

STANISŁAW DYJOR, ADAM BOGDA, TADEUSZ CHODAK

WSTĘPNE BADANIA SKŁADU MINERALNEGO IŁÓW POZNAŃSKICH

(4 fig.)

Preliminary studies on the mineral composition of the Poznań Clays

(4 Figs.)

Treść: Praca zawiera wstępne wyniki badań nad składem mineralnym osadów należących do serii iłów poznańskich w SW części ich basenu. Stwierdzono zmienność składu mineralnego w obrębie wydzielonych poziomów różniących się wykształceniem petrograficznym i genezą. Zmiana składu mineralnego polega na zwiększaniu zawartości montmorylonitu i illitu oraz na zanikaniu kaolinitu w miarę oddalania się od południowego brzegu basenu. Powstanie odpowiednich zespołów minerałów ilastych: montmorylonit-illit, montmorylonit-illit-kaolinit, kaolinit-illit, i inne uzależnione jest nie tylko od selekcji mechanicznej w czasie transportu, lecz i od przeobrażeń zachodzących pod wpływem odpowiednich warunków fizykochemicznych środowiska.

WSTĘP

W ostatnich latach wykonano na Nizinie Śląskiej szereg głębokich wierceń, które dostarczyły także bogatego materiału do badania iłów poznańskich w południowo-zachodniej części ich basenu sedymentacyjnego. Na tym obszarze seria iłów poznańskich osiąga ponad 100 m miąższości. Wiek geologiczny tej serii dotychczas nie został ostatecznie określony i przyjmuje się go jako mio-plioceniński. Przy brzegach basenu iłów poznańskich sedymentacja zaczęła się prawdopodobnie na przełomie górnego miocenu i pliocenu; w centrum basenu rozpoczęła się zapewne nieco wcześniej już w tortonie (M. Ziembicka, 1964). Sedymentacja iłów poznańskich na odcinku południowo-zachodnim trwała do pliocenu górnego, brunsumien (S. Dyjor, 1966; A. Stachurska, S. Dyjor, A. Sadowska, 1967).

W czasie badań nad wykształceniem i rozprzestrzenieniem osadów należących do serii iłów poznańskich prowadzonych na Nizinie Śląskiej stwierdzono ich strefowe zróżnicowanie. W licznych odkrywkach jak i w profilach wierceń można zaobserwować szereg poziomów różniących się wykształceniem petrograficznym osadu oraz barwą. Przeprowadzone wstępne badania mineralogiczne frakcji powyżej 0,06 mm wykazały znaczne zróżnicowanie składu mineralnego w obrębie poszczególnych poziomów. Zmienność tę obserwuje się w profilu pionowym jak i w odległości od południowego brzegu basenu. Zagadnieniami tymi zajmował się S. Dyjor (1966 a, 1966 b i 1967). W oparciu o wspomniane badania zaistniało pytanie, czy zmienność tę można również prześledzić w wykształceniu zespołów minerałów ilastych. Iły poznańskie nie były dotych-

czas przedmiotem badań na omawianym terenie. W odpowiednich publikacjach znaleźć można jedynie opracowania dotyczące poszczególnych złóż iłów ceramicznych leżących w pobliżu brzegu basenu iłów poznańskich. Występują one całym pasmem od okolic Nysy przez Strzelin, Sobótkę, Żarów, Strzegom, Jawor po okolice Bolesławca. Zagadnieniami tymi zajmowali się J. Grzybowski (1959), L. Stoch (1962, 1963, 1964), S. Kurał (1960), M. Budkiewicz (1962 i 1964), Z. Tokarski (1964) i inni. W większości wspomnianych prac autorzy przedstawiają jedynie ogólną sytuację geologiczną złoża oraz jego charakterystykę technologiczną. Jedynie w pracach Stocha przedstawione są szerzej zagadnienia składu mineralnego iłów ceramicznych jak i wstępne określenie ich genezy.

Zagadnieniem składu mineralnego jak i wykształceniem petrograficznym iłów poznańskich w zachodniej części basenu nie zajmowano się w szerszym zakresie. Istnieje jedynie opracowanie J. Kuźniara (1959), w którym podano skład mineralny szeregu prób iłów miocenkich z okolic Żar. Brak jednak bliższego ich umiejscowienia jak i opisu sytuacji geologicznej miejsca ich pobrania. Podobnie jest dla pozostałego obszaru występowania iłów poznańskich. Dotychczas ukazały się nieliczne publikacje, w których przedstawiono skład mineralny prób pobranych z iłów poznańskich okolic Konina, (J. Kuźniara 1959) okolic Warszawy i Dobrzynia (W. Fortuna 1960) oraz okolic Dobrzynia (D. Szyszło 1964). Na podstawie uzyskanych wyników oznaczeń iłów poznańskich na wspomnianych obszarach stwierdzono dużą zmienność ich składu mineralnego. W cytowanych pracach brak jednak wyjaśnień odnośnie do zaistniałych zmian. Zagadnienie to jest niewątpliwie bardzo ciekawe, gdyż mamy do czynienia z jednym basenem, a zmienia się jedynie odległość od brzegu jak i prawdopodobnie głębokość pobrania prób w profilu pionowym, czyli pochodzenie tych prób z różnych poziomów stratygraficznych.

W literaturze światowej zagadnienie genezy minerałów ilastych jest od kilkadziesiąt lat szeroko dyskutowane. Wykonano szereg prac zajmujących się prześledzeniem i rozmieszczeniem zespołów minerałów ilastych w seriach skalnych powstałych w różnych warunkach facjalnych, klimatycznych itp. Badania te mają duże znaczenie przy poszukiwaniach złóż bituminów.

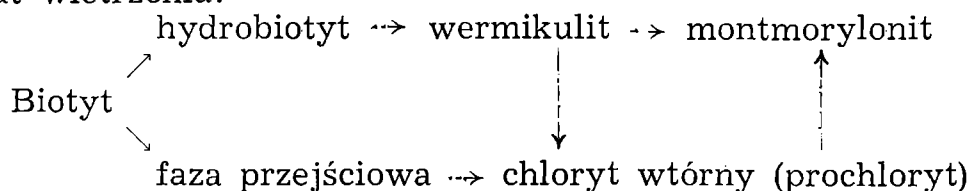
Istnieje dotychczas nie rozwiązane zagadnienie dotyczące występowania odpowiednich zespołów minerałów ilastych w obrębie poszczególnych basenów. Ostatnio prowadzone badania grupują się głównie nad zagadnieniami związanymi z obserwacją warunków fizykochemicznych środowiska wietrzenia skał wyjściowych dla minerałów ilastych, ich transportem do basenu, sedymentacją oraz późniejszymi zmianami w procesie diagenety, które w zależności od warunków środowiska mogą dawać różne produkty końcowe.

Takimi podstawowymi procesami są hydratacja i dehydratacja przebiegające najczęściej w warunkach hypergenicznych i wraz z innymi czynnikami wywołujące istotne zmiany w sieci krystalicznej minerałów. Można podać kilka schematów przejścia minerałów pierwotnych w minerały wtórne pod wpływem procesu wietrzenia. Taki szereg wietrzenny podany przez L. Stocha (1963, str. 68) przedstawia się następująco:

Skaleń potasowy → muskowit (serycyt) → kaolinit → dickit.

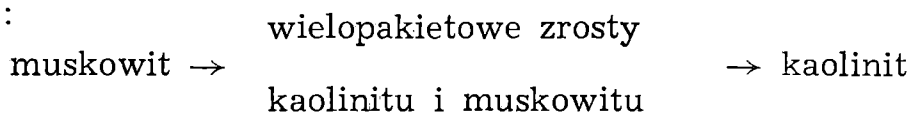
W badaniach przeprowadzonych nad biotytem pochodzącym ze zwie-

trzeliny granitu Karkonoszy stwierdzono (S. K o w a l i ń s k i, A. B o g d a, T. C h o d a k, 1967) w warunkach hypergenicznych podany niżej schemat wietrzenia:



Pod pojęciem faza przejściowa wymienieni autorzy rozumieją palczaste wnikanie nowo powstałego chlorytu w obręb blaszek biotyту.

Niekiedy zmiana składu chemicznego jest niewielka, co zaobserwowano np. w glinach kaolinowych okolic Bolesławca, gdzie tylko usunięcie jonów potasu i wprowadzenie wody do sieci krystalicznej powoduje u muskowitu jego kaolinizację (S t o c h, 1963, str. 57) według następującego schematu:



Tego rodzaju zmiany mogą zachodzić również pod wpływem rozdrobnienia. Prowadzi to w tym przypadku do zwiększenia powierzchni właściwej oraz energii powierzchniowej, a tym samym ułatwia przebieg omawianych powyżej przemian (N. J. G o r b u n o w, 1963 str. 82). Mając na uwadze działanie omówionych czynników: hydrolizy, hydratacji, dehydratacji, wzajemnego podstawiania jonów, rozdrobnienia i innych, w literaturze zajmującej się genezą minerałów ilastych wypowiedziano różne poglądy.

R. E. G r i m (1958) stwierdza, że kaolinit w osadach morskich powoli zanika zamieniając się najprawdopodobniej w illit lub minerały z grupy chlorytu. Materiał przynoszony z lądu, gdzie powstawał w wyniku wietrzenia skał ubogich w potas po złożeniu go w basenie, absorbuje potas z roztworów. Występujący w osadach morskich — montmorylonit według G r i m a nie ulega zmianom w procesach diagenety i tym tłumaczy się jego znaczne rozprzestrzenienie. Przy badaniach osadów słodkowodnych autor ten stwierdza, że materiał przynoszony z lądu nie ulega zmianie. Tworzenie się kaolinitu obserwuje się w zbiornikach tam, gdzie nie zachodzi nagromadzenie węglanu wapnia. Natomiast w jeziorach słonych minerały ilaste grupy montmorylonitu i illitu tworzą się kosztem nanoszonego materiału. W wypadku wód agresywnych w osadach jeziornych następuje wymywanie alkaliów i obniżanie pH wody, prowadzące do powstania kaolinitu, który jest wówczas minerałem dominującym. W osadach jeziornych wód nieagresywnych — następuje gromadzenie się soli i węglanów powodujących powstanie minerałów z grupy illitu, montmorylonitu oraz sepiolitu — atapulgitu (G r i m, 1958).

Ch. E. W e a v e r (1958) prowadził badania nad genezą minerałów ilastych i stwierdza, że minerały te złożone w obrębie basenu sedymentacyjnego nie ulegają przeobrażeniu. Na potwierdzenie przytacza wyniki z badań prowadzonych nad współczesnymi łąkami wybrzeża atlantyckiego. Osady te składają się z illitu, chlorytu i w mniejszej ilości kaolinitu. Te same minerały spotykane są w wietrzejącym materiale wyjściowym oraz w korytach rzek wpadających do Atlantyku (R. E. G r i m, et al. 1949). Ch. E. W e a v e r przeciwstawia się zwolennikom powstawania minerałów ilastych przy znacznym współudziale diagenety. Aczkolwiek w pracy z 1962 r. zwraca uwagę na możliwość zmian odległości między pakie-

tami w minerałach ilastych pod wpływem odpowiedniego ciśnienia hydrostatycznego panującego w głębszych partiach zbiorników sedymentacyjnych. Autor ten zwraca uwagę na możliwość frakcjonalnej sedymentacji. Minerale takie jak kaolinit i illit łatwiej koaguluja tworząc cząstki większych rozmiarów, które jako cięższe osiadają w przybrzeżnych partiach basenu sedymentacyjnego. Montmorylonit jako minerał wysokiej dyspersji unoszony jest przez wodę do partii centralnych basenu i tam osadzany. Godna uwagi jest hipoteza — w odniesieniu do składu minerałów ilastych — zakładająca okresowy transport różnych minerałów ilastych pochodzących z materiału glebowego i zwietrzałych skał — w wyniku wylewów i wysokich stanów wód w rzekach, które poprzez liczne rozlewiska zbierają z większych przestrzeni materiał ilasty. Materiał ten jest przenoszony do dalszych części basenu sedymentacyjnego w wyniku większej energii i siły transportowej rzek.

R. E. Grim i W. P. Johns (1954) badając skład mineralny frakcji ilastej w Zatoce Meksykańskiej — stwierdzają, że zwiększone ilości illitu i kaolinitu ograniczają się do miejsc występowania facji płytkowodnych. Autorzy ci podają, że w miarę oddalania się od brzegu ilość illitu zmniejsza się — przy wzroście ilości montmorylonitu w dalszych partiach basenu sedymentacyjnego.

Podobne stanowisko zajmuje N. M. Strachow (1962, str. 57—58), który stwierdza, że przy jednakowych warunkach fizykochemicznych środowiska, w tym samym basenie sedymentacyjnym spotyka się różne minerale ilaste nawzajem przemieszane. Stwierdza on, że minerale ilaste współczesnych zbiorników wodnych w całości lub w swej przeważającej części są utworami pochodzenia mechanicznego osadzonymi na dnach zbiorników. Dlatego też nie odzwierciedlają one czynników fizykochemicznych basenu, lecz skład litologiczny skał, które uległy wietrzeniu i biorą udział w tworzeniu materiału zawieszinowego, i koloidów rzek. M. A. Ratiejew (1964, str. 26), utrzymuje, że w starych i dzisiejszych zbiornikach morskich brak związku pomiędzy minerałami ilastymi i chemizmem wody basenu sedymentacyjnego i facjalnymi typami skał. Rozprzestrzenienie geograficzne minerałów i ich klimatyczna strefowość mogą być wytłumaczone jedynie przez allogeniczne pochodzenie tych minerałów.

Odmienny pogląd reprezentuje C. Millot (1953) wskazując na środowisko jako na decydujący czynnik przy powstawaniu minerałów ilastych. Według niego kwaśne i beztlenowe środowisko sprzyja powstawaniu kaolinitu.

J. D. Zchus (1966) obok chemizmu wody basenu sedymentacyjnego uwypukla działanie klimatu oraz wpływ czynników tektonicznych. Klimat w tym ujęciu jako dominujący czynnik sprzyjający powstawaniu minerałów ilastych powoduje powstawanie asocjacji minerałów charakterystycznych dla poszczególnych stref klimatycznych. Autor ten podaje, że zachodzą największe różnice w składzie minerałów ilastych pomiędzy strefą aridową a humidową. Istnieją jednak znaczne odstępstwa od tej zasady spowodowane wpływem warunków tektonicznych. Przy aktywności tektonicznej spotyka się przeważnie bardziej polimineralny skład osadów ilastych, przy czym kilka minerałów odgrywa zasadniczą rolę w asocjacji. Natomiast przy spokoju tektonicznym skład osadów jest bardziej jednolity i wyraża się przewagą wyodrębnionych minerałów ilastych.

BUDOWA GEOLOGICZNA OMAWIANEGO TERENU

Występowanie iłów poznańskich w zachodniej części basenu jest obiektem niniejszych badań. Ich zasięg przedstawiono na mapie (fig. 4). Na tym odcinku basenu iłów poznańskich materiał dostarczany był z zrównywanych Sudetów przez mioceno-plejstoceny rzeki. U ich ujścia sypane były potężne delty (S. D y j o r, 1966 a). Po środkowomiocenijskim wypiętrzeniu Sudetów powstały obszar górski ulegał stopniowej erozji. Pod koniec miocenu górnego na odcinku zachodnim góry uległy znacznemu zrównaniu. W szerokich i płaskich dolinach rzek oraz lokalnych nieckach śródgórskich powstały miejscami zabagnienia i zastoiska. Prześledzić je można w szeregu punktów między innymi koło Radomierzyc, Olszyny Lubańskiej, Węglińca, Czernej, Zarowa, Udanina, Sobótki, Strzelina i innych.

Również na Przedgórzu Sudeckim oraz na całym Niżu obserwuje się w spągu serii iłów poznańskich występowanie zjawiska zabagnienia terenu, co się odzwierciedla w osadach występowaniem pokładu węgla brunatnego „Henryk” i towarzyszących mu ławic iłów i mułowców zawęglonych (fig. 1—3).

Na Niżu oraz na obszarze przedpola Sudetów widoczne jest dalsze pogłębianie się dna basenu aż do momentu zalania go przez lokalną transgresję morską. Na istnienie jej wskazują badania, jakie przeprowadzono w zachodnim odcinku basenu iłów poznańskich. Stwierdzono tu głównie w iłach zielonych, niebieskich oraz mułkach zielonych występowanie glaukonitu jak i zespołów otwornic planktonicznych (S. D y j o r, 1968). Rozmieszczenie glaukonitu i otwornic w profilach wierceń przedstawiono na załączonych profilach (fig. 1—3). W części południowej osady morskie zazębiają się z utworami delt. Odzwierciedla się to w składzie petrograficznym osadów tej strefy. Przeważa tu materiał piaszczysto-zwirowy oraz gliny kaolinowe zapiaszczone. Ku centrum basenu dostaje się tylko materiał piaszczysto-ilasty lub nawet ilasto-mułkowo-piaszczysty. Prawdopodobnie zachodzą również zmiany w składzie mineralnym iłów, gdyż zmienia się barwa osadu. Ujednoczenie facji osadów należących do tego poziomu obserwuje się na znacznych przestrzeniach występowania iłów poznańskich. Przemawiałoby za tym również występowanie minerałów autigenicznych, jak glaukonit, węglan wapnia, syderyt, szamozyt, piryt, gips. Zespół tych minerałów pozwala po części określić warunki fizykochemiczne w obrębie basenu. W oparciu o diagram R. M. G a r r e l s a (1960) można przypuszczać, że istniało tu środowisko z pH w granicach 7,0 do 7,8 oraz Eh od 0,0 do minus 0,3.

Dostarczany przez rzeki materiał stopnowo zasypuje basen iłów poznańskich. Ulega on spłyceniu i zmniejsza się jego zasięg. Powstaje wyżej leżący kompleks osadów, który różni się makroskopowo od poprzednich głównie barwą. Przeważają tu iły o zabarwieniu szarym, brunatnym z czerwonymi i brunatnożółtymi plamami i smugami. Brak również w tych osadach glaukonitu. Wskazywałoby to na zmianę środowiska z redukcyjnego na utleniające. Wiąże się to oczywiście ze spłycaniem basenu, na co wskazują zachowane ślady wysychania i łuszczenia się iłu itp.

W oparciu o przedstawione powyżej zmiany facjalne w obrębie basenu iłów poznańskich wydzielono trzy poziomy litostratygraficzne różniące się głównie barwą osadu, składem minerałów autigenicznych, zawartością substancji organicznej itp.

Poziom dolny iłów szarych występuje w spągu serii iłów poznańskich na pograniczu z pokładem węgla brunatnego „Henryk” a poziomem wyżej leżących iłów zielonych z glaukonitem. Petrograficznie są to w przeważającej większości ily szare, brunatne niekiedy silnie zawęglone z cienkimi soczewkami węgla brunatnego i sapropelitem. Domieszek piaszczysto-żwirowych jest mało i występują jedynie w południowym obrzeżeniu basenu iłów poznańskich, jak i w strefach przyległych do delt. Ku stropowi ily szare przeławicają się z iłami zielonymi. Podobne przeławicanie obserwuje się też w partiach peryferycznych delt, gdzie widoczne jest zazębianie się iłów szarych, piasków, a niekiedy i żwirów z iłami zielonymi.

W celu ustalenia składu mineralnego iłów omawianego poziomu pobrano szereg próbek; miejsca pobrania zaznaczono na profilach korelacyjnych (fig. 1—3).

Poziom środkowy iłów zielonych z glaukonitem leży ponad poziomem iłów szarych. Na pograniczu obu serii widoczne są zjawiska stopniowego przechodzenia lub zazębiania się obu osadów. W przeciwieństwie do poziomu iłów szarych poziom iłów zielonych z glaukonitem osiąga znaczne miąższości przekraczające lokalnie 100 m, jak widać na załączonych profilach korelacyjnych wierceń. Barwa osadów jest zielona lub niebieska. W części przybrzeżnej basenu oraz w pobliżu delt zmienność barwy osadu jest większa niż w części centralnej. W obrzeżeniu delt występują warstwy iłów szarych lub glin kaolinowych zapiaszczonych przeławicających się z iłami niebieskimi lub zielonymi. Występują też przeławicenia piasków, niekiedy żwirów barwy szarej. W centrum basenu lub przy brzegach północnych przeważają osady ilaste z przeławiczeniami mułków lub piasków drobnoziarnistych również barwy niebieskiej lub zielonej.

W części centralnej basenu lub w większym oddaleniu od delt w poziomie iłów zielonych z glaukonitem pojawiają się warstwy iłów lub mułków ilastych z konkrecjami marglistymi. Niekiedy występują soczewy lub cienkie warstewki margli porowatych, rzadziej szarych drobnokrystalicznych wapieni, np. w wierceniach Oława i Naborowo. W części zachodniej i południowo-zachodniej basenu iłów poznańskich koło Lubska towarzyszą im warstwy iłów z gipsem. Nagromadzenie węglanów wapnia występuje przeważnie przy warstwach mułków zielonych z glaukonitem.

Z poziomu iłów zielonych z glaukonitem pobrano szereg prób w celu dokonania oznaczeń minerałów ilastych. Materiał pobrano nie tylko w profilu pionowym wspomnianego poziomu, lecz również z szeregu wierceń oddalonych w różnym stopniu od brzegu basenu (fig. 1—4).

Ponad poziomem iłów zielonych z glaukonitem leży górny poziom iłów płomienistych. Rozprzestrzenienie jego jest nieco zwężone ku środkowi basenu w stosunku do iłów zielonych. Zmienna jest też jego miąższość. Cechą charakterystyczną jest występowanie iłów płomienistych zawsze w stropie iłów zielonych. W części górnej widać kilkakrotne przeławicanie się iłów zielonych i płomienistych, co niekiedy może nasuwać przypuszczenie, że występują one w obrębie iłów zielonych. Te wzajemne przeławicenia iłów zielonych i płomienistych wskazują na stopniowy proces spłykania się zbiornika.

Wykształcenie litologiczne iłów płomienistych jest monotonne. Przeważają ily szare, szarozielone z czerwonymi, wiśniowobrunatnymi i żół-

tobrunatnymi plamami i smugami. Wkłądek piaszczystych jest tu niewiele. Dopiero w części górnej znajdują się ławice iłów szarych, tłustych lub zapiaszczonych glin kaolinowych z soczewami żwirów kwarcowo skałeniowych. Jest to strefa przejściowa do serii białych żwirów i glin kaolinowych górnego pliocenu (S. Dyjor, 1966 a, 1966 b).

Sedymentacja w basenie iłów poznańskich odbywała się w okresie spokoju tektonicznego. Przeważała sedymentacja ilasto-mułkowo-piaszczysta. Jedynie u ujść mio-plioceńskich rzek w rozległych deltach gromadził się osad piaszczysto-żwirowy. Również w dotychczasowych publikacjach zgodnie stwierdza się brak w Sudetach w czasie dolnego pliocenu ruchów tektonicznych. Ruchy te zachodziły na przełomie miocenu i pliocenu, o czym ma też między innymi świadczyć wulkanizm bazaltowy (K. Pietsch, 1962; M. Książkiewicz et al. 1965; J. Oberc, 1966; S. Dyjor, 1966). Należy jednak przyjąć, że w obrębie basenu w czasie sedymentacji iłów poznańskich musiały istnieć powolne ruchy obniżające i wypiętrzające, które modelowały lokalnie obszar zbiornika.

Wypiętrzone w środkowym miocenie Sudety uległy już znacznemu zrównaniu. Na łagodnych stokach wzgórz jak i na starszych powierzchniach zrównań powstały grube pokrywy zwietrzelinowe, których fragmenty zachowane są do dziś. Odwadniające ten obszar rzeki płynęły szerokimi dolinami zasypywanymi niesionym przez siebie materiałem. Istniał również szereg lokalnych śródgórskich niecek i zagłębień, w których obrębie tworzyły się bagniska, torfowiska lub nawet jeziora. Wynoszony przez rzeki materiał na obszarze przedgórskim sypany był do basenu iłów poznańskich w formie delt.

Szeroko rozwinięty na Niziu basen iłów poznańskich sięga na obszar przedgórzia Sudetów szeregiem zatok. Widać to na załączonej mapie (fig. 4). (W obrębie basenu warunki fizykochemiczne ulegały znacznemu ujednoczeniu na dużych przestrzeniach). W odcinku południowo zachodnim materiał dostarczany do basenu pochodzi głównie z Sudetów. Nie stwierdzono dotychczas w obrzeżeniu północnym basenu stref z materiałem gruboziarnistym, co by mogło świadczyć o istnieniu ujść rzek płynących od północy.

Można również w przybliżeniu odtworzyć warunki klimatyczne z okresu trwania sedymentacji iłów poznańskich. Oznaczenia takie wykonał dla okolic Czorsztyna w Karpatach W. Szafer (1954) przyjmując jako cechę klimatu dolnego pliocenu opady powyżej 1800 mm oraz temperaturami średniej rocznej około 18°. Podobne temperatury i opady istniały w miocenie górnym, gdy rozpoczynała się sedymentacja iłów poznańskich (M. Tyczyńska, 1957). Na istnienie podobnych warunków klimatycznych na obszarze Sudetów i przyległych obszarów niżu wskazywałaby obecność zbiornika morskiego i rozległych bagnisk sięgających po uskok brzeżny Sudecki, a po części nawet na obszar zachodniej części pogórz Izerskiego.

W pliocenie środkowym obserwuje się stopniowy spadek temperatury do +7°. Również suma opadów spada poniżej 800 mm. W obrębie basenu iłów poznańskich zjawisko to zaznaczyłoby się spływaniem się basenu i śladami wysychania osadów. Powstał przypuszczalnie w tym okresie poziom iłów płomienistych, które noszą znamiona spływania lub nawet wysychania basenu. A więc w zanikaniu basenu iłów poznańskich na obszarze przed-sudeckim miał wpływ oprócz ruchów tektonicznych i zasypywania osadami również czynnik klimatyczny.

W oparciu o przedstawione powyżej fakty można spróbować zastanowić się nad czynnikami, które miały wpływ na powstawanie odpowiednich zespołów minerałów ilastych w obrębie basenu w zależności od odległości od brzegu jak i w obrębie wydzielonych poprzednio poziomów.

PRZYGOTOWANIE PRÓBEK DO ANALIZ I WYKONANIE ZDJĘĆ RENTGENOWSKICH

Próby ilów do oznaczeń pobrano z obszaru południowo-zachodniej części Dolnego Śląska oraz przyległych od południa terenów ziemi lubuskiej. Wykonano ogółem 64 oznaczenia prób na zawartość minerałów ilastych metodą D.S.H., w tym 21 oznaczeń metodą D.T.A.

Miejsce pobrania prób zaznaczono na profilach wierceń oraz na mapie (fig. 1—4). W laboratorium próby poddano preparatyce przygotowawczej celem sporządzenia rentgenogramów. Oddzielenie frakcji mechanicznej mniejszej od $2\ \mu$ będącej przedmiotem badań wykonano według metody Jacksona. Analizy rentgenowskie wykonano aparatem produkcji ČSSR typu „Mikrometa” przy zastosowaniu małej kamery o średnicy 63,7 mm przystosowanej do otrzymania podstawowych refleksów. Badany materiał umieszczono na pręciku szklanym używając jako lepiszcza balsamu kanadyjskiego. W ten sposób sporządzone preparaty naświetlano promieniami rentgena z lampy chromowej. Filtrowane promieniowanie przechodziło przez kolimator o średnicy 1 mm lub 0,5 mm. W ten sposób poddano badaniom próbki bezpośrednio oddzielone. Te same próbki badano również po nasyceniu gliceryną, jak i po wyprażeniu w piecu o temperaturze 600°C przez 4 godziny. Tego rodzaju trójkrotna analiza tych samych próbek pozwoliła na ustalenie jakości oraz przybliżonej ilości poszczególnych minerałów w nich występujących. Nasycenie próbek gliceryną pozwoliło zidentyfikować minerały z grupy montmorylonitu na skutek przesunięcia podstawowych refleksów typowych dla tej grupy. Wyżarzanie próbek pozwala na stwierdzenie obecności minerałów grupy kaolinitu. Siatka krystaliczna kaolinitu w 600°C ulega rozpadowi, co się przejawia zanikiem na rentgenogramie odpowiednich refleksów.

Minerały grupy illitu zidentyfikowano uwzględniając charakterystyczne refleksy oraz fakt, że po wyprażeniu próbki refleksy nie ulegały zmianie. Oprócz tego sprawdzono je metodą D.T.A. Omówione spostrzeżenia oraz zaczerpnienie kliszy podstawowymi refleksami odpowiednich minerałów posłużyły do stwierdzenia przybliżonego składu ilościowego badanych próbek.

Niektóre z wykonanych oznaczeń w ilości 42 przedstawiono na załączonych profilach (fig. 1—3). Z przeanalizowanego materiału wybrano trzy próby reprezentujące najczęściej występujące zespoły minerałów ilastych w obrębie serii ilów poznańskich na badanym terenie. Próba Mi-5 (Mirostowice 5) charakteryzuje grupę minerałów ilastych typu montmorylonit-illit-kaolinit, próba B-1 (Borek 28—29) grupę kaolinit-illit-montmorylonit i próba M-2 (Marianów 80) grupę illit-montmorylonit. W tabeli nr 1 podano przykładowo odległości między płaszczyznami sieciowymi „d” i ich natężenie „J”.

Badania rentgenograficzne uzupełniono oznaczeniami za pomocą termicznej analizy różnicowej; wykonało je Laboratorium Badania Gruntów Politechniki Wrocławskiej w ilości 21 próbek.

Wyniki analizy termicznej potwierdzają w większości wypadków wy-

Tabela Table 1
 Odległości między płaszczynami sieciowymi „d” i ich natężenia „J”

Nazwa próbki	Mi-5 (MIROSTOWICE 5)						M-2 (MARIANOW 80)						B-1 (BOREK 28—29)					
	Montmorylonit		Illit		Kaolinit		Illit		Montmorylonit		Kaolinit		Illit		Montmorylonit			
	J	d	J	d	J	d	J	d	J	d	J	d	J	d	J	d		
10	9,8		10	9,8	5	7,16	8	9,9	8	15,5	10	7,15	3	9,8	10	15,7		
4	4,43 sz		2	4,86	4	4,43 sz	4	4,86	5	4,3	6	4,44 sz	2	4,86	6	4,44 sz		
3	2,57 sz		4	4,44	5	4,15	10	4,45	3	3,10 sz	5	4,15	6	4,44 sz	8	2,55		
4	2,43		1	3,79	2	3,53	4	3,87	4	2,6 sz	10	3,56	6	3,36	2	2,43		
1	2,26		4	3,62	3	2,57 sz	10	3,33	1	2,13	6	3,36	2	2,85	2	2,15 sz		
1	1,15 sz		10	3,32	3	2,53 sz	3	3,10	4	1,67 sz	8	2,55	8	2,55	3	1,69 sz		
3	1,69 sz		1	2,85 sz	1	2,21 sz	10	2,5	3	1,27	8	2,49	8	2,49	8	1,66 sz		
3	1,66 sz		3	2,57 sz	3	1,98	3	2,47	1	1,23	8	2,33	2	2,21	8	1,48 sz		
8	1,48 sz		4	2,43	3	1,66 sz	3	2,21	7	2,28	7	2,28	2	2,15 sz	1	1,38		
1	1,38		1	2,21 sz	8	1,48 sz	7	1,50	5	1,98	5	1,98	5	1,98	2	1,29		
2	1,29		1	2,15 sz			4	1,30	8	1,66 sz	8	1,66 sz	1	1,35	2	1,25		
2	1,25		3	1,98					8	1,48 sz	8	1,48 sz	2	1,29 sz	2			
			3	1,63 sz														
			8	1,48 sz														
			1	1,35														
			2	1,29														

sz = prążki szerokie rozmyte

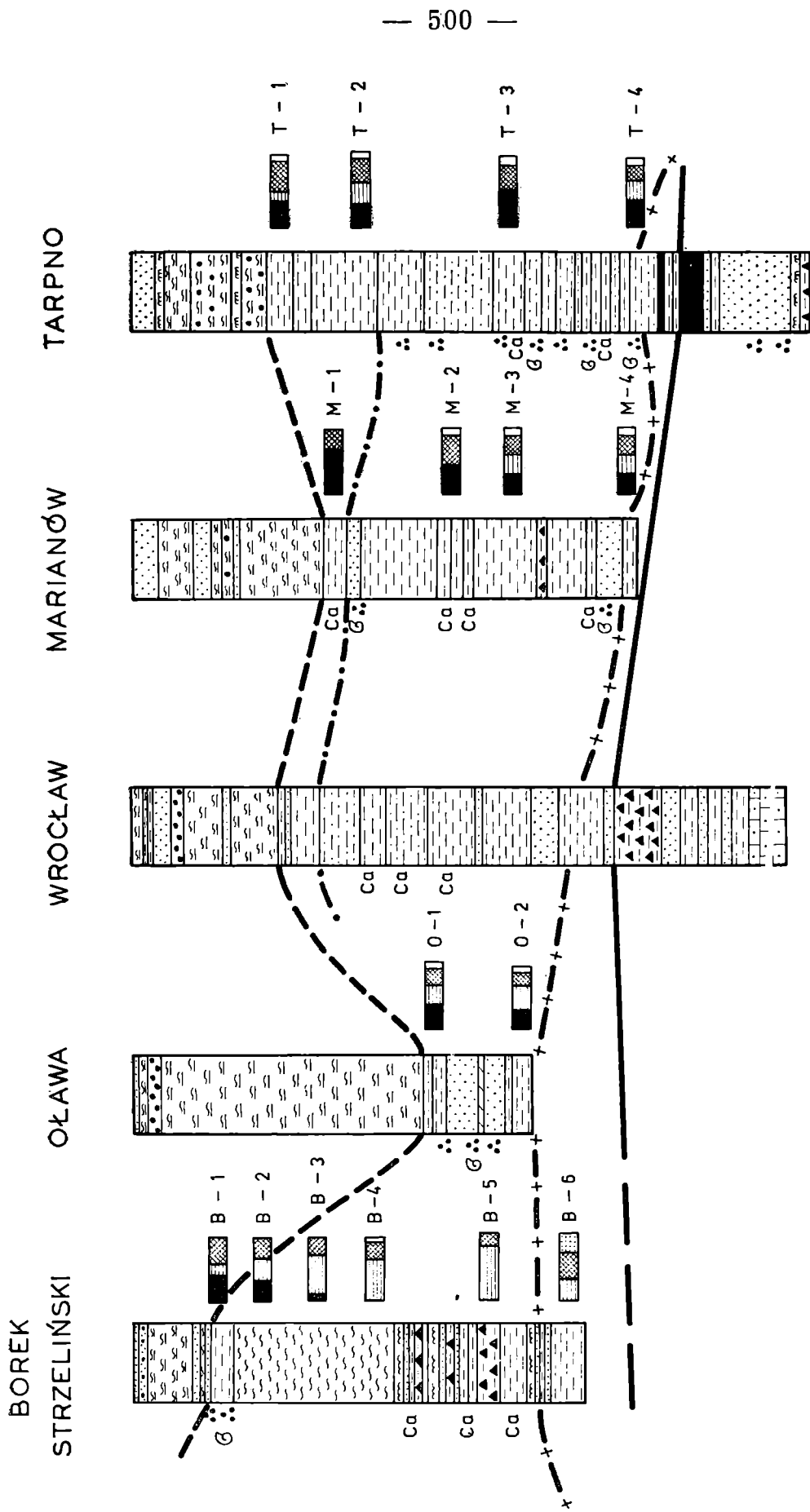


Fig. 1

OGRODNICA

NABORÓW

S - 30

TARPNÓ

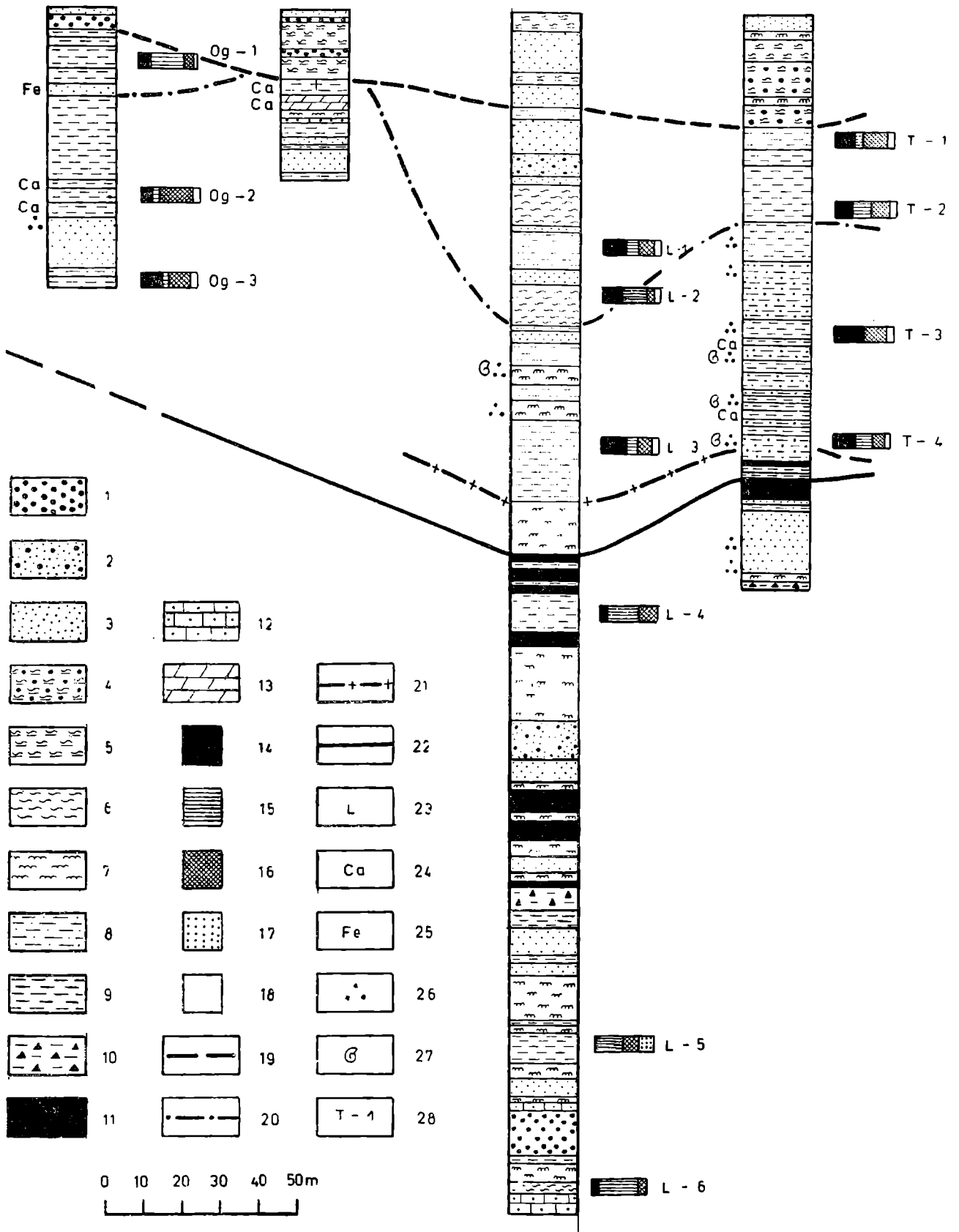


Fig. 2

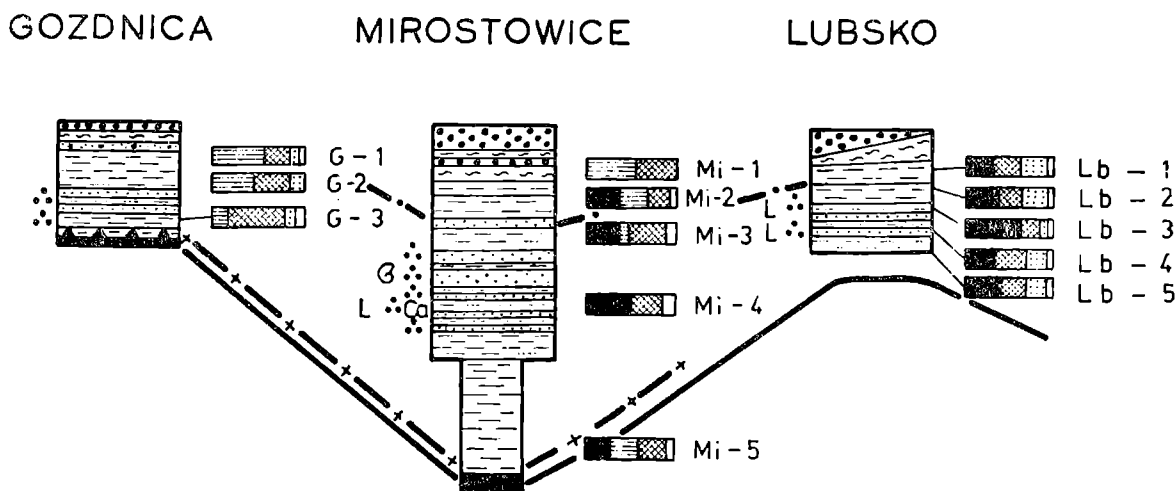


Fig. 1, 2, 3. Poziomy korelacyjne w obrębie serii iłóv poznańskich w południowo-zachodniej części basenu: 1 — żwir; 2 — piasek ze żwirem; 3 — piasek; 4 — glina zwałowa ze żwirem; 5 — glina zwałowa szara; 6 — glina kaolinowa; 7 — mułek; 8 — ił zapiaszczony; 9 — ił; 10 — ił zawęglony; 11 — węgiel brunatny; 12 — piaskowiec; 13 — margle lub wapienie; 14 — montmorylonit; 15 — kaolinit; 16 — illit; 17 — hydrobiotyt; 18 — kwarc; 19 — granica między utworami trzeciorzędowymi a czwartorzędowymi; 20 — granica między poziomem iłóv płomienistych i iłóv zielonych z glaukonitem; 21 — granica między poziomem iłóv z glaukonitem i iłóv szarych; 22 — spąg serii iłóv poznańskich (pokład węgla brunatnego „Henryk”); 23 — gips; 24 — konkretje węglanu wapnia; 25 — konkretje pirytowe; 26 — glaukonit; 27 — mikro i makrofauna; 28 — kolejny numer i miejsce pobrania próby do oznaczeń na minerały ilaste

U w a g a: przedstawiony na diagramach skład ilościowy zespołu minerałów ilastych jako całość wynosi 100%. Odpowiednia szerokość zaszafrowania dla poszczególnych minerałów ilastych określa ich przybliżony skład ilościowy na danym diagramie

Fig. 1, 2, 3. Correlation horizons in the Poznań Clays, south-western part of the basin: 1 — gravel; 2 — sand with gravel; 3 — sand; 4 — boulder clay with gravel; 5 — grey boulder clay; 6 — kaolin clay; 7 — silt; 8 — sandy clay; 9 — clay; 10 — carbonaceous clay; 11 — brown coal; 12 — sandstone; 13 — marl or limestone; 14 — montmorillonite; 15 — kaolinite; 16 — illite; 17 — hydrobiotite; 18 — quartz; 19 — boundary between Tertiary and Quaternary sediments; 20 — boundary between red clay horizon and green, glauconitic clays; 21 — boundary between glauconitic clays and grey clays; 22 — base of Poznań Clays (brown-coal seam „Henryk”); 23 — gypsum; 24 — calcareous concretions; 25 — pyrite concretions; 26 — glauconite; 27 — micro- and macrofauna; 28 — successive numbers and sampling point for identification of clay minerals

Note: quantitative composition of assemblages of clay minerals shown on diagrams giving total of 100%. Corresponding width of bars for particular clay minerals indicates approximate quantitative composition in the diagrams given

niki badań rentgenograficznych. Termiczna analiza różnicowa wykazała istnienie próbek względnie czysto illitowych, illitowo-montmorylonitowych, bądź montmorylonitowo-illitowych.

INTERPRETACJA WYNIKÓW BADAŃ RENTGENOGRAFICZNYCH

W południowo-zachodniej części basenu iłóv poznańskich stwierdzono, że osady klastyczne dostarczane były z Sudetów. S. D y j o r (1966 a). Stąd też pochodzi materiał, z którego powstały odpowiednie zespoły minerałów ilastych w badanym terenie. Przeprowadzone przez L. S t o c h a (1962 a, 1962 b i 1963) badania składu mineralnego iłóv ceramicznych na przedpolu Sudetów wykazują, że składają się one głównie z kaolinitu, dickitu, illitu, muskowitu i kwarcu. W opracowanych złożach autor ten nie stwierdził występowania montmorylonitu.

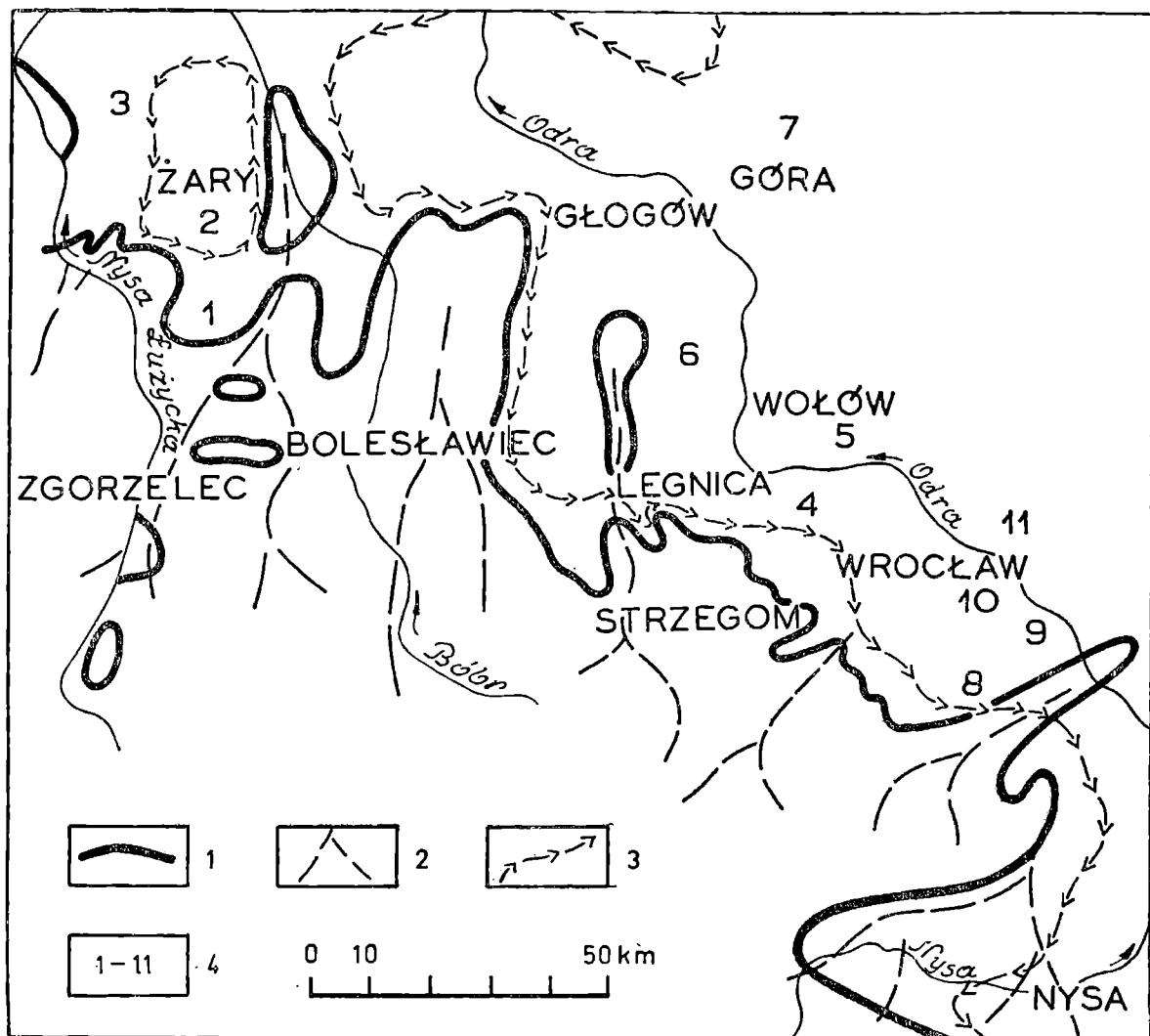


Fig. 4. Mapa zasięgu serii iłów poznańskich w zachodniej części Polski wraz z kierunkami transportu materiału terygenicznego: 1 — granica zasięgu serii iłów poznańskich; 2 — kierunki przepływu mio-pliocenicznych rzek; 3 — granica zasięgu poziomu iłów płomienistych; 4 — miejsca pobrania prób z wierceń lub odkrywek: 1 — Gozdnicza; 2 — Mirostowice Dolne; 3 — Lubsko; 4 — Ogrodnica; 5 — Naborów; 6 — Lubiń Legnicki — S — 30; 7 — Tarpno; 8 — Borek Strzeliński; 9 — Oława; 10 — Wrocław; 11 — Marianów

Fig. 4. Map showing extent of Poznań Clays in western part of Poland, together with directions of transport of terrigenous material: 1 — boundary of Poznań Clays; 2 — direction of flow of Mio-Pliocene rivers; 3 — boundary of redclay horizon; 4 — places where samples taken from bore-holes or exposures: 1 — Gozdnicza; 2 — Mirostowice Dolne; 3 — Lubsko; 4 — Ogrodnica; 5 — Naborów; 6 — Lubiń Legnicki — S — 30; 7 — Tarpno; 8 — Borek Strzeliński; 9 — Oława; 10 — Wrocław; 11 — Marianów

Również badania A. Bogdy prowadzone w Sudetach nad zwietrzelinami skał magmowych — wykazują, że minerałami wtórnymi są przede wszystkim: kaolinit i illit. Wietrzenie typu montmorylonitowego lub illitowo-montmorylonitowego występuje w wypadku skał obojętnych i zasadowych. Skały te jednak na badanym terenie występują rzadko. Możliwość tworzenia się montmorylonitu stwierdzono też podczas wietrzenia skał granitowych bogatych w biotyt (S. Kowaliński, A. Bogda i T. Chodak, 1967). Jednakże ilość montmorylonitu powstała zarówno drogą wietrzenia skał zasadowych, jak i minerałów przeobrażających się

w montmorylonit nie powinna na tym terenie mieć jakiegoś większego znaczenia.

Wyżej wspomniane badania jak i próby odtworzenia warunków klimatycznych mio-pliocenu wskazują, że istniało w Sudetach głównie wietrzenie chemiczne typu kaolinitowo-illitowego. Wskazywałyby na to również i nasze badania. W analizowanych przez nas profilach leżących w pobliżu brzegu basenu przeważa w osadzie domieszka kaolinitu i illitu. Ku centrum basenu natomiast zanika kaolinit, a występuje w większej ilości montmorylonit i illit. Prześledzić to można na załączonych profilach korelacyjnych (fig. 1—3). Są tu jednak pewne „anomalie”, np. w wierceniu z Ogrodnicy. Leży ono w pobliżu brzegu basenu, lecz od góry do dołu zawiera pewną ilość montmorylonitu. Na tym odcinku brak było jednak większych ujść rzecznych w mio-pliocenie, a sedymentacja przebiegała tu bez dowozu większej ilości materiału. Dlatego też środowisko morskie mogło w większym stopniu oddziaływać na powstające tu zespoły minerałów ilastych. Podobnie należy interpretować zwiększoną ilość montmorylonitu w wierceniu Borek Strzeliński próby B-1, B-2. Prawdopodobnie została tu zalana stara strefa ujścia rzeki, o czym świadczy występowanie w osadach od dołu ku górze coraz większej ilości montmorylonitu i zanik kaolinitu. W strefie przybrzeżnej basenu iłów poznańskich pojawia się też nieco hydrobiotyty, np. w wierceniu Borek Strzeliński, w odkrywcze w Gozdnicy czy Lubsku.

Oprócz opisanych poprzednio zmian składu minerałów ilastych w serii iłów poznańskich uzależnionych od odległości od brzegu basenu lub sąsiedztwa ujść rzek plioceńskich obserwuje się też zmienność w obrębie wydzielonych trzech poziomów litofacjalnych.

W poziomie dolnym iłów szarych występuje zespół minerałów ilastych z grupy kaolinit-illit-montmorylonit lub illit-kaolinit-montmorylonit, a w pobliżu brzegu basenu domieszka hydrobiotyty. Ich rozkład można prześledzić na załączonych profilach. Z opracowanych przez nas pojedynczych prób punktowych nie można oczywiście wyznaczyć granicy między sąsiednimi poziomami, tym bardziej że granice te nie są ostre, a istnieją stopniowe przejścia. Transgresja morska zalewała teren o urozmaiconej konfiguracji podłoża. Stąd też są tu przeławicenia osadów bagiennych z morskimi jak i wpływ obu środowisk na siebie, co odzwierciedla się w paragenezie kaolinit-illit-montmorylonit.

O wiele bardziej jednolity skład mineralny posiada wyżej leżący poziom iłów zielonych z glaukonitem. Dominującymi minerałami są montmorylonit-illit oraz niewielka domieszka kaolinitu, lub brak go zupełnie. Cechą charakterystyczną jest brak kaolinitu nawet w iłach płomienistych tam, gdzie występuje w nich domieszka węglanu wapnia, np. w wierceniu Marianów M-1.

W strefie przybrzeżnej basenu występują asocjacje minerałów ilastych z grupy montmorylonit, illit, nieco hydrobiotyty i kaolinitu. Widać to na profilach z Borka Strzelińskiego, Oławy, Ogrodnicy czy Lubinia Legnickiego (fig. 1—3). W części centralnej basenu lub w strefach odległych od ujść rzek przeważa już asocjacja montmorylonit-illit. Kaolinitu brak zupełnie, a szczególnie tam, gdzie pojawia się węglan wapnia lub gips, np. Marianów M-1, Tarpno T-3, Mirostowice M-4, Lubsko Lb-3. Natomiast gdy w osadzie występuje glaukonit, to razem z montmorylonitem i illitem może występować nieco kaolinitu.

Z przytoczonych powyżej danych wynika, że w obrębie osadów pochodzenia morskiego kaolinit występuje w niewielkich ilościach, a przeważają montmorylonit i illit. Obserwowany tu na debajogramach kaolinit wykazuje częściowe zniszczenie sieci krystalicznej. Obserwować to można nawet w strefie przybrzeżnej koło Gozdnicy, próby G-2, G-3.

W pobliżu poziomu iłów z glaukonitem maleje ilość kaolinitu, wzrasta natomiast zawartość illitu, a siatka krystaliczna kaolinitu ulega niszczeniu. Podobne zjawiska obserwowaliśmy wielokrotnie. Na debajogramach zaznacza się to rozmyciem podstawowych refleksów kaolinitu oraz zmniejszaniem się ich intensywności. Powstają nowe minerały illito-podobne stanowiące formy przejściowe.

Najwyższy poziom iłów płomienistych w związku ze zmianą warunków fizykochemicznych środowiska posiada również odmienny zespół minerałów ilastych. Są to głównie: grupy illit-kaolinit-montmorylonit lub illit-montmorylonit-kaolinit, a w pobliżu brzegu basenu kaolinit-illit-montmorylonit i nieco hydrobiotytu. Prześledzić to można na załączonych profilach. Jedynie w wierceniu Marianów M-1 w iłach zielonych z czerwonymi plamami pojawiają się węglany wapnia, a brak tu kaolinitu. Również niewielka ilość kaolinitu występuje w części północnej badanego terenu znacznie oddalonego od południowego brzegu jak i od ujść rzek. Widać to w wierceniu Tarpno T-1, a najlepiej w odkrywce Lubsko Lb-1, gdzie kaolinitu brak, a pojawia się hydrobiotyt. Tłumaczyć to można na obszarze Lubka tym, że proces spływania się zbiornika na tym odcinku rozpoczął się już w poziomie iłów zielonych z glaukonitem. Również mineralizacja wód była tu silniejsza, o czym świadczy wytrącanie się gipsów.

Reasumując można stwierdzić, że w zależności oddalania się od brzegu basenu lub sąsiedztwa ujścia rzek oraz lokalnych warunków fizykochemicznych basenu ustalił się odpowiedni zespół minerałów ilastych.

PODSUMOWANIE WYNIKÓW BADAŃ

Brak dotychczas szczegółowych opracowań dotyczących składu mineralnego osadów należących do serii iłów poznańskich. Badania, jakimi objęto południowo-zachodnią część basenu iłów poznańskich, miały na celu uchwycenie zmian składu mineralnego przy uwzględnieniu źródła pochodzenia materiału wyjściowego oraz możliwości zmian późniejszych w czasie transportu jak i w obrębie basenu. W omawianym przypadku postawione zagadnienie można rozwiązać z dużym prawdopodobieństwem, gdyż znany jest skład mineralny produktów wietrzenia na obszarze górskim Sudetów, kierunki transportu, warunki paleogeograficzne, jak i przybliżone dane fizykochemiczne w obrębie basenu. Przeprowadzone badania wykazały istnienie zmian w składzie minerałów ilastych tak w profilu pionowym badanych osadów, jak i w zależności od odległości od południowego brzegu basenu. W osadach należących do dolnego poziomu iłów szarych powstałych w środowisku bagiennym i po części jeziornym oraz w górnym poziomie iłów płomienistych osadzonych w środowisku wysychającego basenu morskiego widzimy podobny zespół minerałów ilastych. Charakteryzują go minerały z grupy illitowo-kaolinitowo-montmorylonitowej lub kaolinitowo-illitowo-montmorylonitowej. Również w strefie przybrzeżnej basenu lub w pobliżu delt kaolinit jest częstszy np. w wierceniach: Borek Strzeleński, Ogrodnica, Gozdnica. Ku centrum basenu stopniowo jest go coraz mniej i zastępowany jest przez

montmorylonit, illit czy hydrobiotyt. Podobnie przedstawia się zagadnienie środkowego poziomu iłów zielonych z glaukonitem. Kaolinitu jest tu brak lub występuje w niewielkich ilościach. Przykładem tego mogą być dane z wierceń w Tarpnie, Marianowie, Ogrodnicy, Mirostowicach Dolnych i Lubsku.

Z przytoczonych powyżej danych można by przypuszczać, że z pierwotnej zwietrzeliny głównie kaolinitowo-illitowej w czasie transportu do basenu jak i w wyniku selekcji czy przeobrażeń w obrębie basenu powstały inne zespoły minerałów. Jak tu ten proces przebiega, trudno nam na tym etapie zaawansowania pracy odpowiedzieć. Obserwujemy jednak wielokrotnie w kaolinitach wyraźne zmiany struktury sieci krystalicznej, jej rozluźnienie. Można by więc przypuszczać, że jest to proces rozpadu kaolinitu. Na przebieg tego procesu miało niewątpliwie wpływać środowisko basenu sedymentacyjnego, gdyż przemiany te obserwuje się przeważnie w obrębie poziomu iłów zielonych z glaukonitem, które powstawały w środowisku morskim słabo redukcyjnym w pewnym oddaleniu od brzegu.

Można by więc tu znaleźć nawiązania do prowadzonej szeroko dyskusji wśród mineralogów i petrologów w odniesieniu do powstawania minerałów ilastych. Obserwacje nasze potwierdzają wyniki uzyskane przez C. M i l l o t a (1953), R. F. G r i m a (1953), J. D. Z k h u z a (1966), którzy twierdzą, że na powstanie odpowiednich zespołów minerałów ilastych ma wpływ nie tylko środowisko wietrzenia, ale i warunki fizykochemiczne w czasie transportu i w obrębie basenu.

Rozpoczęte przez nas prace nad składem mineralnym serii iłów poznańskich nie zostały ukończone. Jednak uzyskane już wyniki wskazują, że mogą mieć one nie tylko znaczenie czysto naukowe. Iły poznańskie są ważnym pod względem gospodarczym źródłem surowców dla przemysłu ceramicznego. Ustalenie w ich obrębie poziomów z przewagą grup minerałów kaolinitowo-illitowych czy montmorylonitowych pozwoli na ustalenie związanych z nimi parametrów technologicznych. Przykładem może być złożę w Gozdnicy. Górne iły popielatoszare odznaczają się małą wrażliwością na suszenie i dość wysoką ogniotrwałością (158—163 sP) i reprezentują gatunki KA, KB, KU-1 iłów kamionkowych. Ich skład mineralny to kaolinit-illit i nieco hydrobiotytu. Natomiast iły zielone z glaukonitem wykazują dużą wrażliwość na suszenie, niższą ogniotrwałość (141—158 sP) i zaliczają się do gatunku KU-II rzadziej KU-I iłów kamionkowych. Ich skład mineralny to głównie illit i nieco hydrobiotytu i kaolinitu.

PODZIĘKOWANIA

Za umożliwienie pobrania prób iłów poznańskich z wierceń autorzy dziękują Dyrekcji i Geologom Przedsiębiorstwa Zaopatrzenia Rolnictwa w Wodę we Wrocławiu oraz Przedsiębiorstwa Hydrogeologicznego we Wrocławiu.

Autorzy pragną również podziękować Prof. drowi S. Kowalińskiemu za umożliwienie wykonania w Katedrze Gleboznawstwa WSR we Wrocławiu oznaczeń rentgenograficznych minerałów ilastych i za konsultację naukową oraz Prof. drowi J. Obercowi za dyskusje i pomoc naukową w trakcie opracowywania niniejszej publikacji.

Katedra Geologii Fizycznej

Uniwersytetu Wrocławskiego

Katedra Gleboznawstwa

Wyższej Szkoły Rolniczej we Wrocławiu

WYKAZ LITERATURY
REFERENCES

- Brindley G.W. (1951), X-ray identification and crystal structures of clay minerals. London.
- Brown G. (1961), The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. London.
- Budkiewicz M. (1962), Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna kaolinu z Żarowa k. Świdnicy. *Spraw. Komis. PAN Kraków*, 7—12, pp. 440—441, Kraków.
- Budkiewicz M. (1964), Złoża kaolinu w Polsce. *Prz. geol.* nr 5, pp. 207—208, Warszawa.
- Dyjor S. (1966 a), Młodotrzeciorzędowa sieć rzeczna zachodniej części Dolnego Śląska. *Z geologii Ziemi Zachodnich*, pp. 287—318, Wrocław.
- Dyjor S. (1966 b), Wiek serii białych żwirów i glin kaolinowych w zachodniej części przedpola Sudetów. *Prz. geol.* nr 11, pp. 478—479, Warszawa.
- Dyjor S. (1967), Przewodnik XL Zjazdu PTG Zgorzelec Trzeciorzęd, Wycieczka E-2, pp. 152—159, Warszawa.
- Dyjor S. (1968), Poziomy morskie w serii ilów poznańskich. *Kwart. geol.* 12, z. 4, pp. 941—957, Warszawa.
- Fortunat W. (1960), Charakterystyczne cechy fizyczne trzeciorzędowych ilów Warszawy, Bydgoszczy i Tarnobrzegu. *Biul. Inst. Geol.* 1, Warszawa.
- Garrels R.M. (1960), Mineral equilibria. At low temperature and pressure. New York, Harpers and brothers.
- Gorbunov N.I. — Горбунов Н. И. (1963), Высокодисперсные минералы и методы их изучения. Изд. АН СССР, Москва.
- Görlich E. (1959), O powstawaniu minerałów ilastych. *Arch. Miner.* 12, z. 2, Warszawa.
- Grim R.E. (1953), Clay mineralogy. N. York — London — Toronto.
- Grim R.E., Johns W.D. (1954), Clay mineral investigation of sediments in the northern Gulf of Mexico, In Clay and Clay Minerals Natl. Acad. Sci-Natl. Res. Council pub. 327 — 81 — 103.
- Grzybowski J. (1959), Uwagi o dolnośląskich złożach kaolinu i ich przemysłowym wykorzystaniu. *Prz. geol.*, nr 12, pp. 533—536, Warszawa.
- Jackson N.L. (1959), Frequency distribution of clay minerals in major great groups as related to the factors of soil formation Clay and Clay Minerals. London.
- Kłubowa T.T. — Клубова Т. Т. (1965), Роль глинистых минералов в преобразовании органического вещества и формировании порового пространства коллекторов. Изд. „Наука”. Москва.
- Kowaliński S., Bogda A., Chodak T. (1967), Wstępne badania mikromorfologiczne produktów wietrzenia biotyту w niektórych glebach wytworzonych z granitu karkonoskiego. *Zesz. Nauk. WSR we Wrocławiu. Rolnictwo* 21, nr 66, pp. 19—30.
- Książkiewicz M., Samsonowicz J., Rühle E. (1965), Zarys geologii Polski. Warszawa.
- Kural S. (1960), Uwagi o występowaniu kaolinu w okolicy Rostoki. *Prz. geol.* nr 4, pp. 212—214, Warszawa.
- Kuźniar J. (1959), Wpływ składu mineralnego na rozmakanie i pęcznienie niektórych ilów trzeciorzędowych. *Kwart. geol.* 3, z. 2, pp. 457—490, Warszawa.
- Mililot C. (1953), Mineraux argileux et leurs relations avec la geologie. *Rev. Inst. Franc. Petrole Ann. des combust. liquides.* No spec. pp. 75—84.
- Oberc J. (1966), Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. *Pr. Inst. Geol.* 47, Warszawa.

- Pietrov W.P. — Петров В. П. (1948), Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. ИГН АН СССР, петрогр. серия (№ 29) вып. 95.
- Pietsch K. (1962), *Geologie von Sachsen*. Berlin.
- Przybora E. (1957), *Rentgenostrukturalne metody identyfikacji minerałów i skał*, Warszawa.
- Ratiejev M.A. — Ратеев М. А. (1964), Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. Изд. „Наука”, Москва.
- Stachurska A., Dyjor S., Sadowska A. (1967), Wiek profilu z Ruszowa w świetle analizy botanicznej. *Kwart. geol.* 11, z. 2, pp. 353—371, Warszawa.
- Stoch L. (1962), Mineralogia glin kaolinowych okolic Bolesławca (Dolny Śląsk). *PAN Komis. Nauk. Geol., Pr. geol.* 7, Warszawa.
- Stoch L. (1963), Z badań kaolinitowych glin ceramicznych. *PAN Komis. Nauk Geol., Pr. geol.* 17, Warszawa.
- Stoch L. (1964 a), Wpływ składu mineralogicznego na niektóre właściwości technologiczne glin kaolinitowych. *PAN Zesz. Ceramika* 2, Warszawa.
- Stoch L. (1964 b), Gliny ceramiczne i ogniotrwałe w świetle badań mineralogicznych. *Prz. geol.* nr 5, pp. 203—213, Warszawa.
- Strachov N.M. — Страхов Н. М. (1962), Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР т. I—III, Москва.
- Szafer W. (1954), Pliocenska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. *Pr. Inst. Geol.* 11, Warszawa.
- Szysło D. (1964), Minerality ilowe ilów poznańskich. *Prz. geol.*, nr 5, pp. 233—235, Warszawa.
- Tokarski Z., Kałwa M., Przybyłek A., Rapska H., Wolfke S. (1964), Surowce ceramiki budowlanej. *PAN Pr. Komis. Nauk Techn.* 1, *Ceramika*, Warszawa.
- Tyczyńska M. (1957), Klimat Polski w okresie trzeciorzędu i czwartorzędu. *Czas. geogr.* 28, pp. 228—229, Wrocław.
- Weaver Ch.E. (1958), Geologic Interpretation of argillaceous sediments (Part I. Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks). *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 42, nr 2, pp. 254—271, Houston, Texas.
- Weaver Ch.E. (1962), The clay petrology of sediments. *Clays and clay minerals, Proceedings of the Sixth National Conference on Clays and clay Minerals*, Pergamon Press.
- Zkhuz I.D. — Зхус И. Д. (1966), Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. Изд. „Наука”, Москва.
- Ziemińska M. (1964), O możliwości paralelizacji pokładów węgla brunatnego na podstawie wyników analizy sporowo-pyłkowej. *Kwart. geol.* 8, z. 2, pp. 319—325, Warszawa.

SUMMARY

In the western part of the Polish Lowland and also in the Sudetic foreland, the series of Poznań Clays rests upon the Miocene coal-bearing formation. The thickness of these clays reaches more than 100 m. in the area studied. They are of Pliocene age. Sedimentation of the clays began at the transition from Miocene to Pliocene (Mio-Pliocene) and lasted up to Brunsonian B (S. Dyjor, 1966 b).

Terrigenous material was supplied from the elevated Sudetes by Mio-Pliocene rivers. Broad deltas occurred within the basin (S. Dyjor, 1966 a).

The Sudetic mountains were elevated in the Miocene and at the time of formation of the Poznań Clays, had already been subjected to considerable denudation. As a result of gradation, a landscape with gently undulating, flat hills and wide valleys was formed. Also in the area between the hills, localized small lakes and swamps came into being. The even, swampy land surface, with a warm climate and high rainfall, favoured chemical weathering of kaolinite-illite type.

Within the Poznań Clays, three horizons were distinguished on the basis of petrographic character and genesis of the sediments. Taken in order from the base, these are:

1.) Horizon of grey clays. In the upper part of the horizon are interbedded with green clays. These sediments originated in a swamp environment, flooded periodically by the sea.

2.) Horizon of green clays with glauconite. In places, the thickness of this horizon reaches 100 m. The colour of the sediments is green or blue. In the central part of the basin or in places very distant from the deltas, occur beds of clays and loams with marly concretions. Beds of sandy and loams with a marine microfauna also occur locally.

3.) Horizon of red clays. This horizon has a variable and fairly small thickness. At the boundary between the second and third horizons, an interdigitation of green clays and red clays is seen. This indicates a gradual shallowing of the depositional basin.

The purpose of these investigations was to consider changes in mineral composition, while taking into account the provenance of material entering the basin, as well as possibilities of later changes during transportation and within the depositional basin. From the horizons described above, a total of 64 samples was taken for analysis. X-ray methods were used to identify the fraction smaller than 2 microns. X-ray analysis supplemented differential thermal analysis for 21 samples. Samples divided into the appropriate fractions were investigated by means of X-ray analysis after saturation in glycerin and maintenance of a temperature of 600°C. for 4 hours. This permitted the recognition and approximate quantitative determination of clay minerals occurring in the samples studied. The results are given in the correlation profiles included (Figs. 1—3). The minerals identified for the most part belong to the montmorillonite, kaolinite and illite groups. Considerable interdependence between the composition of clay minerals and particular horizons in the sediments studied has been demonstrated.

The horizon of grey clays contains minerals from the groups kaolinite, illite and montmorillonite or illite, kaolinite and montmorillonite, and at the margin of the basin, a certain amount of hydrobiotite. Kaolinite and illite predominate in the marginal part of the basin. Towards the central part of the basin, kaolinite disappears and the amount of montmorillonite and illite increases.

In the horizon of green, glauconitic clays, the dominant minerals are montmorillonite, illite and sometimes a fairly small admixture of kaolinite. The mineral composition and also the presence of glauconite in this horizon permit the supposition that the basin became deeper and the influence of a marine environment was exerted on the association of clay minerals.

The uppermost horizon of red clays is characterized by a diverse assemblage of clay minerals. Here occur minerals from the illite-kaolinite-

-montmorillonite group and in the marginal part of the basin from the kaolinite-illite-montmorillonite group, with a rather small admixture of hydrobiotite.

The observations on mineral composition of particular horizons discussed above indicate that the combination of clay minerals depends above all upon local physico-chemical conditions in the basin, on situation with respect to the shore or on the distance from mouths of rivers. The studies carried out showed the existence of changes in the composition of clay minerals, both in vertical profile of the sediments investigated and according to the distance from the southern edge of the basin. In the sediments of the lower horizon of grey clays, originating in a swamp environment which was also partly lacustrine, as well as in the upper horizon of red clays, deposited in a drying-out sea basin, we see similar assemblages of clay minerals. These are minerals of the groups illite-kaolinite-montmorillonite or kaolinite-illite-montmorillonite. Increased amounts of kaolinite occur in the marginal zone of the basin or near deltas, for example, in the bore-holes Borek Strzeliński, Ogrodnica and Gozdnicza. Towards the centre of the basin, kaolinite becomes progressively less frequent in occurrence and is replaced by montmorillonite, illite or hydrobiotite. The problem is presented in a similar manner for the middle horizon of green, glauconitic clays. Here kaolinite is absent or appears in relatively small amounts. This is confirmed by data from bore-holes at Tarpno, Marianów, Ogrodnica, Mirostowice Dolne and Lubsko.

The studies carried out permit the assumption that during transportation to the basin and also as a result of selection or alteration, different assemblages of clay minerals were formed from the primary, kaolinite-illite weathering product. The course of these alternations is difficult to explain. Changes in the structure of the crystal lattice of kaolinite, observed mostly within the horizon of green, glauconitic clays, indicate beyond doubt an influence of the basin of sedimentation in the process of formation of the clay minerals. The present results confirm observations made by Millot (1953), Z k h u s (1966), G r i m (1953) and others.

Department of Geology
University of Wrocław
Department of Soils Science
Agricultural College Wrocław

Translators
B. Marszał, F. Simpson