

Stanisław TRACZYK

Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna serii pstrych łupków fliszu karpackiego oraz niektóre problemy ich sedymentacji i diagenety

Badania dotyczą serii pstrych łupków górnokredowych (godulskich) i eoceńskich jednostki śląskiej i skolskiej z rejonu Sanoka. Przedstawiono skład mineralny łupków i przewarstwiających ich mułowców, piaskowców oraz skał krzemionkowych. W nawiązaniu do dotychczasowych poglądów na genezę pstrych łupków, wysunięto hipotezę odnośnie do warunków ich sedymentacji. Podniesiono zagadnienie zmian diagenetycznych minerałów ilastych wchodzących w skład łupków, wiążąc z tymi przemianami proces sylikacji w utworach fliszowych.

WSTĘP

W ramach geologiczno-surowcowej oceny ilastych łupków fliszowych z okolic Sanoka, jako surowców do produkcji ceramicznych materiałów budowlanych (S. Traczyk, praca w przygotowaniu do druku), wykonano szereg badań mineralogiczno-petrograficznych, których wyniki pozwalają na wyciągnięcie wniosków odnośnie do sedymentacji i diagenety tzw. pstrych łupków.

Litofacja pstrych łupków ilastych rozwinęła się w geosynklinie karpackiej po raz pierwszy w cenomanie — dolnym senonie, osiągając największe rozprzestrzenienie na pograniczu cenomanu i turonu (F. Bieda, S. Geroch, L. Koszarski i in., 1963). Osady te jako równowiekowe z piaskowcowymi warstwami godulskimi nazywane są pstrymi łupkami godulskimi, również i wtedy, kiedy zastępują inne ogniwa fliszu (np. warstwy istebniańskie dolne). Facja pstrych łupków ponownie pojawia się w polskich Karpatach fliszowych w paleocenie i trwa do eocenu środkowego włącznie, przy czym największy jej rozwój przypada na eocen dolny. Stąd też łupki te przyjęło się ogólnie nazywać pstrymi łupkami eoceńskimi (tzn. eocen podmenilitowy).

Wymienione litofacje pstrych łupków wystąpiły we wszystkich jed-

nostkach tektoniczno-facjalnych Karpat fliszowych. Jednakże największe rozprzestrzenienie seria ta osiągnęła w górnej kredzie — w śląskim regionie facjalnym, zaś w paleogenie — w regionie skolskim (*op. cit.*).

Problem genezy pstrych łupków jest szeroko dyskutowany w literaturze geologicznej, gdyż są to osady nietypowe dla klasycznego fliszu. Na temat ten wypowiedzieli się mniej lub bardziej szczegółowo: A. Gaweł (1928, 1950), M. Książkiewicz (1960), L. Koszarski (1966), L. Koszarski i K. Żytka (1965), W. Narębski (1958), W. Sikora (1967), A. Ślącza (1963).

Przedmiotem badań autora były pstre łupki godulskie jednostki śląskiej i eoceńskie jednostki skolskiej i śląskiej występujące w okolicach Sanoka w fałdzie Grabownicy (godulskie) i antyklinach: Dydni — Mrzygłodu i Zmiennicy — Turzego Pola — Sanoka (eoceńskie). Dla porównania wykonano również badania łupków godulskich jednostki śląskiej z okolic Frysztaka (ok. 50 km na NW od Sanoka — fałd Węglówki).

CHARAKTERYSTYKA MINERALOGICZNO-PETROGRAFICZNA

Seria łupków godulskich, to głównie łupki czerwone z odcieniem ceglastym, wiśniowym lub brązowym, często z drobnymi zielonymi plamkami lub smugami, a także wkładkami i nieregularnymi przerostami łupków zielonych, miejscami z odcieniem niebieskawym. Seria pstrych łupków eoceńskich składa się głównie z łupków zielonych i zielonoszarych, przewarstwionych łupkami czerwonymi z odcieniem wiśniowym i brązowym, o miąższości od kilku centymetrów do kilku metrów. Rzadziej spotyka się (w partiach stropowych) wkładki (do 2 m) łupków brązowobrunatnych, nieco wapnistych, odznaczających się dużą zawartością substancji organicznej i siarczków żelaza. W strefach przejściowych od jednej odmiany (zielona) do drugiej (czerwona) łupki są pstre: zielone z czerwonymi plamkami lub odwrotnie. Łupki zabarwione na kolor czerwony z reguły posiadają drobne zielone plamki lub smugi, często wydłużone równoległe do powierzchni oddzielności. Wśród zbadanych serii łupków eoceńskich zdecydowanie przeważają łupki zabarwione na kolor zielony (60—70%).

Struktura pstrych łupków godulskich i eoceńskich jest pelitowo-aleurytowa. Badania granulometryczne wykazały, że w ich składzie ziarnowym dominują dwie frakcje: poniżej 2 μm (ok. 30%) i 10—60 μm (ok. 60—70%). Niemniej jednak zawartość minerałów ilastych jest w wymienionych łupkach znacznie wyższa (60—70%) niż by to wynikało z zawartości frakcji $< 2 \mu\text{m}$ (S. Traczyk, praca w przygotowaniu do druku). Dzieje się tak dlatego, ponieważ część tych minerałów tworzy nierozmakalne w wodzie agregaty (w większości $> 2 \mu\text{m}$) w kształcie zaokrąglonych płytek, silnie scementowanych krzemionką, wodorotlenkami żelaza i węglanem wapnia (łupki wapniste). Frakcja psamitowa występuje w ilości 1%. Koncentrują się w niej: kwarc, muskowit, drobne kongrecje wodorotlenków i siarczków żelaza, tlenków manganu, minerały ciężkie, okruchy mułowców, częściowo agregaty minerałów ilastych oraz otwornice i zęby ryb.

Ogólnie można stwierdzić, że skład ziarnowy pstrych łupków jest dość stały zarówno w profilu pionowym, jak i poziomym. Jedynie łupki są-

siadujące z ławiczkami mułowców i piaskowców odznaczają się podwyższoną zawartością frakcji aleurytowej i psamitowej. Nie obserwuje się różnic w składzie ziarnowym łupków o zabarwieniu zielonym i czerwonym.

Tekstura pstrych łupków jest najczęściej bezładna, rzadziej kierunkowa, zaznaczona równoległym ułożeniem blaszek miki. Oddzielność ich jest drobnopłytkowa (płytki 1—2 mm grubości), rzadziej blaszkowa. Na powierzchniach spękań i oddzielności częste są naloty tlenków manganu oraz żółtordzawe plamy i nacieki wodorotlenków żelaza (łupki zielone).

Pstre łupki godulskie i eoceńskie wykazują zbliżony i dość stały skład mineralny. Głównymi ich składnikami są minerały ilaste (50—70%) i kwarc (20—30%). W podrzędnych ilościach występują: muskowitz, glaukonit, skalenie, kalcyt, wodorotlenki i siarczki żelaza, tlenki manganu, okruchy mułowców i substancja organiczna. Spotyka się ponadto: biotyt, fosforany, cyrkon, granaty, rutil i turmalin. Miejscami pstre łupki godulskie i eoceńskie są mniej lub bardziej wapniste (głównie okolice Monasterca) i wtedy minerałem skałotwórczym jest również kalcyt.

Minerały ilaste w omawianych łupkach reprezentowane są głównie przez beidelit i illit z fazą mieszano-pakietową typu illit-beidelit (*op. cit.*). W nieznacznych ilościach występuje także kaolinit. Beidelit zawiera głównie wapń i magnez jako kationy wymienne. Jedynie w beidelicie z łupków godulskich z Monasterca i Międzybrodzia wymiennymi są głównie kationy sodu. Wśród łupków godulskich na ogół przeważa illit (np. Międzybrodzie, Załuż, Frysztak). Jakkolwiek spotyka się również odmiany z większą zawartością beidelitu niż illitu (np. Stara Wieś, Monasterzec). Natomiast w pstrych łupkach eoceńskich zawsze beidelit przeważa ilościowo nad illitem. Zawartość kaolinitu w pstrych łupkach godulskich i eoceńskich jest dość stała i niewielka — rzędu kilku procent.

Ziarna kwarcu, którego ilość wynosi 20—30%, są ostrokrawędziaste i z reguły nie wykazują śladów obróbki mechanicznej. Ich średnica wynosi najczęściej 0,02—0,04 mm, a pojedyncze ziarna osiagać mogą 0,2—0,5 mm. Kwarc wykazuje często charakterystyczne kształty: trójkąciki z wklęsłymi bokami i ostrymi wierzchołkami, wydłużone spiczaste pręciki oraz listewki o wklęsłych bokach. Są to kształty typowe dla kwarcu pochodzenia pirogenicznego. W pstrych łupkach eoceńskich stwierdzono także skupienia (ok. 0,1 mm) i cienkie (ok. 0,1 mm grubości) żyłki mikrokrystalicznej krzemionki, najczęściej równoległe do oddzielności, oraz sferolitowe agregaty krzemionki włóknistej.

Muskowit występuje w postaci blaszek o przeciętnej wielkości 0,02—0,03 mm (maksymalnie ok. 0,5 mm) bezładnie rozproszonych w materiale ilastym.

Glaukonit tworzy zaokrąglone, owalne ziarna o średnicy ok. 0,03 mm (maksymalnie 0,6 mm) zabarwione na kolor zielony lub zielonożółty. Ogólnie biorąc, jest go więcej w pstrych łupkach eoceńskich niż godulskich.

Skalenie występują w postaci pojedynczych, ostrokrawędzistych, drobnych ziarn, szczególnie licznych w łupkach o większej zawartości materiału okrucowego.

Kalcyt spotyka się najczęściej w postaci drobnych, ksenomorficznych, rzadziej automorficznych ziarn lub skupień wielkości do kilku mi-

limetrów (Monasterzec). Wyjątkową formą jego występowania są drobne (kilka milimetrów) konkrecje zbudowane z promieniście ułożonych kryształów (Międzybrodzie). W największych ilościach kalcyt obecny jest w łupkach z Monasterca i częściowo Bykowców (godulskie), a ponadto wypełnia szczeliny o grubości ok. 3 mm (Monasterzec) i ok. 10 mm (Bykowce). W pozostałych seriach kalcyt występuje rzadko. W niewielkich ilościach stwierdzono go w łupkach godulskich z Trepczy (ok. 8%) i łupkach eoceńskich zabarwionych na kolor brunatnobrązowy.

Wodorotlenki żelaza w postaci gruzełkowatych skupień, o zmiennej wielkości, rozproszone są wśród materiału ilastego, głównie w łupkach zabarwionych na kolor czerwony.

Siarczki żelaza (piryt, markasyt) stwierdzono wyłącznie w łupkach zielonych lub w zielonych plamach łupków czerwonych. Najczęściej występują one w postaci rozproszonych, automorficznych ziarn (0,003—1 mm) oraz konkrecji, zazwyczaj o budowie sferolitowej. Konkrecje te buduje najczęściej markasyt, niekiedy z przerostami pirytu. Spotyka się także gniazdowe skupienia siarczków żelaza o średnicy 1—2 cm. W większości zbudowane są one z drobnych (0,1—1 mm) kryształków pirytu scementowanych substancją ilastą. Niekiedy tylko obok pirytu obserwuje się pojedyncze ziarna markasytu. Stwierdzono także inkrustacje siarczków żelaza na skorupkach otwornic niekiedy całkowicie spirytyzowanych. Pojedyncze kryształki pirytu obserwowano także w szczelinkach na kalcycie.

Tlenki manganu występują głównie w formie nalotów i nacieków na powierzchniach spękań łupków, a częściowo w postaci drobnego pyłu rozproszonego w masie ilastej.

Biotyt spotyka się w pstrych łupkach sporadycznie w postaci dość regularnych blaszek o wielkości ok. 0,04 mm. Wykazuje on dość wyraźny pleochroizm o barwie brązowej lub jasnobrunatnej. Miejscami obserwowane można chloryt w blaszkach po biotycie.

Fosforany — żółte, izotropowe lub słabo dwójkomne, o dość wysokim współczynniku załamania światła, występują w łupkach bardzo rzadko. Wielkość ich ziarn dochodzi do ok. 0,05 mm. Wśród minerałów ciężkich dominują: cyrkon, rutil, granaty, rzadziej spotyka się turmalin.

Reasumując, skład mineralny pstrych łupków godulskich i eoceńskich jest stosunkowo stały i dość zbliżony. Nie obserwuje się jego zmian zarówno w profilu pionowym, jak i poziomym. Wyjątek stanowią tu jedynie łupki z Monasterca odznaczające się dużą zawartością kalcytu. Pstre łupki godulskie charakteryzują się większą na ogół zawartością illitu, w eoceńskich przeważa zaś beidelit. W łupkach zabarwionych na kolor zielony, tak z serii godulskiej, jak i eoceńskiej, występują siarczki żelaza, których nie spotyka się w łupkach czerwonych, gdzie z kolei obecne są w znacznych ilościach wodorotlenki żelaza. Jest to jedyna, jaką zaobserwowano, różnica w składzie mineralnym tych odmian.

*

W seriach łupków godulskich nie stwierdzono przewarstwień innych skał, natomiast wśród łupków eoceńskich występują: mułowce, rzadziej drobnodziarniste piaskowce, skały krzemionkowe, węglanowe utwory kon-

krecyjne (tzw. syderyty karpackie) i tlenkowe konkretje manganowo-żelaziste.

Mułowce i piaskowce o zabarwieniu szarym, zielonoszarym, zbite i twarde spotyka się głównie w łupkach zabarwionych na kolor zielony. Ich udział w pstrych łupkach eoceńskich wynosi 1—6%. Grubość ławic waha się od 1 do 12 cm, najczęściej wynosi 3 cm. Na dolnych powierzchniach ławic, powleczonej zwykle cieniutką warstwą substancji ilastej o zabarwieniu ciemnozielonym lub granatowym, występują drobne hieroglify. Skały te są silnie kostkowo spękane. Powierzchnie spękań pokryte są bardzo często nalotami tlenków manganu, rzadziej rdzawymi plamami wodorotlenków żelaza. Na płaszczyznach poślizgu często występuje kalcyt, który wypełnia niekiedy również szczeliny o grubości do ok. 1 cm.

Omawiane skały wykazują w płytkach cienkich zwykle strukturę aleurytową lub aleurytowo-psamitową, rzadziej aleurytowo-pelitową lub psamitową. Tekstura ich jest najczęściej bezładna. Niekiedy są one warstwowane. Warstewki ciemniejsze (ciemnoszare do czarnych) odznaczają się większą zawartością substancji organicznej i siarczków żelaza oraz strukturą pelitową lub pelitowo-aleurytową (jaśniejsze warstewki posiadają strukturę aleurytową lub aleurytowo-psamitową). Spotkać można również mułowce szare o spoiwie ilasto-krzemionkowym z warstewkami jasnoszarymi, w których materiał okruczowy spojony jest węglanem wapnia, powodującym ich jaśniejsze zabarwienie. Niejednokrotnie obserwowano ponadto w mułowcach szarych pojedyncze okruczki ostrokrawędziste (o pokroju prostokątnym), rzadziej nieco zaokrąglone (o wielkości do kilku milimetrów) mułowców ciemnoszarych lub jasnoszarych.

Materiał okruczowy mułowców stanowi głównie kwarc. Ponadto stwierdzono w nich: muskowit, glaukonit, skalenie, kalcyt, biotyt, fosforany, siarczki i wodorotlenki żelaza, tlenki manganu, minerały ciężkie, okruczki skał krystalicznych i detryt zwęglonych roślin.

Kwarc występuje w mułowcach w postaci ostrokrawędzistych ziarn o przeciętnej średnicy ok. 0,05 mm. Pojedyncze ziarna mogą osiągać maksymalnie 0,4 mm. W płytkach cienkich obserwowano często, podobnie jak w przypadku łupków, ziarna o zarysach trójkątnych, silnie wydłużone (listewki, pręciki) z zatokami korozyjnymi.

Muskowit występuje w blaszkach o wielkości najczęściej 0,02—0,04 mm, maksymalnie — 0,25 mm.

Glaukonit obecny jest w postaci owalnych ziarn o zabarwieniu zielonym lub bladezielonym, niekiedy z rdzawymi obwódkami związków żelaza. Stwierdzono, że im grubszy jest materiał okruczowy mułowców, tym większe są ziarna glaukonitu.

Skalenie występujące w mułowcach wykazują na ogół dobry stan zachowania. Stwierdzono ortoklaz, mikroklin i plagioklasy. W kilku przypadkach dokonano oznaczenia plagioklazów, z których wynika, że zawierają one 11—14% anortytu.

Kalcyt spotyka się w mułowcach najczęściej w postaci żyłek o grubości do ok. 1 mm, rzadziej w formie ksenomorficznej ziarn o średnicy ok. 0,03 mm lub skupień o wielkości do 0,2 mm.

Biotyt, w przeciwieństwie do muskowitu, występuje w postaci bardziej regularnych i większych (ok. 0,1 mm) blaszek. W przekrojach po-

przeznaczonych wykazują one kształty wydłużone, postrzępione nieco na brzegach. W niektórych próbkach mułowców stwierdzono dość znaczne nagromadzenie blaszek biotyту, jakkolwiek najczęściej występuje on sporadycznie.

Fosforany występują sporadycznie w ziarnach o średnicy 0,03—0,05 mm. Są one na ogół izotropowe, żółte, o wysokim współczynniku załamania światła.

Siarczki żelaza są dość częste i występują w postaci rozproszonych ziarn, skupień lub nielicznych konkrecji o wielkości ok. 0,1 mm. Niekiedy obserwować można większe nagromadzenie siarczków w czarnych, obfitujących w substancję organiczną równoległych do uławicenia smugach (do 0,5 cm grubości).

Minerały ciężkie stwierdzone w mułowcach i piaskowcach to: cyrkon, rutyl, granaty, turmalin, tytanit i apatyt.

Okruchy skał krystalicznych zawierające niekiedy pertyty skaleniowe osiągają średnicę do 0,8 mm (najczęściej ok. 0,1 mm).

Spoivo mułowców jest najczęściej krzemionkowo-ilaste, rzadziej ilasto-wapniste, bardzo rzadko zaś wapniste, przeważnie o charakterze ła skalnego. Krzemionka spoiwa jest niekiedy w znacznym stopniu zrekrystalizowana. W odmianach wapnistych mułowców zawartość CaCO_3 może dochodzić do 18%.

Skały krzemionkowe barwy zielonoszarej występują w seriach łupków zielonych sporadycznie w postaci ławiczek o grubości ok. 2 cm (Górki). Zbudowane są one z mikro- lub kryptokrystalicznej krzemionki z niewielką domieszką materiału terygenicznego (kwarc, muskowitz). W skałach tych w dość znacznych ilościach spotyka się radiolarie.

Węglanowe utwory konkrecyjne (tzw. syderyty karpackie) spotyka się stosunkowo często, głównie w łupkach zielonych. Tworzą niewielkie soczewki lub cienkie (2—7 cm, śr. 3 cm) warstewki, wyklinowujące się na odległości kilku metrów. Są twarde i zlewne, zabarwione na kolor brązowy lub żółto-szaro-zielony. Z badań mikroskopowych i termicznych wynika, że konkrecje te zbudowane są głównie z syderytu. Ponadto zawierają w zmiennych ilościach materiał okrucowy (kwarc, muskowitz) i ilasty, jak również pojedyncze ziarna glaukonitu, siarczki żelaza i węglany wapnia i magnezu. Według W. Narębskiego (1958) opisywane utwory konkrecyjne reprezentują różne człony szeregu izomorficznego FeCO_3 — MgCO_3 lub FeCO_3 — MnCO_3 .

Konkrecje tlenkowe manganowo-żelaziste o barwie czarnobrunatnej z rdzawożółtymi plamami, o wielkości do kilkunastu centymetrów, ze zmienną zawartością materiału terygenicznego zbudowane są według W. Narębskiego (1958) z wernadytu i hydrogetytu. Spotyka się je w obrębie wychodni łupków zielonych.

SEDYMENTACJA I DIAGENEZA

Jak zaznaczono we wstępie, zagadnienie genezy pstrych łupków fli-szu karpackiego budzi nadal wiele wątpliwości. Badania tych osadów po raz pierwszy podjął A. Gaweł (1928), który na podstawie licznych analiz

chemicznych doszedł do wniosku, że substancję ilastą pstrych łupków eoceńskich stanowi w głównej mierze minerał zbliżony do glaukonitu. Jemu też przypisuje zielone zabarwienie łupków. Barwa czerwona wywołana jest, zdaniem A. Gawła, przez wysokodispersyjnie rozproszony hydrohematyt. Przyczyną zmiennej barwy ilastych łupków eoceńskich były okresowe wahania temperatury przydennej wody morskiej. Warstwy czerwone powstawały pod działaniem zasobniejszych w tlen wód chłodniejszych, zielone zaś — cieplejszych. Ostateczna barwa osadu ustaliła się, zdaniem tego autora, częściowo podczas diagenety, częściowo już w trakcie wietrzenia.

W. Narębski (1958) podaje, że w składzie mineralnym pstrych łupków eoceńskich z Birczy (jednostka śląska) występuje beidelit powstały z wietrzenia (halmyrolizy) górnokredowych osadów piroklastycznych redeponowanych w zbiornik eoceński. O allochtonicznym pochodzeniu beidelitu świadczy, zdaniem tego autora, brak oznak struktury kolomorficzej. Wody zbiornika eoceńskiego odznaczały się pH 7,5—8. Powstanie konkrecyjnych i ławicowych utworów węglanowych wiąże W. Narębski z wczesnym stadium diagenety pstrych łupków, zaś tlenkowych konkrekcji żelazisto-manganowych z wietrzeniem węglanów zasobnych w mangan.

A. Ślącza (1963) wyraził pogląd, że zielone i czerwone łupki eoceńskie z Lisznej (strefa dukielska) są osadem autochtonicznym, natomiast występujące w nich piaskowce i mułowce redeponowane były rozrzedzonymi prądami zawiesinowymi. Szybkość sedymentacji tych osadów była rzędu 3—4 mm na 1000 lat.

L. Koszarski i K. Żytko (1965) wyrazili pogląd, że głębokość morza, w którym osadzały się pstre łupki eoceńskie wahała się od 3,5 do 6 tys. m. Ich sedymentacja przebiegała bardzo wolno, z szybkością rzędu 3—4 cm na 1000 lat, uwzględniając piaskowcowe przewarstwienia, i ok. 3—5 mm bez nich.

W. Sikora (1967) zwraca uwagę na bentonitowy charakter pstrych łupków eoceńskich z Polan k. Grybowa (jednostka magurska). Opierając się na niepublikowanych wynikach badań T. Wiesera, uważa on, że montmorillonit występujący w łupkach powstał z rozkładu materiału pochodzenia wulkanicznego. Pstre łupki z Polan powstały, zdaniem W. Sikory, w rezultacie przemieszczania z obszarów geantyklinalnych dna morskiego przez prądy zawiesinowe zielonych i czerwonych ilów i mułów wraz z popiołami wulkanicznymi. Podczas tego transportu „dochodziło do mieszania się popiołów i pyłów wulkanicznych z iłem i mułem, co w konsekwencji uwarunkowało powstanie iłółupków bentonitowych”.

Stosunkowo najobszerniej na temat sedymentacji pstrych łupków eoceńskich wypowiadał się L. Koszarski (1966). Autor ten uważa, że mechanizm osadzania się łupków zielonych i czerwonych był odmienny. Powstanie większości łupków zielonych wiąże on ze słabszym utlenieniem osadu z powodu zwiększonej zawartości substancji organicznej i szybszej sedymentacji prądami zawiesinowymi (osad redeponowany). Tworzenie się łupków czerwonych, jako osadu pelagicznego, odbywało się natomiast niezwykle wolno, co doprowadziło do jego dobrego utlenienia. Zdaniem L. Koszarskiego za przedstawionym mechanizmem sedy-

mentacji przemawia obecność w seriach pstrych łupków eoceńskich rytmów z frakcjonalnym przejściem od ławiczek piaskowców lub mułowców poprzez łupki zielone do czerwonych. Mechanizm tworzenia się pstrych łupków godulskich był według tego autora podobny.

W świetle uzyskanych przez autora rezultatów badań pstrych łupków górnokredowych i eoceńskich z rejonu Sanoka koncepcja L. Koszarskiego nie znajduje w pełni potwierdzenia. W pierwszym rzędzie budzi zastrzeżenie przyjęty mechanizm sedymentacji odmienny dla łupków czerwonych i zielonych. Wydaje się bowiem, że fakt ten musiałby znaleźć odbicie w ich składzie ziarnowym i mineralnym. Należałoby się w związku z tym m. in. spodziewać, że łupki czerwone powinny być bardziej drobnoziarniste niż zielone. Jednakże w odniesieniu do łupków z rejonu Sanoka tego nie stwierdzono. W związku z występowaniem w składzie mineralnym pstrych łupków beidelitu, minerału stosunkowo mało odpornego na działanie wody morskiej (agradacja w illit), przyjmując znacznie wolniejsze (długotrwałe zawieszenie materiału w wodzie morskiej) tempo sedymentacji łupków czerwonych, należałoby się spodziewać, że ilość tego minerału będzie w tych łupkach względnie mniejsza niż w łupkach zielonych. Zależności takich jednakże nie stwierdzono. Różnice w składzie mineralnym łupków sprowadzają się zaś do tego, że czerwone zawierają wodorotlenki żelaza, natomiast zielone — siarczki: piryt, markasyt. Rytmiczność sedymentacji, która zdaniem L. Koszarskiego (1966) miałaby potwierdzać przyjęty mechanizm sedymentacji, nie zawsze występuje w przypadku pstrych łupków eoceńskich, natomiast z reguły brak jej w seriach łupków godulskich.

W świetle przytoczonych faktów bardziej przekonujący wydaje się pogląd A. Ślączi (1963) dotyczący mechanizmu osadzania się pstrych łupków. Przyjmuje on bowiem, że zarówno łupki zielone jak i czerwone są osadem autochtonicznym, a redepozycja piaskowców i mułowców zachodziła przy udziale okresowo działających, rozrzedzonych prądów zawiesinowych.

Zwraca uwagę powszechne występowanie w pstrych łupkach górnokredowych i eoceńskich okolic Sanoka materiału pochodzenia wulkanicznego — pirogenicznego kwarcu i biotyту. T. Wieser i K. Żytko (1959) uważają, że działalność wulkaniczna w geosynklinie karpackiej lub w jej sąsiedztwie odbywała się ciągle z mniejszym lub większym nasileniem, głównie w górnej kredzie i w paleogenie. Potwierdzają to wyniki badań autora wykazujące, że występujący w pstrych łupkach górnokredowych i eoceńskich beidelit w dużej mierze mógł powstać z harmyrolizy materiału wulkanicznego, dostającego się do zbiornika sedymentacyjnego z chmur erupcyjnych.

W świetle badań M. J. Ratiejewa (1970) sedymentacji pstrych łupków, warunki panujące w zbiorniku, a w szczególności pH, określane przez W. Narebskiego (1958) na 7,5—8, sprzyjały tworzeniu się właśnie beidelitu, a nie np. montmorillonitu. Wydaje się jednak, że przypisywanie temu minerałowi wyłącznie wulkanicznego pochodzenia, jak to czyni W. Sikora (1967), jest mało uzasadnione, zarówno w świetle wyników specjalnych badań rentgenostrukuralnych, jak i danych z zakresu paleogeografii geosynkliny karpackiej z okresu sedymentacji serii pstrej. Z analizy rentgenogramów próbek poddanych obróbce chemicznej wg

testu Ch. E. Weavera (1958) wynika, że część pakietów beidelitowych, normalnie pęczniejących po prażeniu i glikolowaniu, ulega trwałej kolapsacji po nasyceniu preparatu KOH, co zdaniem wymienionego autora przemawia za ich pochodzeniem z degradacji lyszczyków. W czasie tworzenia się serii pstrych w geosynklinie karpackiej istniały warunki sprzyjające powstawaniu minerałów z grupy montmorillonitu w strefach wietrzeniowych obszarów alimentacyjnych. W górnej kredzie i paleogenie na terenie Karpat panował klimat wilgotny — ciepły do gorącego (N. M. Strachow, 1960). Na maksima klimatyczne odnoszone do cenomanu — dolnego senonu oraz dolnego eocenu przypada największe rozprzestrzenienie litofacji pstrych łupków ilastych w geosynklinie karpackiej. N. M. Strachow uważa, że dla skał ilastych powstałych w geosynklinach, w warunkach klimatu wilgotnego, charakterystycznym składnikiem jest illit, któremu towarzyszy montmorillonit i beidelit. Podobny pogląd reprezentuje G. Millot (1964).

Biorąc pod uwagę powyższe fakty i uzyskane rezultaty badań mineralogicznych można przyjąć, że w okresie tworzenia się pstrych łupków do zbiornika sedymentacyjnego dostarczany był z obszarów źródłowych materiał ilasty złożony z illitu oraz beidelitu z nieznaczną domieszką kaolinitu. W okresie sedymentacji nastąpiło wzbogacenie osadu w beidelit na drodze harmyrolizy materiału piroklastycznego.

Z zagadnieniem genezy pstrych serii ilastych wiąże się problem zmienności ich zabarwienia. Jak wykazano wyżej, tłumaczenie tej zmienności odmiennym mechanizmem sedymentacji poszczególnych ogniw litologicznych wymienionej serii wydaje się mało uzasadnione. Należy się raczej zgodzić z koncepcją A. Gawła (1928), że jest ona wynikiem okresowych zmian warunków fizykochemicznych środowiska sedymentacji. Wiadomo jest, że w zakresie pH 5—8 żelazo jest bardzo czułe na zmiany potencjału oksydacyjno-redukcyjnego. Stężenie jonów wodorowych w wodzie zbiornika eoceńskiego W. Narębski określa na 7,5—8. Rezultaty badań łupków godulskich z rejonu Sanoka wskazują, że wartości te można odnieść również do zbiornika górnokredowego. Wynika stąd, że o stopniu utlenienia żelaza w osadzie, a zatem i o jego barwie mogły decydować już stosunkowo niewielkie zmiany zawartości tlenu w przydennych wodach basenu sedymentacyjnego.

W czerwonych łupkach eoceńskich z okolic Sanoka stwierdzano niekiedy owalne lub prostokątne okruchy łupków zielonych o rozmiarach ok. 1 cm. Ponadto w łupkach pstrych (czerwono-zielonych) obserwowano również nieregularne przemieszanie materiału zabarwionego na kolor zielony i czerwony. Badania mikroskopowe wykazały, że strefy o odmiennym zabarwieniu rozdzielone są ostro zarysowanymi granicami i różnią się niekiedy zawartością materiału okruczowego. Fakty te wskazywałyby — z jednej strony — na obecność prądów w zbiorniku sedymentacyjnym, z drugiej zaś — dowodziłyby, że łupki czerwone powstały wprost z ilu o tym zabarwieniu. Świadczą one również o zróżnicowanej morfologii dna zbiornika, w którym w tym samym czasie osadzały się ilu czerwone i zielone.

Z danych paleogeograficznych wynika, że w okresie osadzania się pstrych łupków godulskich nastąpiło chwilowe osłabienie ruchów tektonicznych w obrębie geosynkliny karpackiej (M. Książkiewicz, 1960). Na-

silenie ich ma natomiast miejsce w paleogenie. Znajduje to niejako odbicie w wykształceniu litologicznym ilastych serii górnokredowych i eoceńskich. Łupki godulskie są w większości czerwone, zaś eoceńskie charakteryzują się znaczną zmiennością zabarwienia i zawierają wkładki mułowców i piaskowców. Bardziej jednolite zabarwienie łupków godulskich należałoby zatem tłumaczyć większą stałością reżimu hydrodynamicznego basenu sedymentacyjnego i mniejszym różnicowaniem morfologii jego dna. Warunki takie mogły się ukształtować wskutek osłabienia ruchów tektonicznych przypadających na okres tworzenia się tych skał. Nasilenie się ruchów tektonicznych w paleogenie doprowadziło do różnicowania basenu sedymentacyjnego i sprzyjało działalności prądów. Stąd też większe różnicowanie w wykształceniu litologicznym łupków eoceńskich. Na ostateczne ukształtowanie się zabarwienia w omawianych osadach ilastych wywarła również wpływ obecna w nich substancja organiczna oraz czynniki hipergeniczne.

Na zakończenie powyższych rozważań wypada zwrócić uwagę na możliwość diagenetycznych zmian minerałów ilastych wchodzących w skład pstrych łupków górnokredowych i eoceńskich. Spośród stwierdzonych w tych skałach minerałów ilastych najmniej trwałym w warunkach diagenetyki jest beidelit, który poprzez fazę mieszano-pakietową może przechodzić w illit (G. Dunoyer de Segongac, 1970; G. Millot, 1964). Możliwość takiej przemiany w przypadku pstrych łupków sugerowałaby obecność obok beidelitu i illitu fazy mieszanej złożonej z pakietów obu tych minerałów. Jednakże brak jest danych na ustalenie, w jakim stopniu faza ta jest rezultatem przemian diagenetycznych beidelitu, a w jakim została dostarczona z ładu. Przemiana illitu poprzez fazę mieszano-pakietową w beidelit podczas sedymentacji jest raczej mało prawdopodobna. Większość badaczy uważa bowiem, że w środowisku morskim illit należy do najbardziej trwałych minerałów ilastych (G. Millot, 1964).

Przemianie montmorillonitu w illit sprzyja wzrost ciśnienia i temperatury (G. Dunoyer de Segongac, 1970; M. C. Powers, 1959). Stąd też w skałach ilastych wraz ze wzrostem głębokości zalegania często stwierdza się wzrost udziału fazy illitowej w strukturach mieszanych typu illit—montmorillonit (J. C. von Moort, 1975; M. A. Ratiejew, B. P. Gradusow, 1970). Pstre łupki ilaste zalegające pod miąższem (kilka tysięcy metrów) nadkładem młodszych formacji fliszowych, uczestniczące w ruchach tektonicznych fałdujących geosynklinę, poddane były niewątpliwie działaniu podwyższonego ciśnienia i temperatury. Znajdowały się zatem w warunkach sprzyjających diagenetycznej przemianie beidelitu. Pstre łupki górnokredowe charakteryzują się, ogólnie biorąc, przewagą illitu nad beidelitem, a łupki eoceńskie beidelitu nad illitem. W świetle poczynionych uwag należałoby to tłumaczyć stopniem przemian diagenetycznych wymienionych osadów. Nie można jednakże na obecnym etapie badań wykluczyć, że różnice te ukształtowały się już na etapie sedymentacji. Biorąc jednakże pod uwagę bardzo zbliżone pod każdym względem warunki tworzenia się wymienionych serii ilastych, należałoby — zdaniem autora — większą rolę w tym względzie przypisać diagenecie.

Z powodu odmiennego składu chemicznego minerałów grupy montmorillonitu i illitu w trakcie omawianych zmian diagenetycznych zachodzi między innymi uwalnianie krzemu. Według K. Towego (1962) z 100 g

czystego bentonitu podczas jego diagenetycznej przemiany w illit uwalnia się 3 g krzemu, który wydziela się w postaci krzemionki. Zdaniem tego autora przemianę tę należy traktować jako dość istotne źródło krzemionki do cementacji i sylikacji osadów zawierających minerały z grupy montmorillonitu. Obfity udział krzemionki w spoiwie mułowców i piaskowców przewarstwiających pstre łupki eoceńskie i wynikający stąd ich „kwarcytowy” charakter nasuwa przypuszczenie o związku tego faktu z omawianymi przemianami diagenetycznymi.

A. Gaweł (1950) opisując zjawiska sylikacji z różnych ogniw fliszu karpackiego uważa, że piaskowce (nazywa je wprost kwarcytami) objęte zostały tym procesem w okresie wczesnej diagenety. Zwraca przy tym uwagę na fakt, że zsylikowanym piaskowcom towarzyszą zawsze łupki.

Powstanie drobnych żyłek mikrokrystalicznej krzemionki stwierdzonych w łupkach eoceńskich z okolicy Sanoka należałoby również wiązać z ich zmianami postsedymentacyjnymi. Również pochodzenia diagenetycznego krzemionka, obok wodorotlenków żelaza i częściowo węglanu wapnia, spaja minerały ilaste w agregaty nierozmakałne w wodzie. Pochodzenie krzemionki w omawianych osadach można wiązać ponadto z rozkładem materiału wulkanicznego, o obecności którego wspomniano wyżej, oraz z rozkładem szkieletów radiolarii, budujących skały krzemionkowe przewarstwiające łupki eoceńskie.

WNIOSKI

W świetle uzyskanych rezultatów badań można przyjąć (zgodnie z poglądem A. Ślęczki, 1963), że pstre łupki górnokredowe i eoceńskie są osadami autochtonicznymi, zaś mułowce i piaskowce występujące w eoceńskiej serii tych łupków redeponowane były rozrzedzonymi prądami zawieszinowymi. Zabarwienie tych skał jest wynikiem nakładania się procesów zachodzących w okresie sedymentacji i diagenety, jak również jest rezultatem oddziaływania czynników hipergenicnych. Jednakże do zasadniczego różnicowania zabarwienia doszło już w okresie sedymentacji w warunkach częstych zmian reżimu hydrodynamicznego i morfologii dna zbiornika sedymentacyjnego, determinujących wielkości Eh i pH.

Materiał ilasty pstrych łupków jest pochodzenia zarówno allochtonicznego, jak i autochtonicznego. Z obszarów alimentacyjnych dostarczany był do zbiornika sedymentacyjnego illit i beidelit (powstały z illitu na drodze jego degradacji w strefie wietrzenia) wraz z niewielką domieszką kaolinitu. W okresie sedymentacji osad został wzbogacony w beidelit, powstały z halmyrolizy materiału wulkanicznego, prawdopodobnie w głównej mierze pochodzenia subaerycznego. W czasie diagenety doszło do agradacji beidelitu w illit (poprzez fazę mieszano-pakietową) połączonej z wydzieleniem się wolnej krzemionki, wchodzącej m. in. w skład spoiwa mułowców i piaskowców oraz tworzącej mikrokrystaliczne agregaty i żyłki w łupkach.

PIŚMIENICTWO

- BIEDA F., GEROCH S., KOSZARSKI L., KSIAŻKIEWICZ M., ŻYTKO K. (1963) — Stratigraphie des Karpates externes polonaises. *Biul. Inst. Geol.* **181**, p. 5—174. Warszawa.
- DUNOYER DE SEGONGAC G. (1970) — The transformation of clay minerals during diagenesis and low — grade metamorphism. *Sedimentology*, **15**, p. 281—346, nr 3/4. Elsevier.
- GAWEŁ A. (1928) — Über die chemisch-mineralische Zusammensetzung roter und grüner Eozäner Schiefertone der Ostkarpaten. *Biull. intern. Acad. Pol. [A]*, **20**, p. 523—540. Kraków.
- GAWEŁ A. (1950) — O procesach sylikacji w karpaccich utworach fliszowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **20**, p. 169—191, z. 1/2. Kraków.
- KOSZARSKI L. (1966) — Spostrzeżenia nad sedymentacją pstrych łupków paleogenu w Karpatach fliszowych. *Spraw. z Pos. Komis. PAN Oddz. w Krakowie*, cz. I, p. 202—205. Kraków.
- KOSZARSKI L., ŻYTKO K. (1965) — Warunki głębokościowe karpacciej geosynkliny fliszowej. *Kwart. geol.*, **9**, p. 943—944, nr 4. Warszawa.
- KSIAŻKIEWICZ M. (1960) *Zarys paleogeografii polskich Karpat fliszowych*. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, cz. II, p. 209—231. Warszawa.
- MILLOT G. (1964) *Geologie des argiles*. Paris.
- MOORT von J. C. (1975) — Accomparative study of the diagenetic alternation of clay minerals in Mesozoic schales from Papua, New Gwinea, and in Tertiary Schales from Louisiana USA. *Clays and Clay Minerals*, **19**, p. 1—20, nr 1. New York.
- NARĘBSKI W. (1958) — Mineralogia i geochemiczne warunki genezy syderytów fliszu karpacciego. *Arch. miner.*, **31**, p. 5—100, nr 1. Warszawa.
- POWERS M. C. (1959) — Adjustment of clays to chemical change and the concept of the equivalence Level. *Clays and Clay Minerals*, p. 309—326. New York.
- SIKORA W. (1967) — Bentonity i łupki bentonityczne w polskich Karpatach. *Kwart. geol.*, **11**, p. 131—146, nr 1. Warszawa.
- ŚLĄCZKA A. (1963) — Spostrzeżenia nad sedymentacją warstw hieroglifowych i pstrych łupków w SE części jednostki dukielskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **33**, p. 93—116, nr 1. Kraków.
- TOWE K. (1962) — Clay mineral diagenesis as a possible source of silica cement in sedimentary rocks. *Sedm. Petr.*, **32**, p. 26—28, nr 1.
- TRACZYK S. (praca w przygotowaniu do druku) — Geologiczno-surowcowa charakterystyka ilastych łupków fliszowych okolic Sanoka.
- WEAVER Ch. E. (1958) — The effects and geologie significance of potassium „fixation” by expandable clay minerals derived from muscovite, biotite, chlorite and volcanic material, *Am. Mineralogist*, **43**, p. 639—681.
- WIESER T., ŻYTKO K. (1959) — O występowaniu tufoidów w warstwach podmagurskich okolic Żywca. *Kwart. geol.*, **3**, p. 366—375, nr 2. Warszawa.
- PATEEV M. A. (1970) — Аутигенные глинообразования в вулканогенно-осадочных формациях. *Сборник: Исследование и использование глин и глинистых минералов*, стр. 88—94. Алма-Ата.
- PATEEV M. A., ГРАДУСОВ Б. П. (1970) — Структурный ряд смешанно-слоиных образований из метабентонитов силуро-ордовика Прибалтики. *Докл. АН СССР*, **194**, № 5, стр. 1179—1182. Москва.
- СТРАХОВ Н. В. (1960) — Основы теории литогенеза. Москва.

Станислав ТРАЧИК

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕРИИ ПЁСТРЫХ СЛАНЦЕВ КАРПАТСКОГО ФЛИША И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИХ СЕДИМЕНТАЦИИ И ДИАГЕНЕЗА

Резюме

Исследованиями были охвачены пестрые верхнемеловые и эоценовые сланцы тектоническо-фациальных элементов — силезского и скольского в районе Санока (восточная часть польских Карпат).

Пестрые верхнемеловые сланцы состоят в основном из красных сланцев разного оттенка с зелеными пятнами или полосами, а также пропластками и нерегулярными прослойками зеленых сланцев. Глинистые эоценовые сланцы состоят главным образом (60—70%) из зеленых и зелено-серых сланцев, переслаиваемых красными сланцами (от нескольких см до нескольких м).

Зерновой состав пестрых верхнемеловых и эоценовых сланцев один и тот же и достаточно постоянный. Преобладают две фракции: менее 2μм (около 30%) и 10—60μм (около 60—70%). Содержание глинистых минералов в этих сланцах на много больше, чем это следует из содержания фракции менее 2μм. Часть глинистых минералов в виде неразмокаемых в воде агрегатов переходит в процессе седиментационного анализа в более крупные фракции включительно с псамитовой.

Минеральный состав пестрых верхнемеловых и эоценовых сланцев близок одному и другому довольно постоянен. Главными компонентами являются глинистые минералы (60—70%) и кварц (20—30%). Подчиненно содержатся: мусковит, глауконит, полевой шпат, кальцит, гидроокиси и сульфиды железа, окиси марганца, обломки алевролитов и органический материал. Кроме того встречаются: биотит, фосфораны и тяжелые минералы (циркон, гранаты, рутил и турмалин). Местами пестрые сланцы бывают более или менее известковистыми (район Монастежца) и тогда породообразующим минералом является также кальцит.

Глинистые минералы в рассматриваемых сланцах представлены главным образом бейделлитом и иллитом в смешанно-пакетной фазе типа иллит-бейделлит. Незначительно содержание каолинита (несколько процентов). Бейделлит катион содержит в виде заменных катионов главным образом кальций, магний и реже натрий (Монастежец).

Следует подчеркнуть наличие в пестрых сланцах биотита и кварца пирогенного происхождения, а также скоплений и тонких жилок микрокристаллического кремнезема, а также сферолитовых агрегатов волокнистого кремнезема.

Пестрые эоценовые сланцы переслаиваются алевролитами и реже мелкозернистыми песчаниками. В них встречаются отдельные прослойки (толщиной около 2 см) кремнеземистых пород с радиоляриями, карбонатные конкреционные породы (линзы и тонкие быстро выклинивающиеся пропластки), а также окисные марганцево-железистые конкреции.

Алевролиты серого и серо-зеленого цвета, плотные, твердые встречаются главным образом в зеленых сланцах, в пропластках толщиной 1—12 см, в среднем 3 см. Они имеют алевролитовую или алевролитово-псамитовую структуру, реже алевролитово-пелитовую или псамитовую. Текстура алевролитов чаще всего является беспорядочной, только иногда слоистой (тонкие серые и темно-серые слои). Обломочным материалом этих пород является в основном кварц в том числе небольшое его количество имеет пирогенное происхождение. Кроме того установлено наличие: мусковита, глауконита, полевого шпата (ортоклаз, микроклин, плагиоклазы), кальцита, биотита, фосфатов, сульфидов и гидроокисей железа, окисей марганца, тяжелых минералов, обломков кристаллических пород и обугленных

растительных остатков. Цемент алевролитов чаще всего бывает кремнеземо-глинистый, реже глинисто-карбонатный или карбонатный, имеющий обычно характер фона.

В свете полученных результатов можно принять (согласно взгляду А. Слѣнчки, 1963), что пестрые верхнемеловые и эоценовые сланцы являются автохтонными породами, а алевролиты и песчаники, залегающие в эоценовой серии этих сланцев были переотложены разреженными суспензионными течениями. Окраска этих пород возникла в результате наложения одного на другой различных процессов во время седиментации и диагенеза, а также под влиянием гипергенных факторов. До основной дифференцированности окраски дошло в период седиментации происходившей в условиях частого изменения гидродинамического режима и морфологии дна седиментационного бассейна, детерминирующих величину Eh и pH.

Глинистый материал пестрых сланцев имеет как аллохтонное так и автохтонное происхождение. С алиментационных площадей в седиментационный бассейн привносился иллит и бейделлит (образовавшийся из иллита путем его деградации в зоне выветривания) вместе с небольшой примесью каолинита. В процессе седиментации осадок обогатился бейделлитом, образовавшимся в результате гальмиролиза вулканического материала, в основном вероятно субазрального происхождения. Во время диагенеза дошло до агредации бейделлита в иллит (через смешанно-пакетную фазу) с одновременным выделением свободного кремнезема, входящего в состав цемента алевролитов и песчаников, а также образующего в сланцах микрокристаллические агрегаты и жилки.

Stanisław TRACZYK

MINERALOGICAL-PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF MOTTLED SHALE SERIES OF THE CARPATHIAN FLYSCH AND SOME PROBLEMS OF THEIR SEDIMENTATION AND DIAGENESIS

Summary

Upper Cretaceous and Eocene mottled shales of the Silesian and Skole tectonic-facies units from the Sanok area (eastern part of the Polish) were studied. The Upper Cretaceous shales are usually in various shades of red in colour, with green spots or streaks and with intercalations and irregular intergrowths of green shales. The Eocene clay shales are mainly (in 60—70%) represented by green and green-grey shales with red shale intercalations a few centimeters to several meters in thickness.

Granulation is similar and fairly stable in Upper Cretaceous and Eocene mottled shales. Two fractions predominate: below 2 μm (about 30%) and from 10 to 60 μm (about 60—70%). The content of clay minerals is greater than it would follow from their share in the fraction below 2 μm . This is because of the fact that during sedimentary analysis some clay minerals pass into coarser fractions including the psammite fraction in the form of not soaking aggregates.

Mineral composition of Upper Cretaceous and Eocene mottled shales is similar and fairly uniform. The shales consist of clay minerals (60—70%) and quartz (20—30%) as well as subordinate amounts of muscovite, glauconite, feldspars, calcite, iron hydroxides and sulphides, manganese oxides, debris of siltstones and

organic matter. There are also found biotite, phosphates and heavy minerals (zircon, garnets, rutilite and tourmaline). The mottled shales are more or less calcareous in some places (as e.g. in the Monasterzec area) and then calcite belongs to rock-forming minerals.

Clay minerals of these shales primarily include beidelite and illite with mixed-layered phase of the illite-beidelite type. The share of kaolinite is small (of the order of a few percents). Exchangeable beidelite cations mainly include calcium, magnesium and, sometimes (e.g. at Monasterzec), sodium.

Attention should be paid to the presence of pyrogenic biotite and quartz, accumulations and thin veinlets of microcrystalline silica as well as spherulitic aggregates of fibrous silica in the shales.

The mottled shales of the Eocene age are intercalated with siltstones and, sometimes, fine-grained sandstones. There are also found single thin (about 2 cm thick) layers of siliceous rocks with radiolarians, nodular carbonate deposits (lenses and layers thin and rapidly wedging out) and manganese and iron oxide nodules.

Green to green-grey, massive and hard siltstones are mainly found in green shales forming layers 1 to 12 cm thick (3 cm thick on the average). They are aleurite to aleurite-psammite or, sometimes, aleurite-pelite or psammite in structure. The texture is most often random and only sometimes stratified (alternating light- and dark-grey layers). Detrital material of these rocks is mainly represented by quartz, only a small part of which is pyrogenic. Quartz is accompanied by muscovite, glauconite, feldspars (orthoclase, microcline and plagioclases), calcite, biotite, phosphates, iron sulphides and hydroxides, manganese oxides, heavy minerals and debris of crystalline rocks and carbonized plants. Siltstone matrix is siliceous-clay or, sometimes, clay-calcareous or calcareous, usually of the groundmass type.

In the light of results obtained (and according to A. Ślącza, 1963) it may be stated that Upper Cretaceous and Eocene mottled shales are autochthonous whereas siltstones and sandstones intercalating Eocene shales represent deposits of ceasing turbidite currents. Colour of these rocks represents net result of sedimentary and diagenetic processes as well as hypergenetic factors. The essential differentiation in colour originated during sedimentation, under the conditions of repeated changes in hydrodynamic regime and morphology of floor of sedimentary basin, determining Eh and pH values.

Clay material of the mottled shales is either allochthonous or autochthonous. Illite and beidelite (originating in result of degradation of illite in the weathering zone) and some admixture of kaoline were supplied to the sedimentary basin from alimentary areas. The resulting deposit was enriched in beidelite from halmyrolysis of volcanic and presumably mainly subaerial material during sedimentation. Beidelite became agraded into illite (through mixed-layered phase) during diagenesis. This was connected with discharge of free silica which subsequently formed cement in siltstones and sandstones and microcrystalline aggregates and veinlets in the shales.