

WIESŁAW BEDNARCZYK

## Paleogeografia dolnego ordowiku w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich

**STRESZCZENIE:** Przedstawiono stosunki paleogeograficzno-facjalne w tremadoku i arenigu w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. Transgresja morska wkraczała na teren niszczonego łału Sandomirydów stopniowo i z różnych stron. Główne kierunki transgresji — wcześniejszy od południowego wschodu i nieco późniejszy od południa i południowego zachodu. W tremadoku istniało połączenie morza zalewającego omawiany obszar z północą (Skandynawia i prowincja nadbałtycka) oraz z południem (Barrandien). Mimo transgresywnego charakteru osadów, lokalnie zaznaczały się wynurzenia (pod koniec tremadoku — Zbrza, Chojnów Dół) i spłycaenia (pod koniec arenigu — Zalesie Nowe, Lenarczyce, Międzygórz). Nie wpłynęły one jednak na charakter zbiornika morskiego.

Orogeneza sandomierska ujęła utwory kambryjskie w szereg prawie równoleżnikowych (z lekką odchylnych w kierunku WNW) wąskich i stromych fałdów obniżających się ku północy. Potężne procesy gradacyjne, jakie odbywały się na obszarze Łysogór przed transgresją ordowicką, spowodowały ścięcie tych fałdów, w związku z czym (idąc od południa) odsłoniły się utwory — w części południowej (antyklinorium klimontowskie) należące do dolnego kambru, ze sporadycznie zachowanymi w synklinach płatami przypuszczalnego kambru środkowego; w części środkowej (sandomierskiej) — utwory kambru środkowego i w północnej (opatowskiej) — utwory kambru środkowego i górnego (Samsonowicz 1934, 1952, 1960).

Na ten silnie urzeźbiony teren z wolna wkroczyło morze tremadoku. Rekonstrukcja poszczególnych etapów wkraczającego morza tremadockiego na obszar Sandomirydów jest dość utrudniona ze względu na brak ciągłych profilów ordowiku w dotychczas poznanych punktach jego występowania, jak również ze względu na znaczne odległości między tymi punktami. Jednak analiza osadów i skamieniałości w poszczególnych profilach pozwala w dość wierny sposób przedstawić obraz tej transgresji.

Wydaje się rzeczą konieczną podkreślić na wstępie słuszność poglądów J. Samsonowicza (1952) i H. Tomczyka (1959, 1962a, b), że transgresja morza tremadoku na tereny Polski przyszła z północno-zachodniej Euro-

py, gdzie od czasów kambryjskich morze utrzymało się na terenie Walii oraz w niektórych częściach w strefie brzeżnej tarczy bałtyckiej. Według H. Tomczyka są podstawy do przypuszczenia, że pn.-zachodnia Polska była terenem, na którym morze istniało od kambru. Wynika więc z tego, że transgresja morska ordowiku w Polsce polega na dalszym rozszerzaniu się zbiornika morskiego. Na mapie paleogeograficznej tremadoku w Polsce, sporządzonej przez H. Tomczyka (1959), strefa nerytyczna morza tremadoku ciągnie się wzdłuż strefy brzeżnej tarczy bałtyckiej i jeszcze dalej na południowy wschód i otacza brzegi zachodnie platformy wschodnioeuropejskiej aż po Wołyń i Podole. Strefa ta w kierunku zachodnim wkracza na teren Sandomirydów. W tekście i na mapie autor ten podaje sugestie o istnieniu zatoki morskiej na południe od masywu Sandomirydów, a między hipotetycznym masywem krystalicznym (którego istnienie było wysuwane przez R. Zuberę, J. Nowakę i J. Samsonowicza). Na poparcie swojej tezy autor podaje wiadomość o obecności osadów morskich tremadoku (jak się później okazało osady te należą do arenigu, na co wskazują graptolity z rodzaju *Didymograptus* i *Isograptus* — Tomczyk 1962b) w wierceniach w okolicach Tarnowa (Mędrzechów).

Podobny zasięg morza na przełomie kambru i tremadoku przedstawia w swoim schemacie paleogeograficznym B. S. Sokolov (1960). O takim zasięgu morza w strefie brzeżnej platformy wschodnioeuropejskiej mówią fakty podane przez innych badaczy radzieckich m.in. T. N. Alichową (1960), a w Polsce prace H. Tomczyka (1962b), J. Zmoski (1964) i W. Bednarczyka (1965). Ponieważ obraz przedstawiony na mapie paleogeograficznej H. Tomczyka (1959) mówi jedynie o sytuacji powstałej w Górach Świętokrzyskich po zalewie morza tremadockiego i sugeruje, że zalew ten pokrył całkowicie zerodowane Sandomirydy, sprawa ta w świetle nowych faktów, przedstawionych w pracy autora niniejszego artykułu z 1964 roku, wymaga wyjaśnienia. Nowego naświetlenia wymaga także problem, skąd przyszła transgresja morza tremadoku na obszar Sandomirydów.

Według moich obserwacji zalew ten, aczkolwiek mógł przyjść z północy lub północnego zachodu, na teren Sandomirydów wkraczał stopniowo i z różnych stron. Morze wdzierало się głębokimi zatokami, omijając wysoczyzny, które górowały nad poziomem wód, a miejscami docierając daleko w głąb lądu. Z przeglądu znanych punktów występowania utworów najniższego ordowiku wynika, że istniały dwa główne kierunki transgresji. Pierwszy od południowego zachodu, gdzie — jak świadczą utwory z fauną *Dictyonema flabelliforme polonica* Tomczyk stwierdzone przez H. Tomczyka (1962a) w wierceniach Uszkowce koło Lubaczowa — morze istniało już w dolnym tremadoku. Drugi kierunek transgresji postępującej od południa i południowego zachodu nastąpił w trochę późniejszym, jak się zdaje, czasie.

W warstwach międzygórskich (najniższy tremadok w Górach Świe-

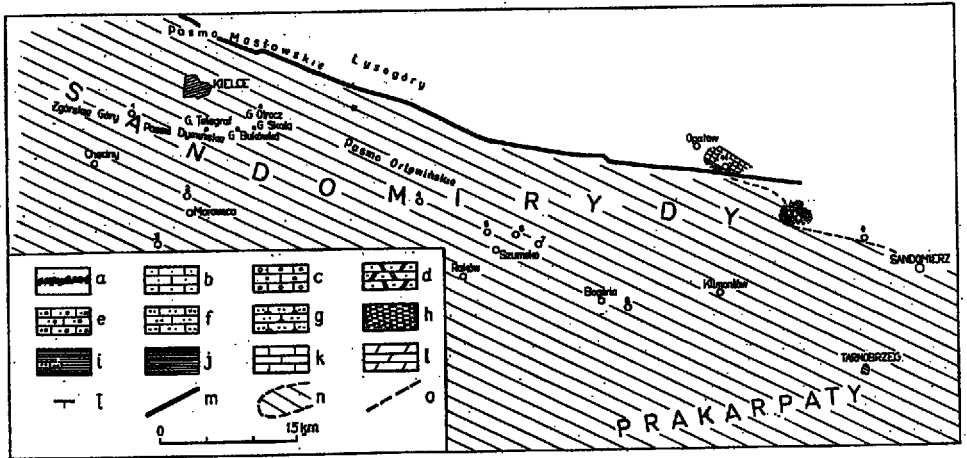


Fig. 1

Schematyczna mapka zasięgu morza w czasie powstawania warstw międzygórskich w regionie kieleckim

Objaśnienia do fig. 1-5

1 Zalesie k. Kielce, 2 Brzeziny, 3 Zbrza, 4 Kozielec, 5 Zalesie Nowe, 6 Chojnów Dół, 7 Pułaczów, 8 Wysoczki, 9 Lenarczyce, 10 Międzygórze, 11 Pobroszyn; a zlepianie; b piaskowce kwarcytyczne z glaukonitem (fig. 2 i 3), piaskowce kwarcowe (fig. 5); c piaskowce kwarcytyczne z okruchami skał ilastych; d kwarcyty; e piaskowce kwarcowe z rzadkimi otoczkami piaskowców lub mułowców; f mułowce kwarcowe (fig. 3), mułowce kwarcowe z glaukonitem (fig. 2 i 4); g mułowce kwarcowe z glaukonitem i z wkładkami chalcedonitu (fig. 3); h ility; i ilowce z wkładkami mułowców glaukonitowych; j łupki ilaste z graptolitami; k wapień; l dolomity; m bieg i upad warstw; n nasunięcie świętokrzyskie stanowiące granicę między regionem kieleckim i lysogórskim; o ląd; o prawdopodobny zasięg morza

Diagrammatic sketch map of the extent of the sea during the formation of the Międzygórze beds in the Kielce region

Explanations to figs. 1-5

1 Zalesie near Kielce, 2 Brzeziny, 3 Zbrza, 4 Kozielec, 5 Zalesie Nowe, 6 Chojnów Dół, 7 Pułaczów, 8 Wysoczki, 9 Lenarczyce, 10 Międzygórze, 11 Pobroszyn; a conglomerates; b quartzitic sandstones with glauconite (fig. 1), quartz sandstones with glauconite (fig. 2 and 3), quartz sandstones (fig. 5); c quartzitic sandstones with fragments of clay rocks; d quartzites; e quartz sandstones with scarce pebbles of sandstones or siltstones; f quartz siltstones (fig. 3), quartz siltstones with glauconite (fig. 2 and 4); g quartz siltstones with glauconite and intercalations of chalcedonite (fig. 2) and quartz siltstones with glauconite and with chalcedonite intercalations or concretions (fig. 3); h clays; i claystones with intercalations of glauconitic siltstones; j graptolite-bearing clay shales; k limestones; l dolomites; m dip and strike of beds; n overthrust of the Holy Cross Mts. representing the boundary of the region of Kielce and that of Lysa Góra; o land; o hypothetical sea extent

tokrzyskich — Bednarczyk 1964<sup>1)</sup> na teren regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich morze zaczęło najpierw transgredować od południowego

<sup>1)</sup> W. Bednarczyk (1964) podzielił tremadok w Górach Świętokrzyskich na (od dołu): warstwy międzygórskie, warstwy zbiluckie i warstwy kozieleckie, a arenę na (od dołu): warstwy z Bukówki i warstwy dymińskie.

wschodu. W tym czasie w okolicach Międzygórza koło Sandomierza osadziły się początkowo zlepieńce, następnie piaskowce zlepieńcowate i piaskowce z okruchami skał ilastych, a wreszcie — w związku z ożywieniem erozji na lądzie — ponownie zlepieńce. W spągowej części kompleksu piaskowcowego znaleziony został fragment drobnoskorupkowego obolusa, należącego — być może — do gatunku *Obolus (Obolus) complexus* Barr. Obecność formy podobnej do tego gatunku nasuwa myśl, że musiało istnieć jakieś połączenie z morzem zalewającym w tremadoku obszar niecki Barrandienu w środkowych Czechach, gdzie gatunek ten występuje pospolicie w warstwach milínských i olešských (Koliha 1937), a co za tym idzie — o możliwości swobodnej migracji tego gatunku z obszaru Polski do Czech. Jak przebiegały drogi tej migracji, ze względu na niedostateczny materiał dokumentacyjny z wierceń, obecnie nic pewnego powiedzieć się nie da.

Po zalaniu obszaru Sandomirydów w okolicach Międzygórza, morze zapewne nie rozprzestrzeniło się daleko w głąb lądu. Analiza osadów z warstw międzygórskich wskazuje jedynie na oscylacje brzegu morskiego w tym czasie. Według M. Turnau-Morawskiej (1960) zmienność osadów w warstwach międzygórskich świadczy pośrednio o niszczeniu lądu na różnych odcinkach. Autorka sądzi, że morze atakując ląd spotykało na swojej drodze skały w różnym stopniu zwiertzałe. Pojawienie się w zlepieńcu przewarstwień piaskowców kwarcytowych z okruchami skał ilastych, według niej, świadczy o tym, że materiał w dużym stopniu zwiertzały dostarczył otoczków skał mało zwiertzałych, które później uległy rozkruszeniu i przerobieniu, a następnie wraz z okruchami skał ilastych weszły w skład piaskowców kwarcytowych przewarstwiałających zlepieńce w Międzygórzu.

W późniejszym okresie abrazja morska dotarła do skał mniej zwiertzałych, które ponownie dostarczyły otoczków zwiertzałych, wchodzących w skład głównego kompleksu zlepieńcowego. Transport materiału, według M. Turnau-Morawskiej, odbywał się nie tylko z obszaru Sandomirydów, ale także z pobliskiego masywu krystalicznego, na co wskazuje obecność otoczków kwarcu żyłowego, pojawiającego się w coraz większych ilościach w wyższych ogniwach warstw międzygórskich. Pod koniec omawianego ogniw stratygraficznego morze zaatakowało obszar Sandomirydów wzdłuż prawie całego brzegu południowego (vide mapka paleogeograficzna — fig. 2) i rozlało się głębokimi zatokami, aż po okolice Wysoczek i Pułaczowa na wschodzie, Szumska, Zalesia Nowego, Chojnowego Dołu i wsi Koziel w centrum regionu kieleckiego oraz po okolice Zbrzy i Zalesia na południu i zachodzie.

Wszędzie na wymienionych obszarach ingresja morska zaznaczyła się sedymentacją cienkich warstewek zlepieńców zbudowanych ze skał pochodzenia lokalnego (mułowców i piaskowców kwarcytowych, względnie kwarcytów kambryjskich), lub piaskowców z otoczkami skał kam-

bryjskich. Być może, że jeśli chodzi o te ostatnie, skałami luźnymi stały się one w późniejszym okresie na skutek wyługowania spoiwa (Turnau-Morawska 1958).

Nie we wszystkich częściach regionu kieleckiego miąższość osadów warstw zbiluckich (środkowa część tremadoku Gór Świętokrzyskich — Bednarczyk 1964) jest jednakowa. Zauważył to już J. Czarnocki (1928), wyróżniając dwa obszary facjalne: kielecki i łagowski. Pierwszy, o osadach, większej miąższości, ma ogół bez wkładek chalcedonitów, a drugi o miąższości znacznie mniejszej z wkładkami i przewarstwieniami chal-

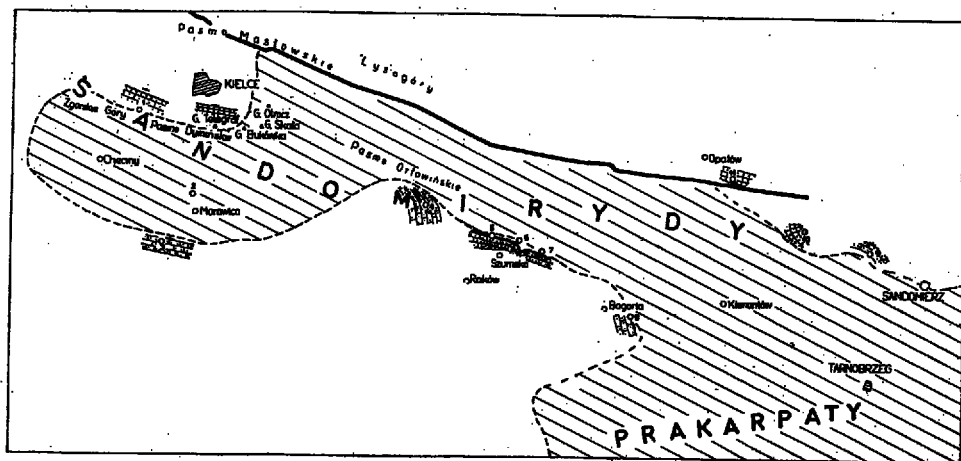


Fig. 2

Schematyczna mapka zasięgu morza w czasie powstawania warstw zbiluckich w regionie kieleckim

Objaśnienia por. fig. 1

Diagrammatic sketch map of the extent of the sea during the formation of the Zbilucka beds in the Kielce region

For explanations see fig. 1

cedonitów. Fakt ten wiąże się niewątpliwie ze zróżnicowaniem erozji na lądzie. Centralna część Sandomirydów, zapewne najsilniej spenepienionowa, dostarczała, w związku z zahamowaniem erozji, przede wszystkim materiału pelitycznego, powstałego w wyniku wietrzenia mechanicznego, który w formie zawiesiny dostawał się do zbiornika morskiego i długo pozostawał w zawieszeniu w wodzie morskiej. Jak sądzi M. Turnau-Morawska (1958), zawiesina podlegała daleko idącemu rozkładowi, przy czym zachodziło wówczas uwalnianie krzemionki gromadzącej się w postaci hydrozolu. Po osiągnięciu odpowiedniej koncentracji w warunkach zmiany kwasowości środowiska zol ten ulegał wytrąceniu. Ta wytrącona krzemionka mieszała się z nierozłożoną zawiesiną mine-

ralną, dając w wyniku czerty. Według cytowanej autorki czerty tworzyły się w morzu nieco głębszym niż najpierw osadzone mułowce i piaskowce. Po osadzeniu się czertów basen ulegał lekkiemu spłyceciu, a czerty rozmywaniu (stąd okruchy czertów w chalcedonitach). Resztki minerałów ulegały rozkładowi, dając czysty żel krzemionkowy, który przesycał szczątki organiczne (skorupki brachiopodów, szkielety *Dendroidea* itp.). Morze było dobrze przewietrzane i nasświetlone, w związku z czym rozwijały się bujnie gąbki krzemionkowe, których szkielety dostarczyły również materiału dla tworzących się chalcedonitów.

Tak więc geneza chalcedonitów w tremadoku Gór Świętokrzyskich jest mieszana (Samsonowicz 1948, Turnau-Morawska 1958).

Po wznowieniu procesów erozyjnych na lądzie, tworzyły się gezy, mułowce i piaskowce. Między gezami i piaskowcami lub mułowcami istnieją zazwyczaj ostre granice, gdyż — jak to wyjaśnia M. Turnau-Morawska — rozwój gąbek ulegał nagłemu zahamowaniu przez zasypianie mułem i piaskiem.

O słabym wietrzeniu chemicznym na lądzie świadczy także fakt obecności skaleni i mało zmienionego biotyty w całej serii tremadoku. Analizując szlify skał z poszczególnych poziomów tremadoku, zauważyłem, iż nie we wszystkich miejscowościach, w których te poziomy występują, skały zawierają skalenie. Ponieważ, jak stwierdziła M. Turnau-Morawska (1958), piaskowce kambru nie zawierają dużej ilości skaleni, ich pochodzenia w utworach tremadoku nie można przypisać procesowi przerobienia skał kambryjskich. Według wymienionej autorki, w czasie tworzenia się warstw poziomów zawierających skalenie musiały istnieć jakies odsłonięcia skał krystalicznych, bogatych w te minerały. Dotychczas nie znaleziono dowodów na potwierdzenie tej tezy. Z moich obserwacji wynika, że skalenie występuje w utworach tremadoku wschodniej części niecki hardziańskiej i wschodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich. W związku z tym można przypuszczać, że jeśli takie odsłonięcia skał krystalicznych istniały, to obecności ich należałoby szukać na wschód od omawianego obszaru.

W warunkach czystego, przewietrzanego morza tworzył się także glaukonit autogeniczny, którego świeże ziarna często spotykane są w chalcedonitach. Większość glaukonitu w utworach warstw zbiluckich powstała jednak na drodze glaukonityzacji biotyty.

Nie wszędzie, jak to wyżej podkreślono, proces sedymentacji warstw zbiluckich przebiegał jednakowo. W okolicach Kielc (Zalesie k. Słowika, góra Telegraf) w zachodniej części regionu kieleckiego i w okolicach Międzygórze oraz Lenarczyc na wschodzie, ląd Sandomirydów był bardziej urzeźbiony i procesy erozyjne na nim o wiele żywsze niż na zniszczonej części centralnej. Materiał dostarczony do zbiornika morskiego z pobliskich wysoczyzn zawierał ziarna o większej średnicy, a sedymentacja odbywała się szybciej, co wpłynęło także na miąższość gro-

madzających się osadów. Ten typ sedymentacji nie sprzyjał, rzecz oczywista, gromadzeniu się i rozkładowi zawiesziny mineralnej, a — co za tym idzie — w myśl przedstawionego wyżej schematu, powstaniu chalcedonitów. Również zawartość glaukonitu w osadach tworzących się w tej części zbiornika jest mniejsza i najczęściej pochodzi on z rozkładu biotyту.

Z obserwacji profilów tremadoku w Górach Świętokrzyskich wynika, że w czasie tworzenia się drugiej połowy warstw zbiluckich okresy zahamowań erozji w centralnej części lądu Sandomirydów były coraz krótsze i rzadsze. Świadczy o tym przewaga osadów mułowcowo-piaskowcowych i wyraźne zmniejszenie się udziału chalcedonitu w tych skałach. Chalcedonit występuje najczęściej w postaci drobnych skupień — konkrekcji, rzadziej wkładek lub bardzo rzadko przeławiceń. O wznowieniu erozji na lądzie świadczy także fakt pojawiania się w mułowcach i piaskowcach otoczaków piaskowców i mułowców (Kozielec, Zalesie Nowe). Również poziom zbiornika ulegał spłyceciu, jak świadczą o tym okruchy skał ilastych w mułowcach i piaskowcach (Zalesie Nowe). Można przypuszczać, że w wyniku spłycecia zbiornika tej części, w której odbywała się sedymentacja ilasta, skały ilaste uległy rozmyciu i rozkruszeniu, materiał okruchowy zaś osadzał się wraz z materiałem piaszczystym i mułastym. Na pewnych obszarach omawianego regionu z końcem tworzenia się warstw zbiluckich doszło do wycofania się morza. Takie oscylacje brzegu morskiego można stwierdzić w Zbrzy (południowo-zachodnia część regionu), gdzie warstwy zbiluckie kończą się zlepkiem chalcedonitowo-mułowcowym o spoiwie żelazisto-piaszczystym, na którym bezpośrednio spoczywają łupki ilaste z graptolitami pieter landeila i karadoka, oraz w Chojnowym Dołku, gdzie piaskowce z *Obolus (Thysanotos) siluricus* (Eichwald) kończą się również zlepkiem regresywnym, przykrytym niezgodnie przez dolomity reprezentujące zapewne górny arenig.

W czasie tworzenia się warstw zbiluckich komunikacja z krajami nadbałtyckimi i morzem pokrywającym obszar środkowych Czech (Barrandien) była, jak się zdaje, doskonała i migracja fauny odbywała się swobodnie. Świadczy o tym obfitość form czeskich, m.in. *Obolus (Obolus) complexus* Barr., *Obolus (Lingulobolus) feistmanteli minor* Koliha, *Lingulella insons* (Barr.) itd. oraz nadbałtyckich *Obolus (Thysanotos) siluricus* (Eichwald), *Siphonotreta unguiculata* (Eichwald) itd. Prócz form obcych w warstwach zbiluckich spotykane są gatunki endemiczne, reprezentowane przez brachiopody bezzawiasowe jak *Lingulella sancta-crucensis* Bedn., *Lingulella zejszneri* Bedn., *Conotreta samsonowiczi* Bedn., nowe gatunki z graptolitów z *Dendroidea* itd.

W warstwach kozielskich (najwyższy tremadok w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich — Bednarczyk 1964) na wielu obszarach, szczególnie jeśli chodzi o część wschodnią regionu kieleckiego, morze zapewne występowało. W centralnej części regionu, w okolicach wsi Kozielec, trwa przez cały okres tworzenia się warstw kozielskich sedymentacja piaskow-

cowo-mułowcowa. Materiał tworzący wymienione skały składa się z ziaren słabo obtoczonych, zawartość glaukonitu jest stosunkowo niewielka (od 2% do 5%) i pochodzi on głównie z glaukonityzacji biotyty. Licznie pojawiają się w całym ogniwie otoczaki piaskowców lub mułowców. Świadczy to niewątpliwie o ożywieniu erozji na bliskim lądzie. Chalcedonit występujący w utworach warstw kozielskich w postaci konkrecji, a rzadziej wkładek, jest — jak się zdaje — pochodzenia nieorganicznego. Dalej na wschód w okolicach Zalesia Nowego utwory tych warstw są jedynie częściowo reprezentowane. I tu, podobnie jak w okolicach wsi Koziel, w stropowych partiach tremadoku pojawiają się otoczaki piaskowców. Brak górnej części warstw kozielskich na tym terenie spowodowany został zapewne spłyceniem zbiornika i zahamowaniem sedymentacji. Nie tylko okolice Zalesia Nowego cechowały ruchy wynurzające. Od warstw zbiluckich w Chojnowym Dole zaznaczyło się wynurzenie wyrażone brakiem warstw kozielskich między niżej leżącymi zlepieńcami. Być może, wynurzenie to objęło również obszary Pułaczowa i Wysoczek. Przypuszczenie to nie może być, niestety, poparte żadnymi dowodami, gdyż brak utworów warstw kozielskich na tym terenie mógł być wywołany procesami erozyjnymi, lub też czynnikami natury tektonicznej. Ten ostatni czynnik dotyczy wschodniej części regionu, gdzie jak np. w okolicach Międzygórza między utworami warstw zbiluckich i utworami górnego arenigu istnieją niezgodności tektoniczne, które mogły spowodować zrzucenie w głąb utworów warstw kozielskich, a nawet utworów dolnego arenigu.

W części południowo-zachodniej regionu kieleckiego ponad poziom morza wynurza się wyspa okolic Zbrzy (vide mapka paleogeograficzna — fig. 3), dalej na północ jednak w okolicach Brzezin morze ingredowało osadzając początkowo cienką warstewkę zlepieńców, a później piaskowców glaukonitowych. Ziarna glaukonitu, występujące w tych piaskowcach w ilościach największych w porównaniu z innymi obszarami Gór Świętokrzyskich (około 24%), pozwalają się domyślać sedymentacji w morzu spokojnym i dobrze przewietrzanym. Według I. Hesslanda (1950), jeśli glaukonit tworzy się w warunkach transgresji morskiej, zachodzi to w przypadku, gdy zanurzający się ląd jest silnie zwietrzały, przy obfitym wydzielaniu się kaolinitu i dopływie potasu oraz krzemionki do wody morskiej. Tak więc można by przypuszczać, zgodnie z M. Turnau-Morawską (1960), że nagromadzenie mułu glaukonitowego w strefie płytkowodnej morza ordowickiego mogło się rozpocząć już w okresie poprzedzającym fazę akumulacji piaskowców, podobnie jak to miało zapewne miejsce ze zlepieńcami okolic Międzygórza. Biorąc powyższe pod uwagę można z dużym prawdopodobieństwem przypuścić, że glaukonit (szczególnie jeśli chodzi o piaskowce o intensywnym, ciemnozielonym zabarwieniu) jest syngenetyczny z sedymentacją ziaren kwarcu. Z końcem warstw kozielskich morze dotarło w okolice Bukówki pod



Kielcami, osadzając początkowo piaski z otoczkami kwarcytów kambrycznych, a później kwarcyty z pokruszonymi muszlami *Obolidae*.

Na południu morze warstw kozielskich w dalszym ciągu ma połączenie z morzem Czech, na co wskazuje obecność wspólnej dla obu obszarów fauny m.in. *Lingulella insons lata* Koliha, znanej z utworów tego wieku z okolic wsi Koziel w centralnej części regionu kieleckiego.

Na zachód i północny zachód od tej miejscowości (Brzeziny, okolice Kielc) w morzu warstw kozielskich dominowały — jak się zdaje — formy północne, będące przedstawicielami rodzajów *Obolus*, *Lingulella*, *Acrotreta*, *Conotreta* itd.

O paleogeografii we wschodniej części regionu kieleckiego w okresie tworzenia się warstw kozielskich, ze względu na brak osadów tego wieku, trudno coś konkretnego powiedzieć. Z analizy profili we wschod-

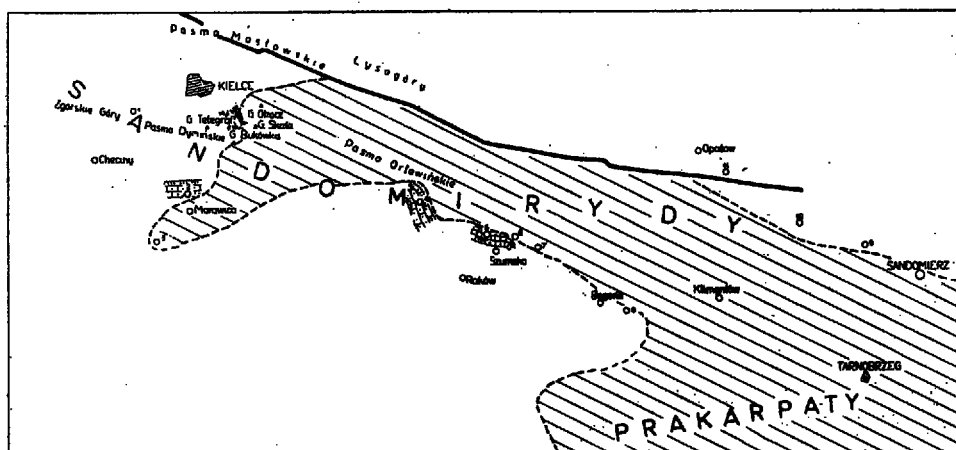


Fig. 3

Schematyczna mapka zasięgu morza w czasie powstawania warstw kozielskich w regionie kieleckim

Objaśnienia por. fig. 1

Diagrammatic sketch map of the extent of the sea during the formation of the Koziel beds in the Kielce region

For explanations see fig. 1

miej części niecki bardziańskiej wynika, że z końcem warstw zbiluckich (Chojnów Dół) i w połowie warstw kozielskich (Zalesie Nowe) morze wycofało się z tych terenów, lub też zbiornik morski uległ spłyceniu, co zaznaczyło się brakiem sedimentacji osadów. Być może, że podobna sytuacja powstała w części wschodniej omawianego regionu, za czym przemawiałby brak jakichkolwiek śladów utworów warstw kozielskich.

W wyniku ruchów wynurzających, o których była mowa wyżej,

z początkiem arenigu (w warstwach z Bukówki) uległo zapewne przerwaniu bezpośrednie połączenie morza zalewającego masyw Sandomirydów z morzem środkowych Czech. Świadczy o tym zanik fauny typu czeskiego w utworach tych warstw i dominująca, prócz form endemicznych, fauna typowa dla prowincji nadbałtyckiej. Z początkiem arenigu ustaliły się w regionie kieleckim następujące typy facjalne osadów: facja łupków graptolitowych, facja ilasto-węglanowa i facja piaskowcowa.

W facji łupków graptolitowych zajmującej obszar w okolicach Brzezim dominuje fauna graptolitów, należących do rodzajów *Didymograptus*, *Schizograptus*, *Phyllograptus*, *Azygograptus*, *Tetragraptus* i *Logunograptus*. Ramienionogi są mniej liczne i najczęściej w złym stanie zachowania, m.in. występuje tu *Bröggeria salteri* (Hall).

Facja ilasto-węglanowa w regionie kieleckim znana jest, jak wiadomo, z góry Bukówki i okolic. Występująca tu fauna trylobitów wskazuje na silne związki z obszarem nadbałtyckim — *Nileus armadillo* (Dalm.), *Cybele bellatula* (Dalm.) i *Cyrtometopus clavifrons* (Dalm.).

Na pozostałym obszarze regionu kieleckiego występuje facja piaskowcowo-mułowcowa z fauną jak na górze Bukówka.

W warstwach z Bukówki (dolny arenig regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich — Bednarczyk 1964) zalew odbywał się głównie w zachodniej części (vide mapka paleogeograficzna — fig. 4). W części centralnej w dalszym ciągu, jak się zdaje, utrzymała się tendencja do wynurzania się obszarów położonych na wschód od Zalesia Nowego. Łąd krystaliczny, o którym była mowa na początku artykułu, poprzez przyłączony do niego południowo-wschodni obszar Sandomirydów wrzynał się głęboko w morze pokrywające stopniowo niszczone Sandomirydy, na zachodzie być może dochodząc aż po okolice Kielc.

W górnym arenigu (warstwy dyمیńskie w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich — Bednarczyk 1964) facja łupków graptolitowych w dalszym ciągu utrzymuje się w okolicach Brzezim. Liczne graptolity, m.in. *Didymograptus hirundo* Salter, *Didymograptus bifidus* Hall, pozwalają na porównania z równowiekowymi utworami obszarów Skandynawii i Anglii. Na pozostałym obszarze regionu kieleckiego ustala się facja piaskowcowo-mułowcowa z bogatą fauną ramienionogów typowych dla poziomu wołchowskiego i kundaskiego (arenig) okolic Leningradu i Estonii: *Productorthis* cf. *obtusa* (Pand.), *Progonambonites inflexus* (Pand.) oraz Skandynawii: *Orthambonites calligrammus* (Dalm.). Jednakże w okolicach Mójczy piaskowce warstw dyمیńskich przechodzą obocznie i ku stropowi w szare wapienie zoogeniczne z licznymi trylobitami najwyższego arenigu (m.in. *Iliaenus wahlenbergi* Eichw.), świadczące o sedymentacji miejscami spokojniejszej i odbývającej się, być może, dalej od ładu (Bednarczyk 1966).

W zachodniej części regionu kieleckiego osady charakteryzują się znacznymi młaższociami i wskazują na dość niespokojną miejscami

sedymencję. W Zalesiu k. Słowika osadzały się w tym czasie piaskowce o różowawym zabarwieniu z ośródkami i odciskami skorupki brachiopodów. Są to najczęściej odciski fragmentów skorupki bezładnie ułożone w skale, co wskazuje, że po śmierci organizmów, szkielety ich były wleczone i w trakcie transportu ulegały często pokruszeniu.

W utworach warstw dymińskich wymienionej miejscowości bardzo często spotykane są okruchy skał ilastych, podobnych do łupków ilastych okolic Brzezin. Fakt ten świadczyć może o miejscowym sphylicaniu zbior-

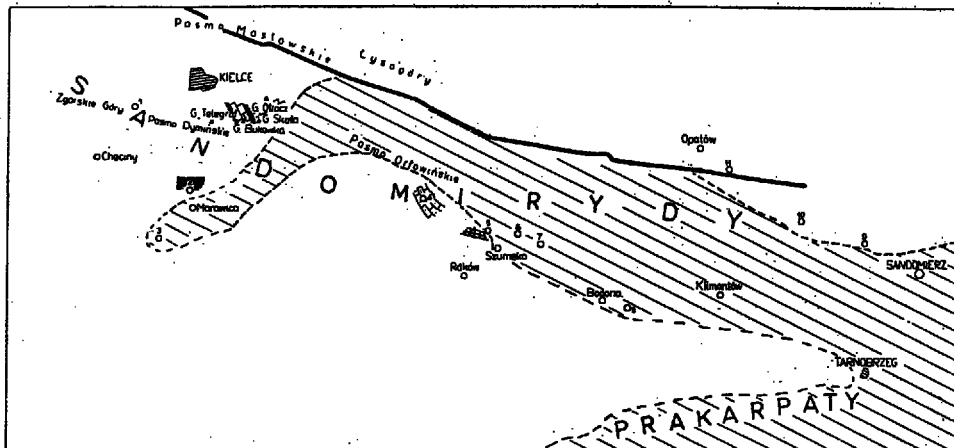


Fig. 4

Schematyczna mapka zasięgu morza w czasie powstawania warstw z Bukówki w regionie kieleckim

Objaśnienia por. fig. 1

Diagrammatic sketch map of the extent of the sea during the formation of the Bukówka beds in the Kielce region

For explanations see fig. 1

nika morskiego i rozmywaniu dna tego zbiornika, zbudowanego ze skał ilastych. W piaskowcach spotyka się także ziarna kwarcu o dość dużej średnicy (do 5 cm), co mogłoby nasunąć przypuszczenie istnienia źródła tego materiału w postaci erodowanej wyspy krystalicznej.

W części centralnej (w obrębie niecki bardziańskiej) w okolicach wsi Koziel, na południe od Pasma Orłowińskiego i w okolicach Zalesia Nowego, warstwy dymińskie nie wszędzie są jednokowo wykształcone i w pełni reprezentowane. Profile w okolicach Koziela i na pagórku Maliniak, na południe od góry Kiełków, wskazują na nieprzerwaną sedymencję osadów piaszczystych w zachodniej części niecki bardziańskiej. Fauna znajdująca się w utworach występujących na tym obszarze jest prawie identyczna z fauną występującą w równoległych utworach w oko-

licach Kielc. Jest to więc jeszcze jeden dowód na istnienie bezpośrednich połączeń z morzem zalewającym obszary krajów nadbałtyckich.

Materiał, z którego zbudowane są utwory warstw dymińskich na tym obszarze, świadczy o niedalekim transporcie (ziarna na ogół słabo obtoczone). Sedymentacja odbywała się w morzu płytkim, blisko brzegu. Ziarna glaukonitu autogenicznego spotykane są sporadycznie, a pozostały glaukonit, występujący zresztą w niewielkich ilościach, pochodzi przeważnie z biotytu. W porównaniu z osadami tremadoku (ze wymienną osady warstw kozielskich z Brzeziny) osady arenigu odznaczają się ubóstwem glaukonitu. Świadczyć to może niewątpliwie o odmiennych warunkach sedymentacji, niekorzystnych dla powstawania autogenicznego glaukonitu.

We wschodniej części niecki bardziańskiej (Zalesie Nowe) brak jest udokumentowanych paleontologicznie utworów odpowiadających warstwowi dymińskiemu. Bezpośrednio nad piaskowcami z fauną charakterystyczną dla warstw z Bukówki spoczywają dolomity. Brak jakichkolwiek śladów rozmycia między piaskowcami i dolomitami wskazuje na ciągłość sedymentacji, a — co za tym idzie — świadczy o tym, że ekwiwalentem wiekowym warstw dymińskich w profilu Zalesia Nowego są dolomity. To ostatnie stwierdzenie potwierdza obserwacje J. Czarnockiego (1928), a przeczy sugestiom Z. Kielana (1956) i H. Tomczyka (1957) wynikającym z przesłanek paleontologicznych o istnieniu przerwy sedymentacyjnej w środkowym ordowiku tego obszaru. Brak fauny i zmiana sedymentacji spowodowane zostały spłyceniem zbiornika i okresowym zapanowaniem sedymentacji lagunowej. Podobne zmiany, lecz silniej zaakcentowane, bo prowadzące do okresowych wynurzeń, odbywały się nieco dalej na wschód od Zalesia Nowego. Mowa tu o ordowiku w Chojnowym Dole, gdzie ponad zlepieńcami kończącymi dolną część warstw kozielskich spoczywają dolomity podobne do dolomitów z Zalesia Nowego. Biorąc powyższe pod uwagę można z dużym prawdopodobieństwem przypuszczać, że wynurzona część Sandomirydów ciągnęła się dalej w kierunku na wschód i południowy wschód i obejmowała obszary okolic Bogorii, Klimontowa aż po Sandomierz, łącząc się na południu z hipotetycznym lądem krystalicznym Prakarpat (vide mapka paleogeograficzna — fig. 5). Dalej na północ od tego lądu, już we wschodniej części regionu kieleckiego, rozpościerał się obszar sedymentacji piaskowcowej. W okolicach Lenarczyc i Międzygórz (wąwóz Chełm, Góra Zamkowa) występują utwory reprezentujące górną część warstw dymińskich, scharakteryzowaną przewodnim brachiopodem *Progonambonites inflexus* (Pand.). Tektoniczne kontakty z niżej leżącymi utworami nie pozwalają na wyjaśnienie, czy poniżej stwierdzonych ogniw występowały dolne ogniwa warstw dymińskich i warstwy z Bukówki. Fakt występowania w tych warstwach podobnych osadów pod względem petrograficznym (Turnau-Morawska 1961) i faunistycznym z utworami okolic Kielc każe przypuszczać, że te dwa

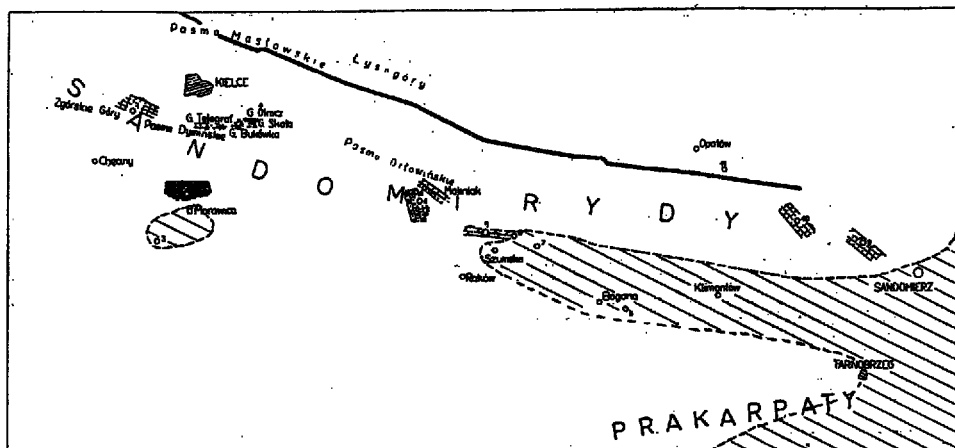


Fig. 5

Schematyczna mapka zasięgu morza w czasie powstawania warstw dymińskich w regionie kieleckim

Objaśnienia por. fig. 1

Diagrammatic sketch map of the extent of the sea during the formation of the Dyminy beds in the Kielce region

For explanations see fig. 1

obszary znajdowały się w obrębie jednego zbiornika sedymentacyjnego. Ruchy wynurzające, jakie zaznaczyły się z końcem arenigu w centralnej części regionu kieleckiego, jak się zdaje, odbiły się również we wschodniej części regionu. Przemawia za tym fakt występowania wtrąceń dolomitów w kamieniołomie międzygórskim oraz wkładek żółtych dolomitów w Lenarczycach (Samsonowicz 1920, 1928; Blaszkę 1957). Jak wiadomo, facja dolomitowa pojawia się w centralnej części omawianego regionu ponad udokumentowanymi paleontologicznie utworami dolnego ordowiku.

*Katedra Geologii Historycznej  
Uniwersytetu Warszawskiego  
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6  
Warszawa, 10 września 1964 r.*

#### LITERATURA CYTOWANA

- ALICHOVA T. N. 1960. Stratygrafia ordowickich otłożeń ruskiej platformy. — Trudy WSEGEI, Moskwa.
- BEDNARCZYK W. 1964. Stratygrafia i fauna tremadoku i arenigu (Oelandianu) regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (The stratigraphy and fauna of the Tremadocian and Arenigian (Oelandian) in the Kielce region of the Holy Cross Mountains — (Middle Poland). — Biul. Geol. U.W., t. 4. Warszawa.
- 1965. Uwagi o stratygrafii ordowiku w rejonie białowieskim w świetle materiałów z wierceń Podborowisko 1 i Krzyże 4 (Remarks on the stratigraphy of the Ordovician in the Białowieża region in the light of the materials

- from the bore-holes Podborowisko 1 and Krzyże 4). — *Kwartalnik Geol.*, t. 9, z. 4. Warszawa.
- 1966. Stratygrafia wapieni z Mójczy pod Kielcami, Góry Świętokrzyskie (Stratigraphy of limestones from Mójcza near Kielce in the Holy Cross Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 16, nr 1. Warszawa.
- BLASZKIE R. 1957. Petrografia utworów ordowiku północnego skrzydła „niecki międzygórskiej” we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Praca magisterska w maszynopisie. Arch. Katedry Petrografii Skał Osadowych U.W. Warszawa.
- CZARNOCKI J. 1928. Profil dolnego i górnego ordowiku w Zalesiu pod Łagowem w porównaniu z ordowikiem innych miejscowości środkowej części Gór Świętokrzyskich (Le profil de l'Ordovicien inférieur et supérieur à Zalesie près Łagów comparé à celui des autres régions de la partie centrale du massif de S-te Croix). — *Spraw. P.I.G. (C. R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, t. 4, z. 3/4. Warszawa.
- HESSLAND I. 1950. Investigation on the Senonian Kristianstad district S. Sweden. Sedimentation and lithogenesis of the Ahus series. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, vol. 34. Uppsala.
- KIELAN Z. 1956. Stratygrafia górnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich (On the stratigraphy of the Upper Ordovician in the Holy Cross Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 6, nr 3. Warszawa.
- KOLIHA J. 1957. Sur le Tremadocien et sur l'Arenigien inférieur en Bohême. — *Bull. Soc. Géol. France*, vol. (5) 7. Paris.
- SAMSONOWICZ J. 1920. O stratygrafii kambriu i ordowiku we wschodniej części Gór Świętokrzyskich (Sur la stratigraphie du Cambrien et de l'Ordovicien dans la partie orientale des Montagnes de Święty Krzyż (Sainte Croix), Pologne Centrale). — *Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 1. z. 1. Warszawa.
- 1934. Objasnienie arkusza Opatów. — *Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1:100000*, z. 1. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- 1948. Charakteristika geologiczna du Tremadoc de Wysoczki. — *Palaeontologia Polonica*, no. 3. Warszawa.
- 1952. Era paleozoiczna w Polsce (in Książkiewicz M. & Samsonowicz J. — *Zarys Geologii Polski*). Wydawn. Geol. Warszawa.
- 1960. The Lower Cambrian of the Klimontów Anticlinorium. — *Rep. of the Twenty-First Session Norden. P. 8. Intern. Geol. Congr. Copenhagen*.
- SOKOLOV B. S. 1960. Dodevonskaja paleogeografija ruskooj platformy i nekotoryje voprosy stratigrafii. — *Mat. k soviešč. po strat. sktura i devona* (Bonn Bruksela, 1960) (WNIGRI. Leningrad).
- TOMCZYK H. 1957. O facji graptolitowej karbonu Gór Świętokrzyskich (The graptolitic facies of the Caradocian in the Święty Krzyż Mountains). — *Kwartalnik Geol.*, t. 1, z. 3/4. Warszawa.
- 1959. Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 3 — Ordowik (Geological atlas of Poland. Stratigraphic and facial problems. Fasc. 3. Ordovician). Inst. Geol. Warszawa.
- 1962a. Stratygrafia osadów staropaleozoicznych z wiercenia w Uszkowcach koło Lubaczowa (Stratigraphy of Old Palaeozoic sediments from bore-holes at Uszkowce near Lubaczów). *Księga Pam. ku czci Prof. J. Samsonowicza*. Warszawa.
- 1962b. Problem stratygrafii ordowiku i syluru w świetle ostatnich badań (Stratigraphic problems of the Ordovician and Silurian in Poland in the light of recent studies). — *Prace I.G. (Trav. Inst. Géol. Pol.)*, t. 35. Warszawa.

- TURNAU-MORAWSKA M. 1958. Wąstwy chalcedonowe tremadoku Gór Świętokrzyskich. Studium petrograficzne (Chalcedonites and associated rocks of the Tremadoc in the Holy Cross Mountains. — Central Poland). — Roczn. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 27. Kraków.
- 1960. Zlepieniec glaukonitowy dolnego ordowiku okolic Międzygórza w Górach Świętokrzyskich (A glauconitic conglomerate from the Lower Ordovician in Międzygórze, Holy Cross Mountains, Central Poland). — Acta Geol. Pol., vol. 10, nr 2. Warszawa.
- 1961. Charakterystyka petrograficzna ordowiku w Mójczy koło Kielc i porównanie z równowiektowymi osadami innych obszarów Polski (Petrographic characteristics of the Ordovician from Mójczy in the Święty Krzyż Mountains compared with deposits of identical age from other regions of Poland). — Kwartalnik Geol., t. 5, z. 4. Warszawa.
- ZNOSKO J. 1964. Ordowik obszaru Białowieży i Mielnika (The Ordovician in the region of Białowieża and Mielnik). — Ibidem, t. 8, z. 1. Warszawa.

W. BEDNARCZYK

#### LOWER ORDOVICIAN PALAEOGEOGRAPHY OF THE KIELCE REGION IN THE HOLY CROSS MTS.

##### (Summary)

**ABSTRACT:** An account is given of the palaeogeographic and facial relations in the Kielce region of the Holy Cross Mts. during the Tremadocian and the Arenigian. It has been observed that the eroded area of the Sandomirides was overflowed gradually and from more than one direction. The main trends of sea transgression were: an earlier one from the south-east and a somewhat later one from the south and the south-west. During the Tremadocian there existed a route connecting the sea that was encroaching upon the area here considered with the north (Scandinavia and the Baltic provinces) as well as with the south (the Barrandian). In spite of the transgressive character of the deposits, local upheavals are observable towards the close of the Tremadocian (Zbrza, Chojnów Dół) and local shallownings at the end of the Arenigian (Zalesie Nowe, Lenarczyce, Międzygórze). These did not, however, affect the character of the sea basin.

At the close of the Cambrian, the area of the Holy Cross Mts. was subjected to the Sandomirian orogeny (Samsonowicz 1934, 1960). This resulted in the formation of a land area. Far south-east it was connected with a land or an archipelago then in existence within the present Ukrainian massif.

The area of the Sandomirides uplifted at the close of the Cambrian was not invaded by the sea before the end of the Lower or the beginning of the Upper Tremadocian (Bednarczyk 1964). The sea transgression occurred gradually and from more than one direction. The oldest deposits of the encroaching sea, i.e. conglomerates and quartzitic sandstones bearing fragments of clay rocks, are known from the eastern portion of the Kielce region in the vicinity of Międzygórze (sketch map — fig. 1). They are the so called beds of Międzygórze (all the regional names of the Lower Ordovician members follow the stratigraphic scheme of W. Bednarczyk, 1964). The presence of these deposits suggests that the sea transgression

advanced from the SE, i.e. from the vicinity of Lubaczów where we know deposits of the older Tremadocian with *Dictyonema flabelliforme polonica* Tom.

At the beginning of the Upper Tremadocian, during the formation of the Zbilutka beds the sea ingression involved nearly all the southern and south-western shore of the Sandomirides area, locally penetrating far inland (sketch map — fig. 2). Siltstones and quartz sandstones with glauconite and chalcedonite intercalations were then deposited. This type of sedimentation persisted, in the main, also during the later half of the Upper Tremadocian, i.e. at the time of the formation of the Koziel beds. The sediments in the Koziel beds differ, however, from the Zbilutka beds in the smaller amount of chalcedonites which in the first named beds occur only as rather small concretions and injections. It might be noted here that, in spite of the still transgressive character of sediments at the close of the Tremadocian, the area here considered was subject to shallowing or even uplifting (Zbrza, Chojnów Dół).

As is indicated by faunal remains, mainly those of inarticulate brachiopods (Bednarczyk 1964), throughout the Tremadocian there were communication routes connecting the sea that encroached on the shores of Scandinavia and the Baltic provinces in the north and Central Bohemia (Barrandian) in the south.

The beginning of the Arenigian is characterized by a farther progress of the sea transgression (sketch map — fig. 4). During the formation of the Bukówka beds, clay and carbonate deposits make their appearance in addition to sandstone-siltstone deposits. At that time communication with the south (Barrandian) was probably stopped, since there is a lack of typically Bohemian forms and a pronounced dominance of forms known from synchronous deposits from Scandinavia and the Baltic provinces.

During the later half of the Arenigian, at the time of the formation of the Dyminy beds, the area of the Sandomirides was nearly completely overflooded. Land persisted only in the eastern portion of the Kielce region; its northern and north-western shore (Zalesie Nowe, Chojnów Dół, Międzygórz, Lenarczyce — sketch map — fig. 5) are indicated by lagoon-deposits, represented by dolomites. Sandstones bearing articulate brachiopods, and trilobites of the type found in Scandinavia and the Baltic provinces, are still predominant. Some differentiation is observable in the western part. Side-by-side with sandstones there occur graptolite-bearing clay shales and limestones known from the vicinity of Kielce (limestones from Mójca) and farther east.

Graptolite-bearing clay shales and limestones with trilobites from the vicinity of Mójca pass into the Llanvirnian indicating gradual stabilisation of the sea basin.

Department of Historical Geology  
of the Warsaw University  
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6  
Warszawa, September 1964

---