębokości udało się zestawić z obserwacji ociosów prawie ciągły profil. Obserwacje niższych poziomów czerwonego spągowca, zalegających 40 do 200 m poniżej cechsztynu, są znacznie rzadsze i zdarzają się w nich luki rzędu 20, a nawet 40 m. Głębsze partie profilu zostały udostępnione dla obserwacji tylko w jednym wyrobisku.

Zbrane obserwacje z poszczególnych odcinków profilu przedstawiono na figurze 2, w formie uproszczonych rysunków odsłoneń, z zachowaniem skali obserwowanych struktur.

W wyniku wyżej wspomnianych badań udało się zestawić syntetyczny profil części osadów czerwonego spągowca dla objętego badaniem obszaru, sięgający 420 m poniżej spągu cechsztynu. Profil ten został przedstawiony graficznie obok rysunków ilustrujących poszczególne odcinki profilu (fig. 2).

LITOLOGIA

Jak wynika z wykonanych badań w kopalni „Konrad”, w dostępnym dla obserwacji odcinku profilu, czerwony spągowiec reprezentowany jest głównie przez piaskowce, z przejściami do mułowców i częściej do żwirowców, a czasem także — do zlepieńców. Można stwierdzić, że dolna część badanego profilu zbudowana jest z piaskowców drobno- i bardzo drobnoziarnistych oraz z mułowców, a partie piaszczysto-żwirowe i domieszki otoczków dominują w górnej części profilu, z wyjątkiem ostatnich paru metrów pod spągiem cechsztynu. Według klasyfikacji Gilberta (Williams *et al.* 1955) piaskowce, stanowiące najczęściej występujący komponent całego badanego profilu, należą do arenitów skaleniowych i litycznych oraz do wak skaleniowych arkozyowych i litycznych (fig. 3). Należy jednak zauważyć, że o ile skład szkieletu ziarnowego można było zbadać i obliczyć jego skład procentowy dosyć dokładnie, to obliczony udział procentowy tła skalnego (matrix)

mógł być w wielu przypadkach obarczony błędem, a co za tym idzie, zaliczenie części skał do wak lub arenitów należy traktować jako orientacyjne. Błędy w określeniu ilości „matrix” mogą wynikać z następujących przyczyn: 1) w wielu przypadkach nie można było odróżnić matrix od spoiwa; 2) sytuację komplikuje obecność węglanów, stanowiących w niektórych przypadkach dość znaczną część skały; trudno ocenić czy dostały się one do skały wraz z innymi cząstkami klastycznymi w trakcie sedymentacji, czy też zostały doprowadzone w stadium diagenety lub później. Ponadto w wielu przypadkach substancja węglanowa reagowała ze składnikami klastycznymi zarówno szkieletu ziarnowego, jak i matrix, co doprowadziło do zastąpienia w jakimś bliżej nieokreślonym procencie innych minerałów, ale szczególnie w obrębie matrix, przez węglany.

Skały występujące w przebadanej części profilu czerwonego spągowca cechuje duża zmienność składu mineralnego. Jak wynika z przeprowadzonych badań, brak na ogół wyraźnego związku pomiędzy składem mineralnym szkieletu ziarnowego skały a jej miejscem w profilu. Jedynie w samym stropie, na ostatnich kilku metrach, wydają się przeważać skały uboższe w składniki mniej stabilne — skalenie i fragmenty skał. Z reguły dominującym składnikiem jest kwarc, ale w poszczególnych przypadkach więcej niż połowę szkieletu ziarnowego stanowią fragmenty skał. Wśród tych ostatnich stosunkowo często spotyka się okruchy skał wulkanicznych, ponadto granity lub granitognejsy i łupki krystaliczne. We wszystkich badanych próbach występowały skalenie w ilości od kilku do ponad 30%. Jak widać z przedstawionych powyżej danych, w badanym profilu występują zazwyczaj skały o małej dojrzałości składu petrograficznego. Skład granulometryczny tych skał również cechuje się niską dojrzałością. W dolnej części profilu pojawiają się czasami obok piaskowców żwirowce i zlepieńce, zawierające jako główny składnik kwarc, a ponadto lidyty, granity, granitognejsy i fragmenty łupków metamorficznych oraz niewielkie ilości wulkanitów i zmienionego szkliwa wulkanicznego. W górnej części profilu partie żwirowo-zlepieńcowate stają się częstsze, a wśród otoczków pojawiają się zmienne, często dość znaczne, ilości otoczków skał wulkanicznych. Wielkość otoczków z reguły nie przekracza 2–4 cm średnicy, wyjątkowo tylko największe z nich osiągają 10–15 cm. W tej sytuacji dość niezwykle było stwierdzenie na głębokości około 110 m poniżej spągu cechsztynu występowania kilku bloków skał wulkanicznych o zaokrąglonych narożach, których przekroje pomierzone na płaszczyźnie ociosów wynosiły np. 48×10 cm, 34×20 cm, 24×15 cm. Bloki te

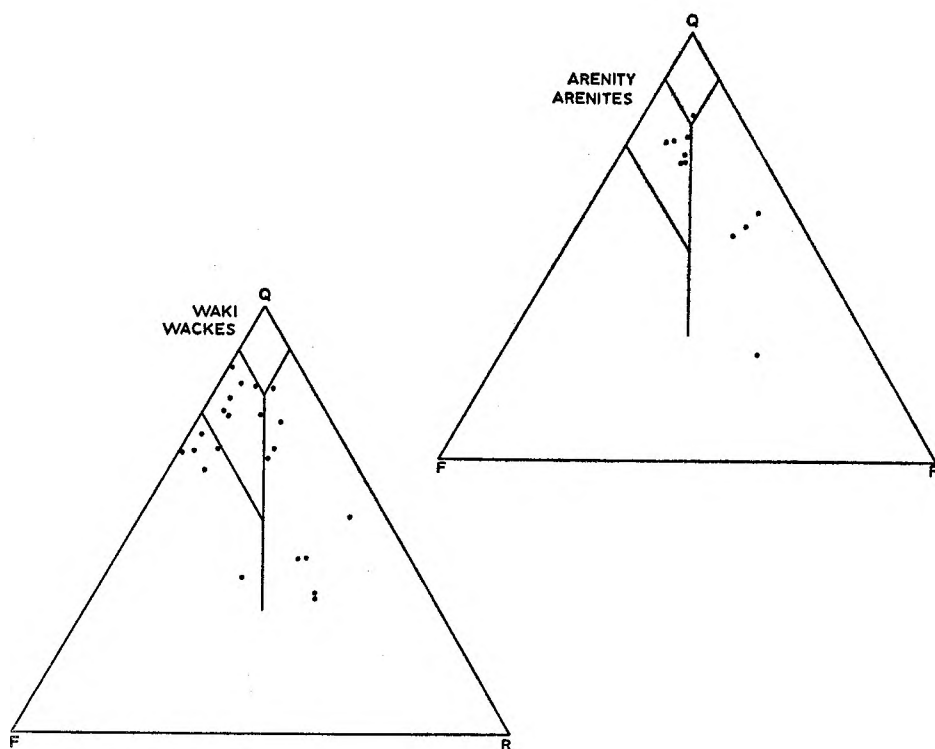


Fig. 3

Projekcja piaskowców czerwonego spągowca na diagramach klasyfikacyjnych Gilberta (Williams *et al.* 1955)

Projection of Rotliegendes sandstone samples in Gilbert classification diagrams (Williams *et al.* 1955)

występują tylko w jednym miejscu, w strefie ograniczonej do około 1,5 m miąższości, są luźno rozrzucone w piaszczysto-żwirowym tle, a największe z występujących w tym tle otoczków nie przekraczają 4 cm średnicy. Nieco podobny charakter ma wystąpienie bloczków skał wulkanicznych w innym miejscu, około 50 m poniżej spągu cechsztynu; tam jednak wydłużone bloczki porfirów, tkwiące w dziwnej pionowej pozycji, nie przekraczają 10 cm, co w stosunku do otoczków kwarcu o średnicy 3 cm, występujących w tym samym fragmencie ściany, nie stanowi już tak jaskrawej różnicy.

W dolnej części omawianego profilu, poniżej 315 m od spągu cechsztyńskiego wapienia podstawowego, pojawiają się w drobnoziarnistych piaskowcach i mułowcach zmienne ilości spoiwa gipsowego, stanowiące od 1 do 5% skały. Poniżej mniej więcej 350 m, licząc od spągu wapienia, można obserwować niewielkie, kilkucentymetrowej miąższości i kilkadziesiątcentymetrowej rozciągłości, soczewki i żyły gipsowe.

Bardzo charakterystyczne dla skał badanego profilu jest występowanie w nich węglanów, głównie kalcytu. Makroskopowo widoczne są kilkunasto-, a rzadziej kilkadziesiątcentymetrowe kongregacje o kształtach kulistych, soczewkowatych lub nieregularnych, rozrzucone sporadycznie w obrębie pias-

kowców, żwirowców i żwirowatych zlepieńców. Wyodrębniają się one w różnym stopniu z otaczającego je klastycznego tła; niektóre z nich, zwłaszcza te o kształcie soczewek, mają czasami na tyle ostre granice, że sprawiają wrażenie struktur sedimentacyjnych. Inne, szczególnie o nieregularnych kształtach, rozplywają się palczasto w otaczającym je materiale klastycznym. Zdarzają się także otoczki wapienne, pochodzące z redeponowanego materiału niszczonego większych kongregacji; podobieństwo wykształcenia węglanów w kongregacjach i w otoczkach jest łatwe do stwierdzenia w szlifach cienkich.

O ile nagromadzenia węglanów widoczne makroskopowo nie są zbyt częste, to w czasie badań szlifów cienkich pod mikroskopem okazało się, że w górnej części badanego profilu, w 8–9 na każdych 10 badanych próbach, obserwuje się węglany w bardzo zmiennych ilościach, od śladowych do około 40%, a w sporadycznych przypadkach nawet do 80%. (Ta ostatnia wielkość odnosi się do takich partii piaskowca lub żwirowca, które można by uznać za „krypto-kongregacje”, bowiem próby z kongregacji wykazywały zawsze nie mniej niż 20–30% materiału klastycznego.) Substancja węglanowa obserwowana pod mikroskopem najczęściej jest rozproszona i przemieszana z materiałem klastycznym, wyjątkowo tylko zajmuje większe przestrzenie w polu widzenia. Licznie

występujące zatoki korozyjne węglanów w kwarcu, skaleniu, czy pseudomorfozy węglanów po tych mineralach lub po agregatach mineralnych, wskazują, że znaczna część węglanów obecnie obserwowanych może być pochodzenia wtórnego. Na podstawie samej tylko obserwacji mikroskopowej trudno stwierdzić, w jaki sposób i kiedy substancja węglanowa została doprowadzona do osadu i czy stanowi część tła skalnego (matrix) osadzonego wraz z pozostałym materiałem klastycznym, czy też jest spoiwem utworzonym epigenetycznie. Obserwacje makroskopowe i analiza sposobu rozmieszczenia skupień węglanów w profilu skłaniają nas do przyjęcia tej drugiej możliwości.

Należy zauważyć, że w dolnej części omawianego profilu, około 300 m poniżej spągu cechsztynu, węglany występują w minimalnych ilościach, natomiast konkrety węglanowe w ogóle nie były obserwowane już od około 200 m. W górnym 200-metrowym odcinku profilu zawartość węglanów zmienia się dość przypadkowo, ale konkrety w większych ilościach można obserwować w najwyższych stu metrach, szczególnie zaś w strefie głębokości 10–50 m pod spągiem cechsztynu.

Bardzo rzadko pojawiają się w badanym profilu laminy i soczewki brunatnego lub szarozielonego iłu, osiagające miąższości do kilku, wyjątkowo kilkunastu, centymetrów. Są one rozrzucone dość przypadkowo w dolnej i górnej części profilu, nie obserwuje się ich natomiast w części profilu pomiędzy 120 a 300 m pod spągiem cechsztynu. Pewną prawidłowością natomiast jest częste występowanie soczewek i lamin ilastych w stropie prezentowanego profilu, do około 2 m poniżej spągu skał węglanowych cechsztynu.

STRUKTURY SEDYMENTACYJNE

W badanym odcinku profilu czerwonego spągowca, a szczególnie w jego dolnej części, poniżej 200 m licząc od spągu cechsztynu, spotyka się miąższe partie bez widocznych struktur. Być może występujące tam osady nie są w rzeczywistości tak często bezstrukturalne, lecz struktury sedymentacyjne nie są widoczne z powodu zbyt wyrównanej wielkości ziarn osadów, głównie w partiach drobnoziarnistych piaskowców i mułowców. Brak struktur w niektórych partiach piaszczysto-żwirowych może być rzeczywisty. W ogólnej masie badane osady należą jednak do dość bogatych w struktury sedymentacyjne, których frekwencja rośnie ku górze profilu.

W dolnej części profilu obserwuje się skośne warstwowania w małej skali, najczęściej nieckowate, i niewielkie riplemarki. Szczególnie charakterystyczne są małe, izolowane formy riplemarkowe, zbudowane

z drobno- i średnioziarnistego piasku, wyraźnie wyróżniające się na tle mułu i bardzo drobnoziarnistego piasku. Nielicznie spotykane w tej części profilu soczewki żwirowe mogą być resztkami niewielkich koryt czy kanałów.

Od głębokości 150 m pod spągiem cechsztynu pojawiają się coraz częściej różnego typu warstwowania skośne średniej i dużej skali. Te ostatnie szczególnie pojawiają się od miejsca, gdzie w profilu obserwuje się występowanie większych ilości materiału gruboklastycznego: gruboziarnistych piasków, żwiru itp. Mniej więcej od tego samego miejsca obserwuje się też wyraźne i często dosyć duże kanały erozyjne. Z uwagi na sposób wypełnienia kanałów można wyróżnić 4 ich typy: 1) kanały wypełnione bezładnie zrzuconym żwirem lub piaskiem; 2) kanały wypełnione głównie piaskiem, lokalnie z domieszką żwiru, wykazującym wyraźne, skośne warstwowanie nieckowate, często łączące się w festony o kierunku maksymalnego nachylenia skośnych warstw równoległym do osi kanału; 3) kanały wypełnione piaskiem lub żwirem skośnie warstwowanym „asymetrycznie” względem kanału — skośne warstwy są w tym przypadku sypane od jednego brzegu kanału (we wszystkich tych trzech przypadkach materiał wypełniający jest grubszy lub taki sam, jak ten, w którym kanał został wyerodowany); 4) kanały wycięte w materiale grubszym, wypełnione materiałem drobniejszym, czasem mułowym lub ilastym, wyścielającym ich dno. Ku górze materiał ten staje się coraz grubszy i nie różni się już od wypełnień kanałów typów opisanych poprzednio. Warto zaznaczyć, że ostatni typ kanałów obserwuje się w stropowych partiach profilu, płyczej niż 15 m od spągu cechsztyńskiego wapienia podstawowego.

Oprócz wyżej opisanych struktur w środkowej i górnej części profilu (powyżej głębokości 150 m — licząc od spągu cechsztyńskiego wapienia podstawowego) występują w dalszym ciągu takie same struktury, jak i w dolnej części: skośne warstwowania w małej skali i riplemarki. Wśród riplemarków pojawiają się obok małych — duże formy o wielkości fali rzędu 1 m. W górnej części profilu, powyżej głębokości około 25 m, obserwowano także warstwowanie riplemarkowe wstępujące. W jednym tylko miejscu, na głębokości około 15 m pod spągiem cechsztynu, obserwowano skośne warstwowania płaskie typu „tabular” o długości warstewek około 4–6 m. Wygląd tych struktur oraz brak grubszego materiału w piasku, z którego są zbudowane, pozwala przypuszczać, że powstały one w wyniku akumulacji eolicznej.

W jednym miejscu, na głębokości około 25 m, stwierdzono szczeliny z wysychania, o średnicy poliگونów około 5–10 cm. Strzępy iłu i mułu z tych

struktur występują licznie w piaskowcu zalegającym powyżej, aż do głębokości 20 m pod cechszynem.

Struktury biogeniczne obserwowaliśmy w środkowej części badanego profilu na głębokości około 200 m poniżej spągu wapienia podstawowego, a następnie dopiero w najwyższej jego części, parę metrów pod spągiem cechsztynu lub bezpośrednio pod nim. Struktury te to bioturbacyjne zaburzenia warstw i — rzadziej — ślady żerowania niezidentyfikowanej fauny.

KIERUNKI TRANSPORTU

Kierunki transportu materiału klastycznego wyznaczono na podstawie pomiarów struktur kierunkowych: skośnych warstwowań, riplemarków i kanałów erozyjnych. Wyniki tych pomiarów zostały przedstawione graficznie na figurze 1, obok uproszczonych rysunków fragmentów profilu, do których się odnoszą.

W najniższej części dostępnej dla obserwacji partii czerwonego spągowca materiał klastyczny sy-

pany był w kierunku zachodnim i południowym. Kierunki te spotyka się później sporadycznie w wyższych częściach profilu, szczególnie tam, gdzie pomiary odnoszą się do osadów drobnoziarnistych. Generalnie jednak można stwierdzić, że materiał jest transportowany na północny zachód lub północny wschód. Interesująca jest w tej sytuacji zmiana kierunków transportu obserwowana w części osadów zalegających bezpośrednio pod spągiem cechsztyńskich skał węglanowych, w białych i szarobiałych piaskowcach drobnoziarnistych, w których dominuje konsekwentnie transport ku południowemu zachodowi, z wyjątkiem jednego pomiaru wskazującego południowy wschód. Całkowicie brak tu kierunków północnych. Anomalia ta jest tym bardziej zastanawiająca, że inne piaskowce zalegające bezpośrednio pod cechszynem, w tym również białe, lecz bardziej gruboziarniste i zawierające domieszkę materiału żwirowego, wykazują kierunki transportu zbliżone do obserwowanych w całej środkowej i częściowo w górnej części profilu.

POCHODZENIE WĘGLANÓW

Relacje o występowaniu węglanów w rzecznych osadach kopalnych spotyka się w literaturze często. Konkrecje wapienne w takich osadach są znane z osadów angielskiego old red (Allen 1964, fide Gradziński *et al.* 1976), kredy w Mongolii (Gradziński 1970), a Jacob (1973) opisał potężne konkrecje kilkumetrowej miąższości i znacznej rozciągłości w utworach rzecznych z paleocenu. Konkrecje te składały się z piasku scementowanego kalcytem i występowały z reguły w stropie ciał piaszczystych o elongacji równoległej do paleokanałów, co dało możliwość wykorzystania tych konkrecji jako wskaźników kierunku transportu (*op. cit.*).

Rozpatrując problem obecności węglanów w kopalnych osadach rzecznych należy zwrócić uwagę na fakt, że w osadowych skałach dolnego i środkowego piaskowca pstrego niecki północnosudeckiej (Mroczkowski 1972) i niecki śródsudeckiej (Mroczkowski 1977), węglany praktycznie nie występują. Jest to szczególnie znamienne w odniesieniu do dolnego triasu niecki północnosudeckiej, ponieważ możemy porównywać osady rzeczne występujące na tym samym mniej więcej obszarze, lecz utworzone później, z osadami czerwonego spągowca, a właśnie w utworach młodszych należałoby się spodziewać większej ilości materiału węglanowego (por. Pettijohn *et al.* 1972). Jak wynika z danych przedstawionych wcześniej w prezentowanej pracy, węglany stanowią dość istotny składnik skał omawianego profilu. Obecność węglanów

w osadach czerwonego spągowca sygnalizowano już wcześniej w innych obszarach niecki północnosudeckiej (np. Scupin 1931; Krasoń 1967; Ostromiecki 1972). Problem genezy tych węglanów nie był jednak dotąd dyskutowany. Na podstawie dotychczasowych badań czerwonego spągowca niecki północnosudeckiej (*op. cit.*) można wnioskować, że poza łupkami palnymi czy łupkami antrakozjowymi, znanymi z południowo-wschodniego skrzydła niecki północno-sudeckiej, węglany występują jako spoiwo cementujące piaskowce, żwirowce i zlepience. Podobne wnioski wyciągnięto z obserwacji skał występujących w prezentowanym profilu z rejonu Iwin, z tym że w części tego profilu obserwowano także konkrecje (por. rozdział pt. Litologia). Nieliczne otoczaki wapienia i sporadycznie spotykane obtoczone ziarna węglanów w piaskowcu pochodzą z redepozycji tych poprzednich. Jeżeli przeważająca część węglanów występujących w badanych skałach stanowi spoiwo, znaczy to, że substancja węglanowa została doprowadzona do skały już po sedymentacji. W skali czasu geologicznego proces ten mógł być bądź prawie równoczesny, bądź znacznie opóźniony w stosunku do samego aktu depozycji. Redeponowany materiał węglanowy (otoczaki) stanowi wskazówkę, że rozwój spoiwa i konkrecji następował raczej niezbyt późno po sedymentacji.

Występowanie spoiwa węglanowego, w tym głównie kalcytowego, w osadach fluwialnych, często typu

red beds, jest relacjonowane w wielu pracach. Można stwierdzić, że poglądy różnych autorów na genezę takiego spoiwa, pomijając różnice werbalne, są w zasadzie dość zbieżne. Proces ten polega na strącaniu się substancji węglanowej niesionej przez wody gruntowe w środowisku pustynnym lub zbliżonym w klimatach gorącym, suchym lub półsuchym. W ujęciu różnych autorów istnieją wprawdzie pewne różnice w określaniu tego procesu i jego efektów; mówi się więc o powstawaniu tzw. sabkha, caliche, calcrete, duricrust, czy po prostu skorup solnych, np. Pietrow (1976) podaje 5 regionalnie używanych synonimów „caliche”, a Goudie (1973) cytuje około 40 nazw, preferując zresztą termin „calcrete”.

Węglany występujące w kopalnych i współczesnych osadach rzecznych posiadają pewne istotne, powtarzające się cechy; niektóre z nich warto w tym miejscu przytoczyć w celach porównawczych:

1. Węglany w osadach fluwialnych występują w postaci spoiwa, często kalcytowego (Goudie 1972; Kessler 1978; Glennie *et al.* 1978; Nagtegaal 1969), przy czym jest to prawdopodobnie spoiwo wczesno-diagenetyczne (np. Kessler 1978; Colter, Ebbert 1978), bądź w postaci kongrecji (Ruhe 1967; Friend, Moody-Stuart 1970; Goudie 1972; Steel 1974; Gradziński 1976). Inne formy, jak np. soczewki, spotyka się rzadziej (Steel 1974).

2. Powstawanie węglanów w osadach fluwialnych jest w zasadzie epigenetyczne w stosunku do sedymentacji, ale proces ten może się rozpocząć bardzo krótko po sedymentacji, stąd środowisko sedymentacji ma istotne znaczenie dla możliwości rozwoju węglanów.

3. Węglany omawianego typu spotyka się w osadach wadi (Glennie *et al.* 1978; Kessler 1978) i rzek roztokowych (Nagtegaal 1969). Ponadto obserwowano je w osadach eolicznych, playa (Eugster, Surdam 1973; Mattis 1977), jeziornych (O'Sullivan 1970; Mattis *op. cit.*) towarzyszących osadom fluwialnym, a także w osadach rzek meandrujących (Taylor 1978).

4. Rekonstrukcja środowiska osadów lądowych zawierających spoiwa i kongrecje węglanowe prowadzi zazwyczaj do określenia klimatu, panującego w trakcie depozycji, jako gorącego i suchego, pustynnego (Steel 1974; Leeder 1975) lub gorącego latem, a zimą nawet ze spadkiem temperatury poniżej 0°C (Gille *et al.* 1966), ale czasami także łagodniejszego: subtropikalnego czy śródziemnomorskiego (Nagtegaal 1978). Istotną cechą klimatu, w którym powstają caliche wydaje się być roczna suma opadów. Z prac Gille *et al.* (1966), Goudie (1973), Steela (1974) wynika, że nie może to być klimat zbyt wilgotny ani skrajnie suchy; roczne sumy opadów w obszarach powsta-

wania caliche wahają się, według cytowanych autorów, od 150 do 600 mm. Nie można jednak pominąć wykazanej przez Bjaerke'a i Dypvicka (1977) możliwości tworzenia się podobnych węglanów w klimacie chłodnym, być może peryglacjalnym.

Sekwencja, w jakiej występują węglany w czerwonym spągowcu, w rejonie Iwin wykazuje duże podobieństwo do sekwencji caliche opisanej przez Nagtegaala (1969), ale także do osadów typu jeziorno-playowego opisanego przez Mattisa (1977). Forma występowania węglanów, spoiwo i kongrecje, wydaje się być typowa dla utworów caliche czy calcrete, podobnie jak typowy jest ich związek z fluwialnymi osadami, najprawdopodobniej typu roztok, które reprezentują znaczną część badanego profilu. Zagadnienie klimatu, w jakim powstały osady czerwonego spągowca w niecce północnosudeckiej, trudno rozwiązywać wyłącznie na podstawie obserwacji dokonanych w części profilu i na niewielkim stosunkowo obszarze w rejonie Iwin. Pewne cechy osadu wydają się wskazywać na jego powstanie w klimacie ciepłym lub gorącym, suchym z okresowymi opadami powodującymi powstanie efemerycznych rzek i potoków. Krasoń (1967) wskazywał na liczne analogie środowiska, w którym powstawały osady czerwonego spągowca, ze środowiskiem i klimatem Pustyni Arabskiej i Pustyni Libijskiej. Rekonstrukcje paleoklimatyczne dla permu Europy Zachodniej i Środkowej wydają się ten pogląd w ogólnym zarysie potwierdzać (Kruseman 1967; Glennie 1972; Skoček 1974; Holub 1976; Glennie *et al.* 1978; Kessler 1978). O podobnych warunkach można wnioskować na podstawie prac Dziedzica (1961) i Śliwińskiego (1976); dotyczących osadów permu w niecce śródsudeckiej. Można więc przyjąć, że w dolnym permie mogły istnieć w niecce północnosudeckiej warunki klimatyczne umożliwiające tworzenie się caliche. Uważamy zatem za całkiem prawdopodobne, iż węglany obserwowane w znacznej części profilu czerwonego spągowca w rejonie Iwin, wykształcone w formie spoiwa w piaszczowcach, żwirowcach i zlepnicach, w niektórych zaś partiach profilu — w formie kongrecji i soczewek, należy identyfikować z utworami caliche (calcrete). W takim ujęciu zrozumiałą będzie sposób doprowadzenia substancji węglanowej do osadów czerwonego spągowca, natomiast pochodzenie tej substancji w dalszym ciągu czeka na wyjaśnienie. W czerwonym spągowcu omawianego obszaru nie zaobserwowano dotąd bowiem żadnych warstw zbudowanych z węglanów. Dolnopermskie łupki palne zawierające pewne ilości materiału wapiennego są znane jedynie z południowego brzegu niecki północno-sudeckiej, a posiadając niewielkie rozprzestrzenienie i miąższość, nie mogły dostarczać większych ilości substancji węglanowej. Nie wydaje

się również, aby źródłem węglanów były wapienie występujące w Górach Kaczawskich: kambryjskie w rejonie Wojcieszowa i Kapeli lub dewońskie czy karbońskie w rejonie Lubania. Wielkość tych ciał wapiennych i ich znaczna odległość od omawianego obszaru czynią tę możliwość mało prawdopodobną.

Wobec ubóstwa osadów pochodzenia eolicznego w omawianym profilu trudno zastosować tu pogląd Ruhego (1967) i Leedera (1975), którzy w podobnych utworach źródło węglanów widzieli w pyłe eolicznym. W tej sytuacji należałoby się zastanowić, czy materiału do utworzenia węglanów — głównie węglanu wapnia — nie mogły dostarczyć same osady klastyczne czerwonego spągowca. Jak wiadomo (por. fig. 3) szkielet ziarnowy tych osadów w znacznym procencie składa się ze skaleni i okruców skał, często wulkanicznych. Jak wykazali Röper i Rothe (1975) niektóre ze skaleni dość łatwo dostarczają w czasie procesów wietrzenia jonów Ca^{++} . Na rozkład skaleni, jako proces dostarczający substancji węglanowej, wskazywali także Friend i Moody-Stuart (1970), opierając się na pracach Clarka z 1924 r. Szkliwo wulkaniczne również może w trakcie swego rozkładu uwalniać różne kationy, m. in. także wapń (Pettijohn *et al.* 1972; Hancock 1978).

Dla tworzenia się węglanów ważna jest obecność dwutlenku węgla, stąd częste związki pomiędzy pojawianiem się spoiwa węglanowego w głęboko pogrzebanych osadach a strefami: wietrzenia, dyslokacji i działalności hydrotermalnej lub wulkanicznej (Pettijohn *op. cit.*). Szczególnie ta ostatnia mogła mieć istotny wpływ na powstanie spoiwa węglanowego w osadach czerwonego spągowca w niecce północno-sudeckiej. Wiadomo, że w dolnym permie na omawianym obszarze istniała dość intensywna działalność wulkaniczna, i to ograniczona nie do jakiegoś krótkiego interwału czasowego, jak wynikałoby ze starszej literatury (np. Scupin 1931), lecz przejawiająca się w ciągu znacznej części okresu dolnopermskiego (Kozłowski, Parachoniak 1967; Ostromęcki 1972; Przybyłowicz 1973). Na podstawie obserwacji prowadzonych w 400-metrowej części profilu czerwonego spągowca w rejonie Iwin doszliśmy do wniosku, że w czasie depozycji tej części utworów permskich

przynajmniej dwukrotnie zaktywizowały się wulkany; na głębokości około 50 m i około 100 m pod spągim cechsztynu występują bowiem nagromadzenia bloków i bloczków skał wulkanicznych (fig. 2), których wielkość, ułożenie w osadzie i obtoczenie sugerują, że nie dostały się do osadu drogą normalnego transportu wodnego wraz z pozostałym materiałem klastycznym budującym skałę. Najbardziej prawdopodobne jest, że bloki te zostały wyrzucone w trakcie kolejnego wybuchu wulkanicznego niszczącego wcześniej zastygłe skały. Dość interesujące wydaje się występowanie wśród tego materiału wulkanicznego ignimbrytu z silnie rozwiniętą kalcytyzacją.

Powyższe obserwacje skłaniają do wniosku, że działalność wulkaniczna oraz towarzyszące jej zjawiska mogły w omawianym przypadku odegrać istotną rolę w rozwoju węglanów. Materiał wulkaniczny biorący udział w składzie petrograficznym zlepieńców, żwirowców, piaskowców i mułowców czerwonego spągowca mógł w wyniku procesów wietrzeniowych dostarczać jonów metali, m. in. wapnia. Gazy i roztwory związane z działalnością wulkaniczną ułatwiać mogły mobilizację kationów, a następnie — tworzenie związków węglanowych.

Reasumując przyjmujemy, że konkretne węglanowe w osadach czerwonego spągowca rozwinęły się epigenetycznie, najprawdopodobniej w stadium wczesnodiagenetycznym. Warunkiem ich powstania były zarówno odpowiedni klimat (ciepły lub gorący i suchy, ale nie skrajnie suchy) i niska dojrzałość mineralogiczna otaczającej skały, jak i procesy związane z dolnopermską działalnością wulkaniczną. Uważamy, że pośrednio potwierdza tę hipotezę fakt, iż węglany nie występują w osadach piaskowca pstrego w tym samym obszarze. Piaskowiec pstry wykształcony został również w środowisku rzeczonym (Mroczkowski 1972) i pod wieloma względami, m. in. energią środowiska, przypomina czerwony spągowiec, różniąc się od niego jednak wilgotniejszym klimatem, znacznie wyższą dojrzałością mineralogiczną osadów (*op. cit.*) i brakiem działalności wulkanicznej. Zabrakło więc w piasku pstrym właśnie tych cech, które wydają się autorom konieczne do powstania utworów typu caliche.

UWAGI O ŚRODOWISKU SEDYMENTACJI

Charakter osadów znacznej i najlepiej odsłoniętej części badanego profilu czerwonego spągowca dość jednoznacznie wskazuje na ich powstanie w środowisku fluwiatylnym. Nieco wątpliwości nasuwa geneza najniższych partii profilu oraz niektórych części zalegających w stropie białych piaskowców.

W dolnej części profilu, poniżej 150 m licząc od spągu cechsztyńskiego wapienia podstawowego, przeważają osady drobnoklastyczne, mułowo-piaszczyste, w których nie obserwuje się kanałów erozyjnych. Wobec stosunkowo skromnej ilości odsłonień w tej części profilu, nie można stwierdzić z całą pewnością,

że kanały erozyjne zupełnie tu nie występują; na pewno jednak nie są one liczne. Wobec braku osadów które można by zaliczyć do subfacji korytowej, ten drobnoklastyczny osad nasuwa skojarzenie z osadami jeziornymi lub bagiennymi, brak w nim jednak jakichkolwiek śladów vegetacji roślin lub szczątków fauny. Obserwowane tu struktury sedymentacyjne wskazują na dolny reżim prądowy. W sumie osady występujące w interwale 150 do 420 m od spągu cechsztyńskiego wapienia podstawowego reprezentują środowisko o niskiej energii, być może typu playa lub okresowych jezior z efemerycznymi ciekami (podobne utwory opisał Glennie 1970). Warto wspomnieć, że w dolnej jego części występują soczewki i żyłki anhydrytowo-gipsowe. Od głębokości około 150 m pod cechszty-nem, ku stropowi pojawiają się osady powstałe generalnie w warunkach dużej energii środowiska, gdzie utwory subfacji korytowej z rzadka zastępowane są utworami równi zalewowej. Niewielki rozrzut kierunków transportu, typy wypełnienia kanałów i obecność porzuconych koryt pozwala przypuszczać, że osady te powstały w wyniku działalności rzek roztokowych (por. utwory opisane przez Doeglasa 1962; Williamsa, Rusta 1969).

Najwięcej wątpliwości nastrocza interpretacja pochodzenia osadów leżących bezpośrednio pod spągiem cechsztynu. Część z nich, reprezentowana przez białe piaskowce i żwiry z licznymi strukturami prądowymi, głównie skośnymi warstwowaniami i riplemarkami, wydaje się być kontynuacją osadów niżej zalegających, ale wykazuje w stosunku do tych ostatnich spadek energii środowiska. Natomiast białe, drobnoklastyczne piaskowce, partiami bezstrukturalne, partiami skośnie warstwowane, czasem z riplemarkami, wydają się reprezentować odmienny typ osadu, charakteryzujący się pod względem teksturalnym znacznie lepszym wysortowaniem materiału. Wyraźnie inne niż w niżej leżących osadach kierunki transportu potwierdzają tę odrębność.

Jest dosyć prawdopodobne, że piaskowce te powstały jako osad wkraczającego zalewu cechsztyńskiego. Nie można jednak wykluczyć możliwości, że i inne osady klastyczne zalegające pod wapieniem podstawowym uległy redepozycji w basenie cechsztyńskim. Różnice w ich wykształceniu mogą wynikać z charakteru materiału, który był przerabiany. Jak wynika z obserwacji górnej części profilu czerwonego

spągowca w Iwinach, występują w nim czasami osady pochodzenia eolitycznego, i z ich właśnie przeróbki mogły powstać wspomniane drobnoklastyczne i dobrze wysortowane białe piaskowce. Tam natomiast, gdzie przerabiany był materiał zlepni-cowo-żwirowo-piaszczysty mogły rozwinąć się utwory transgresywne o wyglądzie bardzo zbliżonym do utworów czerwonego spągowca. Bardzo interesujące są ogłoszone ostatnio wyniki badań Lisiakiewicza (1978), który na opisanym obszarze znalazł 2 stanowiska fauny morskiej; jedno z nich właśnie w białych piaskowcach, drugie zaś w czerwonych, co zmusza do wzięcia pod uwagę możliwości, że transgresja cechsztyńska mogła przerobić znacznie większą ilość osadów czerwonego spągowca, niż się dotąd przypuszczało, i że nie zawsze redepozycji w środowisku morskim musiało towarzyszyć odbarwienie osadu.

Omawiając pochodzenie węglanów w części badanego profilu wysunięto kilka sugestii co do warunków klimatycznych. Obecność spoiwa, żył i soczewek gipsu w dolnej części tego profilu, utworów typu caliche w wielu miejscach górnej jego części, ogólny charakter osadu i dane z literatury dotyczące czerwonego spągowca w innych obszarach skłaniają do następujących wniosków.

1. Dolna część badanego profilu reprezentuje osady rozwinięte w klimacie suchym i gorącym. Rzadkie opady deszczu powodują zmywanie do basenu sedymentacyjnego drobnoklastycznego materiału, wśród którego rozwijają się niewielkie soczewki gipsów. Równocześnie w obszarach otaczających basen gromadzą się znaczne ilości zwietrzliny o charakterze gruzu skalnego, który jest zbyt gruboziarnisty jak na możliwości transportowe ówczesnych wód płynących (por. sugestie co do wpływu klimatu na sedymentację w pracy Skočka, 1974).

2. Stopniowo zaznacza się pewne niewielkie zwilgotnienie klimatu, być może także w wyniku ruchów saalskich zostaje w tym czasie odmłodzona rzeźba terenu. Nagromadzony materiał grubokrucho-owy spływa do basenu sedymentacyjnego, zmywany w czasie sporadycznych, lecz intensywnych opadów. Ustala się klimat gorący lub ciepły o średniej rocznej sumie opadów w granicach 150—600 mm. Rozwijają się osady fluwiatylne, zawierające spoiwo węglanowe i utwory typu caliche, charakterystyczne dla górnej części profilu.

UWAGI O STRATYGRAFII

Pierwszą obszerną, i do dziś do pewnego stopnia aktualną, pracą o permie niecki północnosudeckiej była praca Scupina (1931). Zastosowany w niej sche-

mat stratygraficzny był chyba najczęściej cytowanym podziałem permu, przyjmowanym w późniejszych publikacjach, ewentualnie z niewielkimi modyfika-

cjami. Czerwony spągowiec podzielił Scupin na 3 części; według tego autora brak jest w niecce północnosudeckiej najniższego czerwonego spągowca. Następnym dość powszechnie stosowanym podziałem był podział Zimmermanna i Kühna (1936), stanowiący modyfikację starszego, trójdzielnego podziału tych autorów z 1918 r., w którym czerwony spągowiec jest dwudzielny, ale wykształcony kompletnie, z najniższym dolnym czerwonym spągowcem włącznie. Dziedzic (1959), nie kwestionując trójdzielności dolnego permu, wydzielił w nim cztery cykle sedymentacyjne, przeprowadzając równocześnie porównanie osadów czerwonego spągowca w nieckach śródsudeckiej i północnosudeckiej, co otworzyło nowe możliwości nawiązań litostratygraficznych.

W roku 1962 została opublikowana pierwsza wzmianka o karbonie w niecce północnosudeckiej (Milewicz 1962), a następnie — praca Milewicza i Góreckiej (1965), w której na podstawie badań palinologicznych wykazano, że część osadów zaliczanych dawniej do dolnego permu reprezentuje górny karbon. W 1967 r. ukazała się obszerna praca Krasonia o permie w synklinie bolesławieckiej, stanowiącej część niecki północnosudeckiej. W pracy tej przedstawiono również poglądy na stratygrafię tej części niecki północnosudeckiej, w której leży obszar naszych badań. Krasoni wydzielił w czerwonym spągowcu badanego obszaru dwa cykle sedymentacyjne, odpowiadające środkowemu i górnemu czerwonemu spągowcowi, stwierdzając równocześnie brak dolnego czerwonego spągowca w tym rejonie. Interesujące dla dalszych rozważań jest to, że Krasoni umieścił skały eruptywne w dolnej części niższego cyklu, niżej w porównaniu do ich pozycji w schemacie innych autorów.

Mniej więcej równocześnie z pracą Krasonia (1967) ukazała się praca Kozłowskiego i Parachoniaka (1967), którzy wykazali, że w kompleksie eruptywnym dolnego permu niecki północnosudeckiej można wydzielić 2 cykle wulkaniczne, rozdzielone osadami detrytycznymi, z których wyższy sięga do granicy między dolnym a górnym czerwonym spągowcem.

Jak widać z przedstawionego powyżej krótkiego przeglądu ważniejszych prac dotyczących stratygrafii dolnego permu w niecce północnosudeckiej istnieje wiele trudności w przyjęciu jednego, uniwersalnego schematu stratygraficznego dla tych utworów, na co zwrócił już uwagę Ostromęcki (1972a), opracowując litostratygrafię permu-karbonu w południowej części niecki, w rejonie Świerzawy.

Trudności te wynikają z dużego zróżnicowania litologicznego czerwonego spągowca w zależności od obszaru, w którym występuje, oraz z braku warstw, które mogłyby dobrze spełniać role horyzontów

przewodnych na całym obszarze niecki północnosudeckiej. Do pewnego stopnia w dotychczasowych podziałach taką rolę pełniły łupki antrakozjowe lub palne i wulkanity. Łupki antrakozjowe mają jednak dość ograniczony zasięg (np. w omawianym przez nas rejonie nie są znane), a skały wulkaniczne umieszczone są przez różnych autorów w różnych miejscach profilu. Te rozbieżności mogą zresztą wynikać nie tyle z różnic opinii, ile z obiektywnego faktu występowania wulkanitów na różnych obszarach w nieco różniących się przedziałach czasowych, i co za tym idzie w różnych pozycjach w profilu czerwonego spągowca. Taki pogląd wydają się potwierdzać wyniki badań Kozłowskiego i Parachoniaka (1967) oraz Ostromęckiego (1972a) i Przybyłowicz (1973). Próbę nawiązania podziału dolnego permu w niecce północnosudeckiej do uniwersalnego podziału dolnego permu, stosowanego obecnie w Europie, przedstawił Milewicz (1976). Cytowany autor, opierając się na cyklach sedymentacyjnych wydzielonych przez Dziedzic (1959), zaliczył najniższy z nich do karbonu (Milewicz 1968), dwa dalsze do autunu i najwyższy do saksonu (Milewicz 1976).

Podział dolnego permu na autun i sakson, wywodzący się z obszarów, na których udało się dokonać ustaleń biostratygraficznych, jest obecnie stosowany jako odpowiednik podziału na dolny i górny czerwony spągowiec także i w tych obszarach, gdzie nie ma możliwości oparcia stratygrafii na podstawach paleontologicznych. W Polsce stosuje się go m. in. na Niżu Polskim i monoklinie przedsudeckiej (np. Pokorski, Ryka 1978). W Sudetach podział ten był już dość dawno stosowany przez geologów czechosłowackich (Tasler 1966; Skoček 1974; Prouza *et al.* 1977), a ostatnio wprowadza się go także w polskiej części Sudetów (Jerzykiewicz 1971, 1972, 1973, 1975; Milewicz 1976). Wydaje się, że pomimo pewnych zastrzeżeń co do precyzji i jednoznaczności podziału dolnego permu na autun i sakson (por. Kozur 1978), warto go stosować w naszym konkretnym przypadku, ponieważ daje on możliwość porównywania ze sobą utworów, występujących nawet w dość odległych regionach, na podstawie pewnych ogólnych cech rozwoju, a nie tylko na podstawie mechanicznego przymierzania do siebie poszczególnych wydzieleni litologicznych.

Na marginesie badań części profilu czerwonego spągowca w rejonie Iwin nasunęły się autorom pewne wnioski dotyczące możliwości ustalenia pozycji litostratygraficznej badanych skał osadowych na podstawie analizy środowiska sedymentacyjnego, dyskusowanej we wcześniejszych rozdziałach prezentowanej pracy. Dysponując danymi z niewielkiego obszaru i tylko z części profilu czerwonego spągowca — 420 m

licząc od spągu cechsztyńskiego wapienia podstawowego — zdajemy sobie sprawę, że nasze poglądy na temat stratygrafii badanych skał muszą pozostać na razie w sferze hipotez, które być może zweryfikują się w trakcie dalszych badań. Badane utwory będziemy próbowali porównać z utworami z obszarów, gdzie już od dawna wprowadzono podział czerwonego spągowca na autun i sakson, i gdzie zostały przeprowadzone szczegółowe analizy środowiska sedymentacyjnego w tych piętrach, a które to obszary wykazują pewne genetyczne podobieństwo do obszaru badanego przez nas. Będą to więc: czeska część niecki śródsudeckiej, karkonoski basen piedmontowy i niecka mansfeldzka, opisywane jako obszary występowania molas wewnętrznych.

Autun. Na niektórych obszarach zaznacza się dwudzielność tego piętra. Najbardziej ogólnie można dolny autun paralelizować z dolnym czerwonym spągowcem, a górny autun — ze środkowym czerwonym spągowcem lub jego częścią, zależnie od regionu. Dolny autun w czeskiej części niecki śródsudeckiej reprezentowany jest przez zróżnicowane osady klasyczne: zlepieńce i gruboziarniste piaskowce przechodzące w piaskowce drobnoziarniste, iłowce i pyłowce. Podrzednie występują margle i wapienie ilaste, czasem zawierające faunę (Tasler 1966). Są to osady rzek i zbiorników wodnych. Ponadto pojawiają się interkalacje tuffowe. Górny autun reprezentowany jest na wspomnianym obszarze głównie przez osady o frakcji mułowej, pyłowej i ilastej, i częściowo piaszczystej, a zlepieńce i piaskowce występują właściwie tylko w spągu górnego autunu, poza tym stanowią jedynie interkalacje w osadach drobniejszych. W dolnej części występują duże ilości wulkanitów i tufów. Jeśli chodzi o środowisko, to poza spągową częścią górny autun został osadzony głównie w warunkach limnicznych (Tasler 1966), natomiast część spągowa porównywana jest z tzw. piaskowcem budowlanym w polskiej części niecki śródsudeckiej, który został zidentyfikowany przez Dona (1961) jako utwór stożka aluwialnego.

Z opisów autunu w czeskiej części niecki śródsudeckiej, w karkonoskim basenie piedmontowym i w środkowych Czechach (Tasler 1966; Skoček 1974; Prouza *et al.* 1977; Hołub, Tasler 1978) wynika, że w okresie tym rozwijały się osady stożków aluwialnych, a przede wszystkim stałych i efemerycznych jezior. Charakterystyczne jest pojawianie się w tych osadach, szczególnie w górnym autunie, gipsów w postaci przewarstwień, żył i spoiwa, a także kongrecji węglanowych. Środowisko sedymentacji w autunie opisywane jest jako pustynne lub półpustynne z klimatem suchym i półsuchym, który mógł oscylować, zachowując tendencję do przechodzenia w coraz

bardziej suchy. Bardzo istotną cechą autunu jest występowanie w nim wulkanitów; permska aktywność wulkaniczna osiąga swoje maksimum na początku górnego autunu, po czym szybko zanika.

Dosyć podobnie przedstawia się obraz autunu w niecce mansfeldzkiej (Benek *et al.* 1978). Dolna część autunu jest tu na ogół bardziej gruboklastyczna niż górna, rozwinięta jako tzw. Hornburger schichten, wykształcona głównie jako piaskowce drobnoziarniste, mułowce, skały mułowcowo-pylaste lub piaszczysto-pylaste, czasami ilaste. Konglomeraty pojawiają się w spągu cyklu sedymentacyjnego. Charakterystyczne dla omawianych osadów jest ubóstwo lub całkowity brak materiału węglanowego. W autunie niecki mansfeldzkiej zidentyfikowano osady rzeczne, wśród nich dystalne partie stożków aluwialnych oraz osady eoliczne. Wulkanity pojawiają się aż do dolnej części górnego autunu (Benek *op. cit.*).

Sakson. Osady saksonu czeskiej części niecki śródsudeckiej reprezentowane są przez źle sortowane osady: brekjeje i zlepieńce przechodzące w piaskowce przeławicane mułowcami (Valin 1964; Tasler 1966; Prouza *et al.* 1977), osiągające miąższość około 90 m. W karkonoskim basenie piedmontowym osiągają aż 800 m (Tasler 1966), zachowując ten sam charakter litologiczny. Z punktu widzenia środowiska są to osady deluwiów i proluwiów, rozwinięte w klimacie suchym (Hołub, Tasler 1978), w których Valin (1964) odnotował obecność kongrecji węglanowych.

W niecce mansfeldzkiej osady saksońskie wykształcone są najczęściej jako zlepieńce i zwirowate zlepieńce, zastępowane w niektórych profilach przez piaskowce, piaskowce zwirowe, czasem przez przeławicające się piaskowce i piaskowce mułowcowe (Benek *et al.* 1978). Charakterystyczną cechą tego piętra jest powszechne występowanie struktur sedymentacyjnych: różnego typu warstwowań, kanałów erozyjnych, riplemarków oraz szczelin z wysychania, obserwowanych nawet w zlepieńcu (*op. cit.*). Dość powszechne jest występowanie w spoiwie osadów saksonu węglanów, spotyka się także węglanowe kongrecje. Osady te powstawały najczęściej jako produkty sedymentacji rzecznej, w niektórych przypadkach określanej dokładniej jako sedymentacja rzek roztokowych, pewna część osadów saksonu mogła powstać w wyniku akumulacji eolitycznej.

Stosunek utworów saksonu do autunu na rozpatrywanych obszarach nie jest całkowicie jasny. Uważa się na ogół za oczywiste, że po osadzeniu autunu miał miejsce epizod orogenezy saalijskiej. W niektórych przypadkach jest on zaznaczony bardzo wyraźnie zmianą charakteru sedymentacji i często widoczną niezgodnością zalegania saksonu (Tasler 1966), w innych — nie można zaobserwować jakiejś

ostrej i wyraźnej granicy między autunem i saksonem (Holub, Tasler 1978), chociaż generalnie różnią się one od siebie pod względem litologicznym. W rejonie Mansfeld, w niektórych odsłonięciach obserwuje się wyraźne różnice pomiędzy osadami autunu i saksonu, ale np. w Blenkenhaim dyskordancja pomiędzy nimi zaznaczyła się jedynie w zmianie kierunku transportu materiału klastycznego o około 180° (Ellenberg w Benek *et al.* 1978).

W badanym przez nas odcinku profilu czerwonego spągowca, w rejonie Iwin stwierdzono występowanie osadów klastycznych, które rozwinęły się w dwóch różnych środowiskach. Dolną część profilu reprezentują osady utworzone najprawdopodobniej w środowisku efemerycznych jezior i playa, z udziałem sporadycznie pojawiających się osadów efemerycznych potoków. Są to z reguły drobnoziarniste piaskowce i mułowce stosunkowo rzadko ujawniające obecność struktur sedymentacyjnych, w których natomiast pojawiają się, szczególnie w dolnej partii, żyłki i soczewki gipsów. Zarówno litologia badanych osadów, jak i zrekonstruowane przez nas środowisko sedymentacyjne tej części profilu, wykazują duże podobieństwo do analogicznych cech osadów górnej części górnego autunu w porównywanych profilach z obszaru NRD i CSRS; wnioskujemy stąd, że dolna część badanego profilu (fig. 2) stanowi część górnego autunu. Za przyjęciem takiej hipotezy, dotyczącej wieku dolnej części profilu czerwonego spągowca w rejonie Iwin, przemawia dodatkowo fakt, że nie obserwowano tu wulkanitów; warto przypomnieć, że wulkanity w porównywanych obszarach pojawiają się do dolnej części górnego autunu włącznie.

Występujące w górnej części badanego profilu piaskowce, żwirowce i zlepieńce o licznych i dobrze widocznych strukturach sedymentacyjnych, jak: równoległe i skośne warstwowania, kanały erozyjne, riplemarki i szczeliny z wysychania, zostały przez nas opisane jako osady rzeczne, najprawdopodobniej głównie typu roztok, utworzone w klimacie ciepłym lub gorącym i dość suchym. W niektórych miejscach w osadach tych rozwijały się utwory typu caliche. Zarówno wykształcenie i środowisko sedymentacji utworów górnej części profilu, jak i ich zaleganie prawie bezpośrednio poniżej wapienia podstawowego cechsztynu pozwalają na korelowanie ich z utworami saksonu w porównywanych basenach sedymentacyjnych czerwonego spągowca w NRD i CSRS.

Stosunek miąższości utworów autunu do saksonu w większości basenów ma się jak 2:1 (Lützner *et al.* 1977). Pomimo że dysponujemy danymi jedynie z części profilu czerwonego spągowca, wydaje nam się, że na badanym obszarze ten stosunek mniej więcej potwierdzi się lub będzie wyższy: miąższość saksonu oceniamy w rejonie Iwin na około 150–180 m, a zbadana część autunu osiąga około 240 m, do czego dochodzi prawdopodobnie około 400 m do stropu kompleksu metamorficznego. Wydaje się, że na omawianym obszarze trudno będzie wyznaczyć precyzyjnie granicę między autunem a saksonem, gdyż charakter osadów wskazuje raczej na ciągłe przejście między tymi piętrami, odzwierciedlające stopniową zmianę warunków sedymentacji.

Problem pozycji stratygraficznej utworów zalegających bezpośrednio pod cechsztyńskim wapieniem podstawowym jest zagadnieniem dyskusyjnym nie tylko w niecce północnosudeckiej, ale także np. w niecce mansfeldzkiej i na monoklinie przedsudeckiej. Utwory te, wykształcone jako różne odmiany zlepieńca granicznego lub białego spągowca, zaliczane są przez różnych autorów to do dolnego, to do górnego permu; w prezentowanej pracy przyjmujemy, że przynajmniej część białych piaskowców należy już do cechsztynu. Pogląd ten opieramy na analogii do sytuacji białego spągowca na monoklinie przedsudeckiej (por. Jerzykiewicz *et al.* 1976; Nemeč, Porębski 1977). Pogląd ten jest ponadto zgodny z wcześniejszymi ustaleniami Krasonia (1967), dotyczącymi już bezpośrednio białych piaskowców w niecce północnosudeckiej oraz z relacjonowaną ostatnio (Lisiakiewicz 1978) wiadomością o występowaniu fauny morskiej w białych piaskowcach poniżej wapienia podstawowego w badanym przez nas rejonie. Wychodzimy z założenia, że granica między osadami kontynentalnymi a morskimi powinna stanowić granicę między czerwonym spągowcem a cechsztynem. Zdajemy sobie zresztą sprawę, że praktycznie wyznaczenie tej granicy będzie w wielu miejscach trudne, bowiem barwa osadu, wbrew rozpowszechnionym poglądom nie może stanowić pewnego kryterium. Z naszych obserwacji wynika, że można napotkać białe, odbarwione *in situ* utwory fluwiatylne czerwonego spągowca, a z pracy Lisiakiewicza (1978) wiadomo z kolei, że morska fauna występuje zarówno w białych, jak i w czerwonych piaskowcach.

LITERATURA

- BENEK R. *et al.* 1978: Exkursionsführer zu den Geländearbeiten der Arbeitsgruppen 3.3 (Molasse) und 3.4 (Magmatismus der Molassepoche) im Südteil der DDR vom 17–28 Mai 1978. Akademie Wiss. DDR, Zentr. Inst. Physik d. Erde, Berlin.
- BJAERKE T., DYPVIK H., 1977: Quarternary "stromatolitic" limestone of subglacial origin from Scandinavia. *J. Sed. Petrol.*, vol. 47, no. 3.
- COLTER V. S., EBBERN J., 1978: The petrography and reservoir properties of some Triassic sandstones of the

ROTLIEGENDES DEPOSITS IN THE NORTHEASTERN NORTH-SUDETIC TROUGH (SUDETES MTS): THEIR DEPOSITIONAL ENVIRONMENT AND POSSIBLE STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS

ABSTRACT: This study is based on new subsurficial data from the vicinity of Iwiny. A considerably thick segment (420 m) of the Rotliegendes vertical profile is described and sedimentologically interpreted. Lower portion of this section comprises primarily red fine sandstones interspersed with various thicknesses of red siltstones, often containing small lenticles and veins of gypsum; these deposits are interpreted as representing ephemeral playa/lake environment, with a continued moderate contribution from ephemeral-stream sedimentation. Upper portion of the section (that approximating 150 m below the Zechstein base) is composed mostly of red sandstones, pebbly sandstones and pebble conglomerates which are inferred to represent fluvial braided-stream environment. In the latter part of the section carbonates are locally present,

being developed as concretionary lenticular-nodular forms and also contributing to rock cement; these are interpreted as caliche-type deposits, the formation of which was most probably controlled here by climatic factor, host-rock mineral composition, and some physical-chemical agencies (hydrothermal solutions and gases) associated with a post-volcanic stage of the Early Permian regional volcanicity. Based on environmental/stratigraphic comparisons to some adjacent Permian basins of Central Europe, the lower part of the studied section is deduced to represent latest Autunian, while the upper part is thought to be Saxonian in age. Thin white clastics present at the section top belong, partly at least, to the Zechstein.

Summary

In the North-Sudetic Trough (or Depression), one of the first-order geological-structural units of the Sudetes Mts., the Rotliegendes deposits crop out almost exclusively along its southern margin (Fig. 1). From the latter outcrop belt, therefore, there come most of the previously published regional data concerning the development of the Rotliegendes sedimentary sequence in this part of the Sudetes (Scupin 1931; Dziedzic 1959; Krasoń 1967; Kozłowski, Parachoniak 1967; Ostromecki 1972, 1972a, 1973). In contrast to the southern margin, however, our present knowledge of the Rotliegendes rocks in the central, northern and northeastern parts of the North-Sudetic Trough is still very scant and based on the fragmentary data derived from those few boreholes which penetrated more than some few metres below the base of the Zechstein.

In this context, an exceptional source of geological data has been recently given by the newly strated subsurficial workings associated with the exploitation of the Zechstein copper-ore deposit in the "Konrad" Mine, Iwiny, in the northeastern part of North-Sudetic Trough. Our present study is based on these new subsurficial data, collected by us in a number of mine-workings situated at a depth interval between 500 and 830 m. A compilation of this data set allowed presentation of 420 m long vertical section of the Rotliegendes sequence, downwards directly from the base of the Zechstein "Basal Limestone" (Fig. 2). Total thickness of the Rotliegendes sequence is still unknown for this region, but on the basis of the works by Scupin (1931) and Krasoń (1967) it is supposed to be approximately 600—800 m.

The investigated segment of the Rotliegendes sequence (Fig. 2) is represented mostly by sandstones, which often grade into pebbly sandstones and conglomerates or, less commonly, into siltstone/mudstone lithologies. In the lower portion of this section fine to very fine sandstones and siltstones prevail, while pebbly sandstones and pebble conglomerates predominate in its upper portion; only the uppermost few metres of the profile, just below the Zechstein limestone, are again represented by finer-grained clastics which, however, are partly non-red (white) in colour.

Sandstones, the dominant lithological component of the section, vary widely in their composition and may correspond (Fig. 3) either to feldspar/lithic arenites or to feldspar/arkosic/lithic waxes according to Gilbert's classification (Williams *et al.* 1955). No correlation has been found, however, between the sandstone-bed composition and its position within the section. Only at the top of the section the mineralogical maturity of the sandstones tends to increase.

Fairly often, particularly in the uppermost part of the section, carbonates are present, forming small concretionary lenticles and nodules (containing 40—80% of pure carbonate) or contributing to the cement of sandstones, pebbly sandstones and conglomerates. The carbonates are frequently observed acting as a corrosive agent in relation to the sandstone framework-grains and in relation to its matrix and non-carbonate cements; it is often difficult, therefore, to determine the original composition of certain sandstone samples and to perform their modal classification.

* Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, ul. Cybulskiego 30, 50—205 Wrocław, Poland.

** Copper Mining and Metallurgy Works, "Konrad" Mine, 55—721 Iwiny, Poland.

In the lower part of the section, approximately 315 m below the Zechstein "Basal Limestone", variable amounts of gypsum cement are found in sandstones and siltstones and this may locally form up to 5% of the rock volume. In addition, beneath the depth of 350 m from Zechstein limestone, thin veins and small lenticles of pure gypsum have also been noted to occur.

In the upper portion of the Rotliegendes section studied, units of pebbly sandstones and pebble conglomerates tend to prevail. In these units pebble fraction always predominates and clasts rarely exceed 2–4 cm in diameter; cobble-size clasts may be exceptionally present but never exceed 10–15 cm. Pebble components are most frequently represented by quartz, lydites, granites/granitogneisses, metamorphic schists, and variable amounts of volcanic rocks.

In the latter context, a rather exceptional situation was noted at a depth of some 110 m below the base of Zechstein limestone, where several isolated blocks of volcanic rock were found to be present in sediment. These are subangular, and some representative examples of their major axes (as measured at outcrop wall) are respectively: 48×10 cm, 34×20 cm, and 24×15 cm. These cobble-size debris are widely separated by abundant sandy/fine-pebble detritus, in which the largest particles never exceed 4 cm in size. It seems likely here that these volcanic-rock debris might have been transported ballistically and emplaced due to occasional and relatively distant volcanic eruptions.

A somewhat similar unit containing exceptional volcanic clasts was found at another locality, some 50 m below the base of the Zechstein limestone. Alongate, subangular clasts of porphyritic volcanic rock occur here in a rather unusual, vertical position and are separated by abundant coarse sediment. The size contrast between these volcanic clasts (up to 10 cm in diameter) and the surrounding pebble-size detritus (up to 3 cm) is not however so distinct in this layer.

In the Rotliegendes section studied by us, the occurrence of abundant primary sedimentary structures appears restricted mostly to its upper portion. In contrast, between the base of this section and a depth of 150–200 m below the Zechstein limestone the sedimentary structures are rather scant and represented mostly by small-scale cross-stratification and small ripples. In this part of the section well visible are also locally small isolated ripples built of fine-to-medium sand and occurring in a groundmass composed of silt and very fine sand. Sporadically found are also lenses of pebble conglomerate, probably representing remnants of shallow migrating channels filled with fine gravel and sand. Bioturbated beds have also been recognized locally.

Higher in the section, up to the base of Zechstein limestone, various types of medium- and large-scale cross-stratification become more abundant and are often accompanied by erosional-channel features. In addition to the latter, mud-cracks and climbing-ripple cross-lamination are occasionally found in the 25 m interval below the Zechstein limestone and also some bioturbation structures have been recognized immediately at the base of the latter limestone. Some 15 m beneath the Zechstein limestone cross-stratified sandstone units are present which are inferred to be of aeolian origin.

On the basis of the laminae inclination in cross-stratified sets and on the basis of erosional-channel axes and ripple asymmetry, the paleocurrent directions were determined for the investigated Rotliegendes sequence. The measurement results are graphically presented in Figure 2.

As mentioned earlier, in certain parts of the studied Rotliegendes section a significant role is played by carbonates, which

may be present both as rock cement and as concretionary lenticular/nodular forms. Presence of these carbonates is of particular question here, since both the investigated region and its surroundings apparently lack any considerable limestone bodies which might have contributed as a potential source for these carbonates and there is also no evidence of such rocks as having been present at the basement of this Rotliegendes succession.

Based on our observational data, a fairly close analogy is found in the mode of occurrence and development of the above mentioned carbonates in Rotliegendes deposits and the features exhibited by carbonates described by Gille *et al.* (1966), Nagtegaal (1969, 1978), Ruhe (1967), Friend and Moody-Stuart (1970), Goudie (1972), Steel (1974), Gradziński (1976), Colter and Ebbert (1978), Glennie *et al.* (1978), and Kessler (1978). From this standpoint, the carbonates found in our Rotliegendes sequence are inferred to represent a caliche-type deposit (i. e., fossil calcrete, duricrust, or concretion) and are thought as having been formed epigenetically, in climatic settings corresponding to hot temperatures and annual precipitation rate of 150–600 mm. There was also probably no considerable time-span between the clastic deposition phase and the formation of carbonates in the environmental settings considered. That is because there is some evidence suggesting subsequent erosion and redeposition of the carbonate concretions, the subangular to subrounded fragments of which are locally found in the sediment adjacent to particular carbonate-rich layers.

Certainly, the above-mentioned interpretation of the carbonate occurrences within the Rotliegendes section does not serve as an explanation of the source for Ca^{+2} ions. Since aeolian sands are scant in our section, it is unlikely that the Ca^{+2} has been derived from any extensive aeolian deposits, as earlier hypothesized by Ruhe (1967) and Leeder (1975).

It is thought here at the polycomponent, low-maturity Rotliegendes clastics might have served themselves as a major and primary source for the carbonatic substance. As mentioned earlier, the Rotliegendes sediments studied frequently contain abundant feldspar and volcanic detritus which, as shown by Röpper and Rothe (1975) and Friend and Moody-Stuart (1970), may sometimes release considerable amounts of Ca^{+2} ions in suitable circumstances. It seems also very probable that volcanic gases and steam (juvenile or phreatic), together with hydrothermal solutions associated with a post-volcanic stage of the Early Permian regional volcanicity, might all have contributed as important agencies to the process of mobilization of Ca^{+2} ions and formation of carbonates. The afore-mentioned occurrences of volcanic-rock debris, probably suggestive of sporadic epigenetic eruptions and demolishing of a volcanic cone, seem to support our opinion.

Based on the collected sedimentological data, as a primary aim of our study an attempt is made towards a reconstruction of the Rotliegendes paleoenvironmental settings in the studied northeastern part of the North-Sudetic Trough. As mentioned earlier in text and also shown in Figure 2, the following two portions are distinguished in general terms within the red-bed sequence studied:

1) a lower portion, composed primarily of fine-grained deposits with poorly manifested sedimentary structures and corresponding to the section segment situated below a depth of 150 m (as calculated from the base of Zechstein "Basal Limestone");

2) an upper portion, corresponding to the upper 150 m of the section (i. e., directly below the Zechstein limestone) and composed of relatively coarse-grained deposits with well-visible sedimentary structures.

It is thought here that these two portions of the studied Rotliegendes sequence originated, respectively, in two fairly different environmental circumstances and that the corresponding time-trend differentiation observed in depositional tendencies reflects also a significant environmental change at least with respect to the considered part of the North-Sudetic Early Permian basin.

In general terms, the deposits comprising the lower portion of the studied Rotliegendes section originated in a low-energy continental environment. This is strongly suggested by their grain-size composition, the predominance of silt/fine-sand fractions and the specific association of primary sedimentary structures. These data, together with the occurrences of gypsum/anhydritic lenticles and veins and with the general lack of fossil fauna or vegetation, all seem to suggest an environment of ephemeral playa/lacustrine deposition, with moderate and continued contribution from a system of shallow, sandy ephemeral streams.

In contrast to the latter, the upper portion of our Rotliegendes section is typified by the deposits which originated in a high-energy, fluvial environment. The characteristic association of sedimentary structures and the specific mode of channel filling and abandonment, together with the distribution of corresponding paleocurrent directions, all point into activity of a braided-stream system. These braided-stream deposits, predominating in the upper segment of our section, are thought to be occasionally interbedded with thin and subordinate units of aeolian sandstone. The occurrence of caliche-type carbonates suggests hot and fairly arid climatic conditions, with an annual precipitation rate probably in the range of 150–600 mm.

Relatively uncertain is the origin of the non-red deposits present in the topmost fragment of our section, just at the base of the Zechstein "Basal Limestone". Some of these white deposits, the sandstones and pebbly sandstones showing commonly features suggestive of upper flow-regime, might have possibly originated in a fluvial environment similar to that responsible for the formation of the underlying deposits; although there is a suggestion of a relative decrease in the general environmental energy-level with respect to the deposition of these topmost sediments. The remaining of the white deposits are not thought however to be so. They are fine-grained and fairly well-sorted sandstones, structureless and locally cross-laminated or rippled, and these probably correspond to strictly different depositional settings; this is also suggested by the observed difference in their paleocurrent directions. Taking into account their position within the section (Fig. 2), it seems likely here that these sandstones represent an initial depositional effect of the Zechstein marine transgression.

From this standpoint, it cannot be also completely excluded here that at least part of the previously discussed white sandstones and pebbly sandstones, particularly when present just below the Zechstein limestone, may represent in fact a redepositional effect of the marine transgression too. It seems not unlikely that a low-rate redeposition of unconsolidated primary fluvial sand and gravel in certain shallow-marine regimes might not necessarily aided to a more clear textural/structural differentiation into "marine" and "non-marine" deposits; textural ability of the sediment forming transgression substratum might have also been an important factor.

The postulated time-scale differentiation in the Rotliegendes depositional environment, as observed in the described Iwiny section, may also possibly stay not without significance to some basic lithostratigraphic problems of the Rotliegendes sedimentary succession in the northern Sudetes. An attempt is made

here, therefore, to establish a probable stratigraphic position of the investigated rock sequence.

It appears difficult however to relate our sedimentary sequence directly to the existing local subdivisions of the Rotliegendes in some other parts of the North-Sudetic Trough (Scupin 1931; Zimmermann, Kühn 1936; Dziedzic 1959; Milewicz 1968, 1976). The major reason for this is the fairly different lithological development of our sequence, which also markedly lacks all of the important marker layers known from some other regions of the Sudetic Rotliegendes (i.e., horizons of Anthracosia shales, fireclay shales, and volcanic lava-sheets and tuffs).

Based on our sedimentological data, the Iwiny section is compared here therefore with the Rotliegendes profiles known from the nearby Mansfeld Trough (East Germany), southwestern part of Intrasudetic Trough (ČSSR), and Krkonoše Piedmont Basin (ČSSR). These regions have been chosen for comparisons mainly because of their genetic similarities to the North-Sudetic Trough (Lützner *et al.* 1977) and, moreover, because the paleoenvironmental reconstructions of the Rotliegendes sequence in these regions are fairly closely related to its well-known standard stratigraphic division into Autunian and Saxonian (Benek *et al.* 1978; Valin 1964; Tasler 1966; Skoček 1974; Prouza *et al.* 1977; Holub, Tasler 1978).

The regional comparisons brought us into conclusion that the lower portion of our Iwiny section, comprising an association of playa/lacustrine and ephemeral-stream deposits, exhibits several analogies to the upper part of Upper Autunian in the afore-mentioned regions of East Germany and Czechoslovakia. It is suggested here, therefore, that this lower portion of our Rotliegendes profile may stratigraphically correspond to the uppermost Autunian (i.e., to the late stage of Late Autunian). At this point it is also noteworthy that no volcanites have been found to occur in situ in our section; and although such rocks (lava-sheets, tuffs, ignimbrites *etc.*) are present in the afore-said related regions, they are known there to occur always within the deposits dated not younger than an early stage of Late Autunian.

As regards the upper portion of our Iwiny section, that comprising braided-stream deposits with thin and sporadic aeolian sands, its fairly close analogy is found to the Saxonian sequence of the related basins of East Germany and Czechoslovakia. It is suggested here, therefore, that this part of our Rotliegendes profile may stratigraphically correspond to the Saxonian.

More problematical is the stratigraphic position of the non-red clastics present at the very top of our section, immediately below the Zechstein "Basal Limestone"; unfortunately, the same problem regards also similar non-red deposits (known as "Weissliegendes") present at the base of the Zechstein sequence in the nearby regions of Fore-Sudetic Monocline and Mansfeld Trough. The stratigraphy problem of these white deposits is not considered here in particular details, mainly because of the scarcity of adequate data, but we suggest that the white sediments in our section belong, partly at least, to the Zechstein. This our suggestion, agreeing also with an earlier statement of Krasoń (1967), is mostly based on the analogy to the Weissliegendes situation in the nearby Fore-Sudetic Monocline (see Jerzykiewicz *et al.* 1976; Nemeč, Porębski 1977). At this point it is noteworthy that a very recent finding of fauna in a white sandstone underlying the Zechstein "Basal Limestone" in North-Sudetic Trough (Lisiakiewicz 1978) seems to support our opinion.

Translated by Wojciech Nemeč

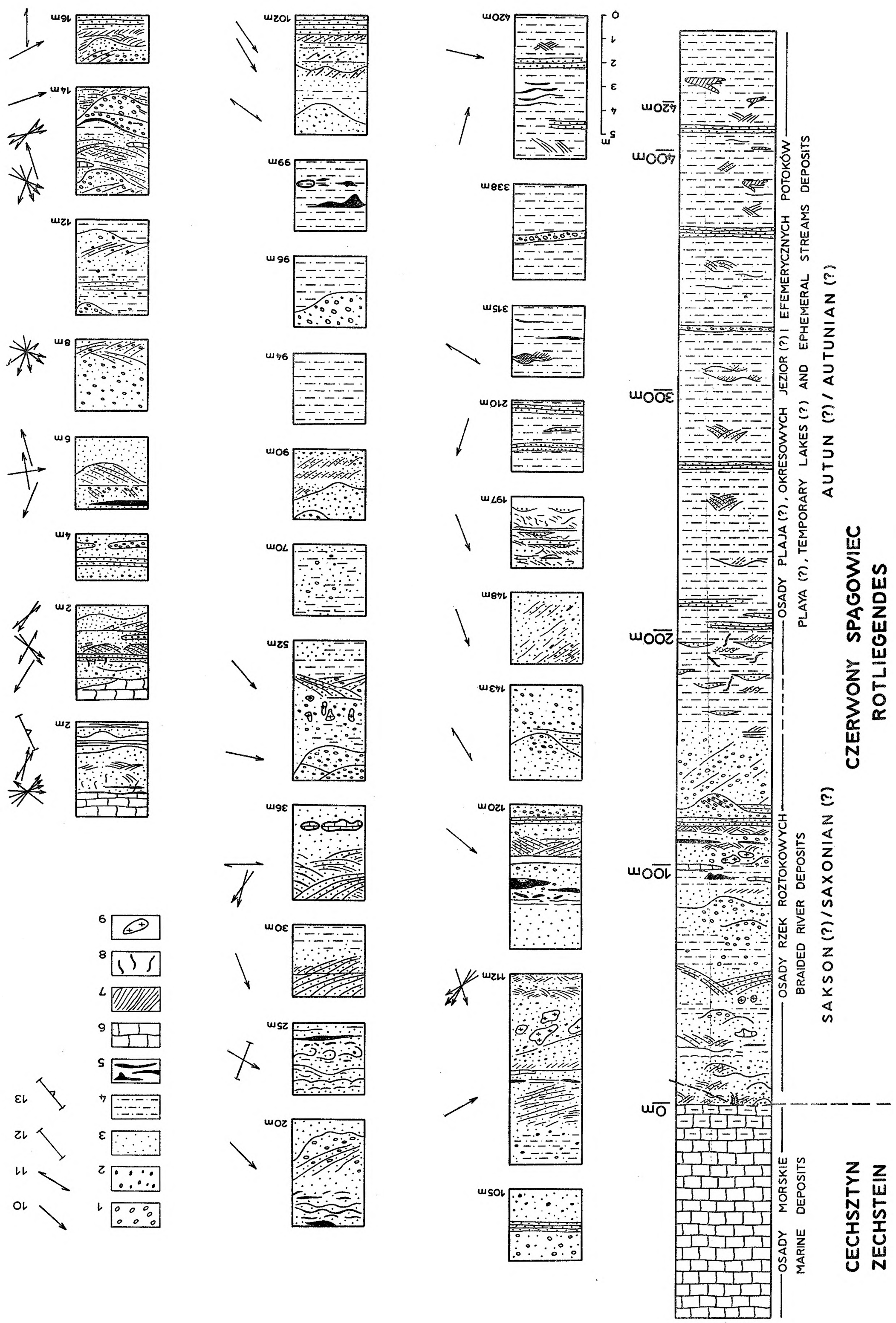


Fig. 2
 Profil syntetyczny badanych utworów permia i szczegółowe profile odsłonięć

1 - zlepki; 2 - żwirki; 3 - piaskowce; 4 - mułowce; 5 - ły; 6 - węgiel; 7 - gips i anhydryt; 8 - bioturbacje; 9 - bloki wulkanitów; 10 - osie kanałów erozyjnych; 11 - osie kanałów erozyjnych; 12 - grzbiety rzepleniarków; 13 - grzbiety rzepleniarków z zaznaczonymi kierunkami prądu

Compiled profile of the studied Permian deposits and particular profiles of outcrops
 1 - conglomerates; 2 - pebbly sandstones; 3 - sandstones; 4 - mudstones; 5 - claystones; 6 - carbonates; 7 - gypsum and anhydrite; 8 - bioturbations; 9 - blocks of volcanic rocks; 10 - azimuths of cross-bedding dip directions; 11 - axes of erosive channels; 12 - ripple crests and paleocurrent data based on ripple cross-stratification