

ANDRZEJ RÓŻKOWSKI, STEFAN CEBULAK

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA I PETROGRAFICZNO- -FACJALNA HELWETU SYNKLINY MEMALIAJ-LUFTYNIA (ALBANIA)

(9 fig.)

Геологическая и петрографически-фациальная характеристика синклинали
Мемалий-Люфтыня (Альбания)
(9 рис.)

Treść. Na tle ogólnej budowy geologicznej synkliny Memaliaj-Luftynia przedstawiono warunki sedymentacji utworów helwetu. W oparciu o badania paleontologiczne, petrograficzne i strukturalne skał stwierdzono występowanie w helwiecie cyklicznej sedymentacji w kolejno po sobie następujących facjach: lądowej, przejściowej i płytkiego przybrzeżnego morza.

WSTĘP

Niniejsza praca przedstawia budowę geologiczną, charakterystykę petrograficzną oraz warunki sedymentacji węglonośnej serii helwetu, występującej w synklinie Luftynia-Memaliaj w południowej Albanii. Pracę oparto na wynikach badań geologicznych prowadzonych w latach 1953—1956. Rozdziały 1, 2, 4, 5 przedstawionej pracy zostały napisane przez A. R ó ż k o w s k i e g o; rozdział 3 dotyczący charakterystyki petrograficznej, termicznej i chemicznej skał został wykonany przez S. C e b u l a k a.

Rejon Luftynia-Memaliaj ze względu na występowanie na tym obszarze węgla brunatnych był już uprzednio badany przez geologów. Z większych opracowań należy tu wymienić mapę geologiczną — arkusz Gllava, wykonaną w okresie międzywojennym przez polskiego geologa S. Z u b e r a (1936). Mapa ta wykonana w skali 1 : 50 000 obejmuje niemalże całą synklinę Luftynia — Memaliaj. Niestety nie zachowały się objaśnienia tekstowe do wyżej wymienionej mapy.

W r. 1950 były prowadzone przez geologów radzieckich wstępne badania geologiczne wychodni złoża węgla brunatnego Memaliaj, w których wyniku została sporządzona pod kierunkiem A. N. N i c z u g o w s k i e g o (1951) dokumentacja geologiczna. Geolodzy radzieccy na podstawie danych litologicznych i paleontologicznych określili zasięg helwetu oraz ustalili jego podział na górny, środkowy i dolny. Wydzielenie helwetu w profilu stratygraficznym utworów trzeciorzędowych jest uzasadnione, lecz według dzisiejszego stanu wiedzy nie można wprowadzać tutaj trójdzielnej podziału; najwyżej można wydzielić podpiętra: dolny i górny helwet. Ustalony w dokumentacji podział stratygraficzny został w przedstawionej pracy w ogólnym zarysie przyjęty. Powodem tego była stwierdzona zgodność tego podziału z mapą S. Z u b e r a. Ponadto obserwacje

dokonane w czasie kartowania terenu jak również pobrana fauna uzasadniły podział stratygraficzny.

Makrofauna pobrana podczas prac terenowych oznaczona została przez dra S. Liszkę (1957), mikrofauna przez dr E. Łuczkovską (1957). Oznaczenie kopalnych szczątków roślin przeprowadzono pod kierunkiem prof. dr M. Kostyniuka. Ponadto wyzyskano opracowanie paleontologiczne radzieckiego paleontologa N. S. Wołkowa (vide A. N. Niczugo w s k i j, 1951).

Opracowanie petrograficzne węgla zostało sporządzone przez zespół pracowników Głównego Instytutu Górnictwa w Katowicach (J. Szczerbiński, J. Kuhl, C. Magnez, 1957). Prof. dr E. Passendorfer i prof. dr M. Książkiewicz udzielili nam cennych uwag w czasie dyskusji i dokonali krytycznego przeglądu rękopisu.

Wszystkim wymienionym osobom za okazaną pomoc, jak również pani dr K. Korejwo za życzliwe wskazówki dotyczące cykliczności sedymentacji, składamy serdeczne podziękowanie.

WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE HELWETU NA TLE BUDOWY GEOLOGICZNEJ SYNKLINY MEMALIAJ—LUFTYNIA

(A. R ó ż k o w s k i)

BUDOWA GEOLOGICZNA SYNKLINY MEMALIAJ-LUFTYNIA

Przedstawiony obszar Luftynia—Memaliaj (fig. 1) położony jest w granicznej części albańskiego Epiru. Zbudowany jest z podłużnych pasm antyklinalnych (fig. 2), których jądra stanowią kredowo-eoceńskie wapienie. Synkliny wypełnione są osadami fliszowymi paleogenu i młodszym trzeciorzędem. Nastęstwo stratygraficzne warstw i ich litologiczne wykształcenie w zachodnim skrzydle synkliny Luftyni w profilu Luftynia—Kamçista—Xhaxhaj przedstawia tabela 1.

Jak wynika z podanej stratygrafii na obrzeżeniu i w spągu niecki występują utwory oligoceńskiego i środkowoeoceńskiego fliszu, na których niezgodnie zalega akwitan. Nad akwitanem występuje burdygał podścielający osady dolnego helwetu. Burdygał dolny wykształcony jest jako białe płytowe margle oraz białe, różowe i czerwone, piaszczyste wapienie. Burdygał górny wykształcony jest jako szaroniebieskie, margliste iłowce. W stropie na kontakcie z dolnym helwetem iłowce przeławiczone są cienkimi warstewkami piaskowca żółtobrunatnego, ilastego.

Strefa kontaktowa burdygału z dolnym helwetem posiada miąższość około 20—40 m. Wyraźne przejście burdygału w helwet jest widoczne w odsłonięciach wąwozów przy Kamçista i Çanaj.

Ze strefy przejściowej burdygału z dolnym helwetem oznaczono następującą faunę: *Flabellum* sp., *Venus multilamella* Lam., *Gryphaea agienensis* Tourn., *Tellina planata* L., *Meretrix italica* (Defr.), *Turritella thethis* d'Orb., *Natica* sp., *Vermetus* sp. Fauna ta wskazuje na niewielką głębokość basenu i na ciepłe spokojne wody; jeżowce, podobnie jak korał *Flabellum* sp., wskazywałyby na normalne słone wody.

Próbki skał z tych miejscowości wykazały zespół otwornic w przewadze planktonicznych, przyniesionych zapewne przez prądy morskie. Przeważa tu gatunek *Globigerina bulloides* d'Orb., który wskazuje na umiarkowaną głębokość morza.

PROFIL STRATYGRAFICZNY REJONU MEMALIAJ-LUFTYNIA
ZESTAWIONY NA PODSTAWIE PROFILU LUFTYNIA-
KAMCISTA-XHAXHAJ

W i e k		Profil litol. w skali 1:25000	Miąż- szość	Wykształcenie litologiczne	Oznaczona fauna	
GÓRNY MIOCEN	Torton	~~~~~ ~~~~~ ~~~~~ ~~~~~ ~~~~~ ~~~~~	760	Monotonny kompleks szaroniebieskich iłowców marglistych z nielicznymi wkładkami cienkich piaskowców ilastych. W spągu ca 20 m kompleks czarnych iłów węglistych z 2 pokładami węgla brunatnego	<i>Ostrea gingensis</i> (Schl.) <i>Cardium constatum</i> (Loir.) <i>Cardium edule</i> (Linne) <i>Gongeris landbergeri</i> (Andr.) <i>Turritella bicarinata</i> (Eichw.) <i>Hydrobia</i> sp.	
	Helwet	Gór		140	Piask. ilaste, iłowce, mułowce, zlepy i brekcje org., dol., węgle brunatne,	<i>Ostrea gingensis</i> (Schl.) <i>Cardium</i> aff. <i>obsoletum</i> (E.)
dolny			570	200-250 m gruboławicowe piask. z wkł. iłowców zlepow muszlowych i pokładów węgla, poniżej gruboław. piask. z iłowcami i wkł. zlepienców, niżej wapienie litotamniowe	<i>Lithothamnium</i> sp. sp. <i>Arca flichtelo</i> (Desh.) <i>Ostrea gigensis</i> (schl.) <i>Ostrea crassissima</i> (Lam.) <i>Conus dujardimi</i> (Desh.) <i>Pleurotoma eleonoree</i> (Hoern.)	
DOLNY MIOCEN	Burdygśl	Górny		460	Monotonne serie szaroniebieskich iłowców z nielicznymi wkładkami ilastych piaskowców	<i>Streblus beccarii</i> (Lin.) <i>Venus multilamelle</i> <i>Meretrix italica</i> (Deufr.) <i>Tellina planeta</i> (Lin.)
		dolny		540	Piaskowce przeławiczone iłowcami, różowe i białe piaszczyste wapienie, żółte piaszczyste wapienie, jasne mergie, pylaste zwięzłe, o tabliczkowej kłupliwości, piaskowce gruboławicowe	<i>Lithothamnium</i> sp. sp. <i>Amphistegina Lassoni</i> (d'Orb) <i>Conus antiquus</i> (Lam.) <i>Turritella turris</i> (Bast.) <i>Peurotoma vermicularis</i> (Graf.)
	Akwitan		980 wg S.Zubera	Jasne mergie silnie ilaste z wkładkami piaskowców i przewodnią 0,6 m warstwą zlepienia, szare margliste iły z wkładkami żółtoszarych ilastych piaskowców	<i>Lepidocyclina dephantina</i> <i>Globigerina bulloides</i> (d'Orb) <i>Globorotalia</i> aff. <i>scitula</i> Brady <i>Globigerinoides triloba</i> (Reuss)	
OLIGOCEN SR EOCEN			2500 wg E.No wacka	Flisz ilastomarglisty i piaszczysto- ilasty kompleks warstw, kilkunasto- cm miąższości iłowce naprzemianległe zalegające z cienkimi warstewkami ilastych piaskowców	<i>Cibicides tholus</i> (Finaly) <i>Anomalina acuta</i> Plummer <i>Glibigerina dissimilis</i> Cushman et Bermudez <i>Dendophrya letissime</i> (gnyb.)	

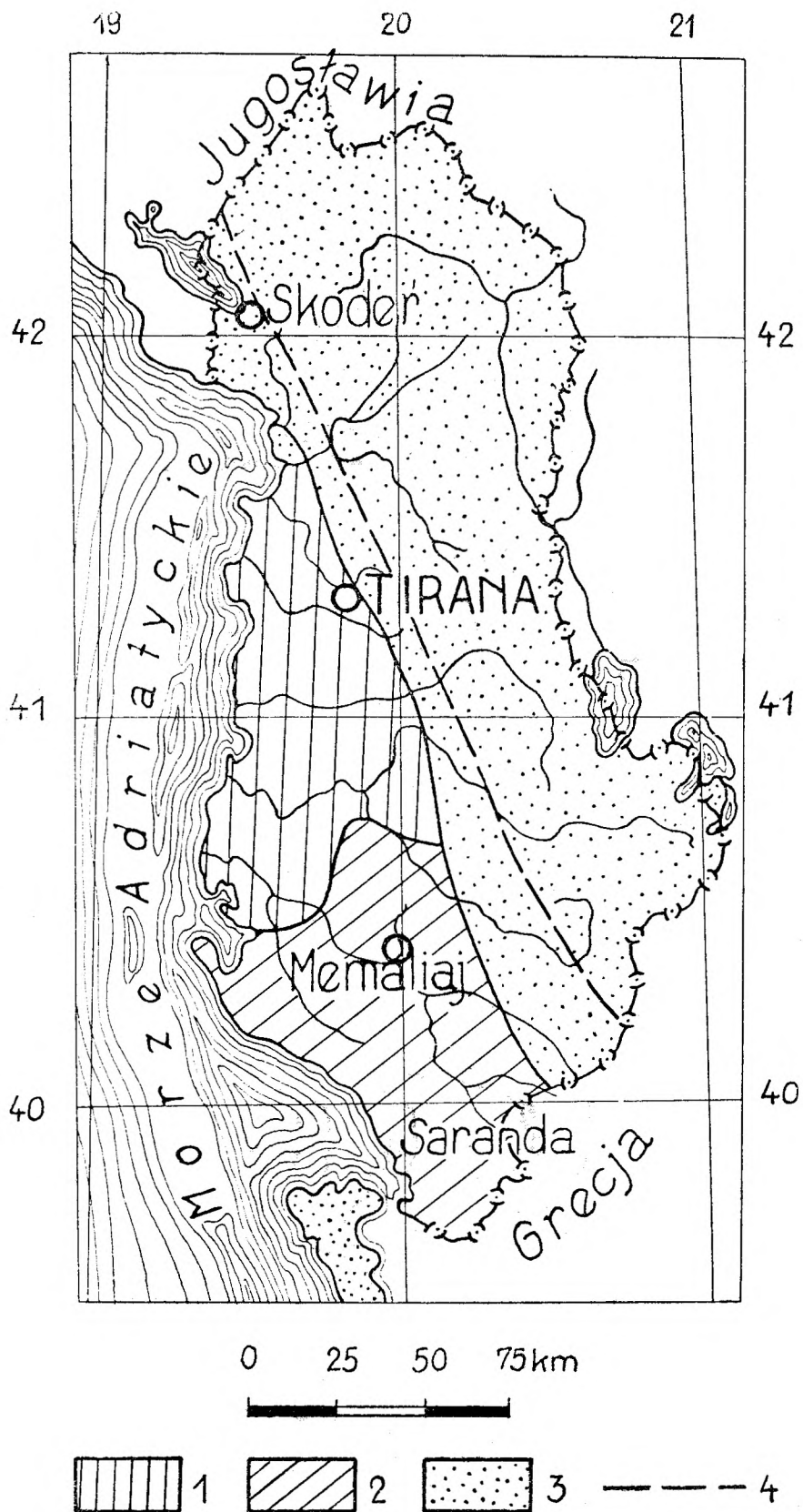
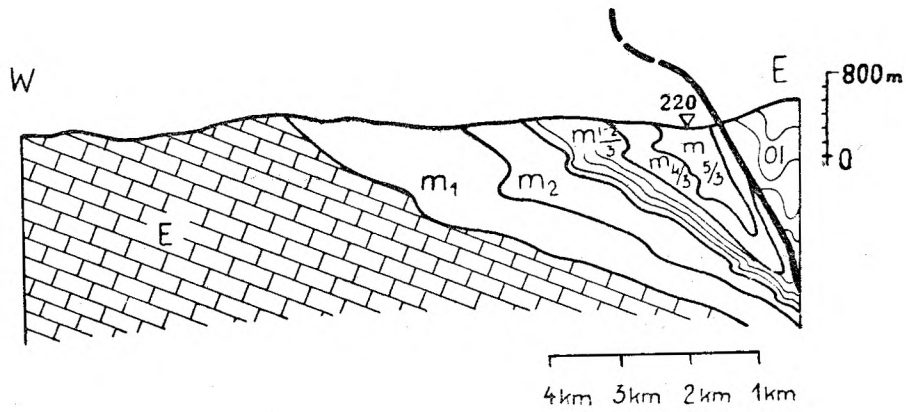
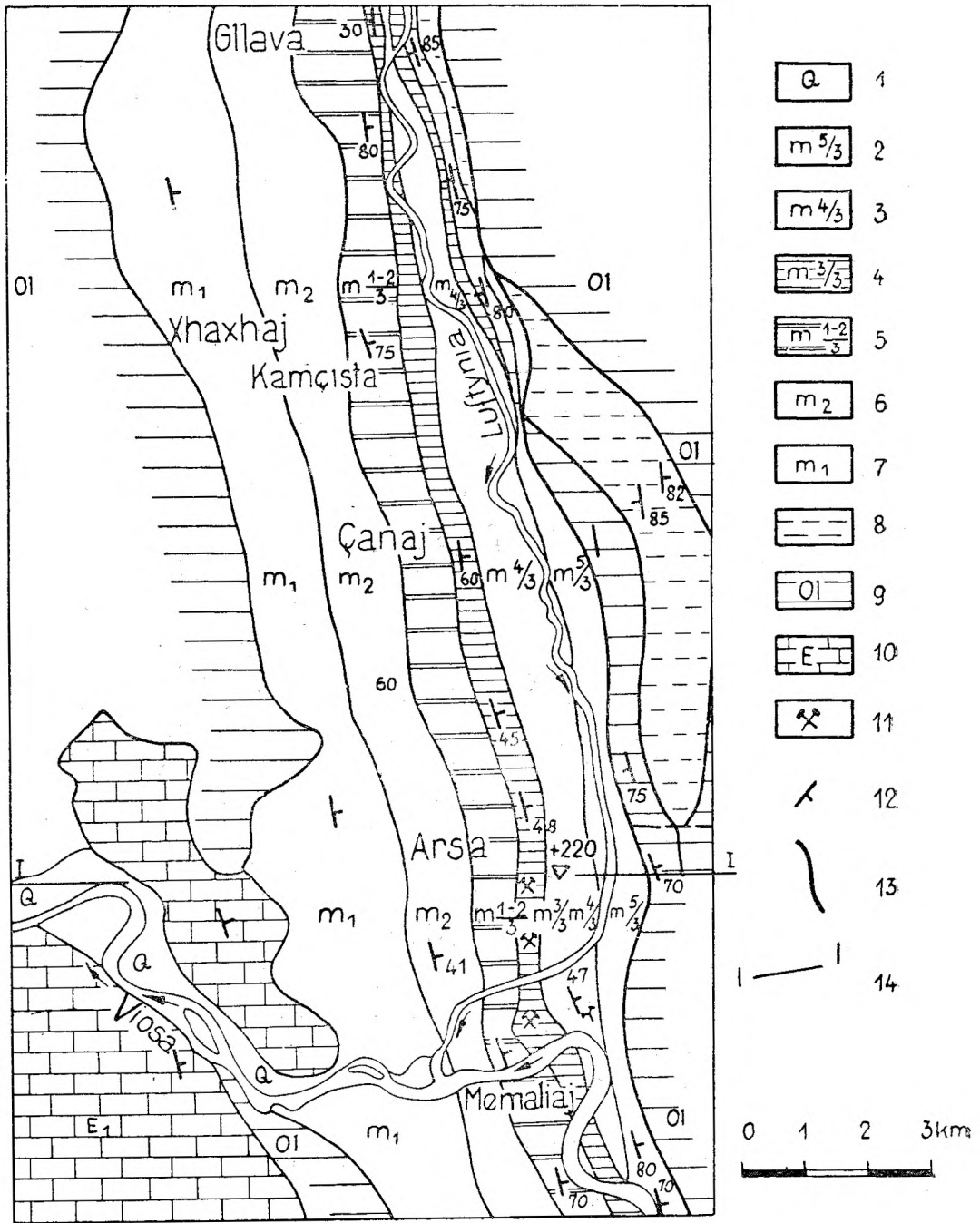


Fig. 1. Mapa rozmieszczenia regionów geograficznych i geologicznych w Albanii. 1 — Dolna Albania; 2 — Epir (albański); 3 — centralne masywy górskie; 4 — granica między SW strefą autochtoniczną i NE strefą allochtoniczną

Рис. 1. Карта размещения географических и геологических районов Албании. 1 — нижняя Албания; 2 — Эпир (альбанский); 3 — центральные горные массивы, 4 — граница между SW автохтонной и NE аллохтонной зонами



Litologiczne wykształcenie dolnego helwetu

Wyżej opisana strefa przechodzi w serię naprzemianległych gruboławicowych piaskowców, konglomeratów, margli i iłowców dolnego helwetu. Widoczna jest przewaga piaskowców, w większości grubo- i średnioziarnistych, o słabo obtoczonych ziarnach. Lepiszczce piaskowców jest ilasto-wapniste lub — rzadziej — krzemionkowe. W ostatnim przypadku mamy do czynienia z piaskowcami barwy szaroniebieskiej, drobnoziarnistymi. Piaskowce te występują sporadycznie w cienkich ławicach o miąższości kilkudziesięciu cm.

Na odcinku ciągnącym się od wawozu położonego koło wsi Çanaj aż do wsi Gllava w spągowej części dolnego helwetu występują wapienie litotamniowe. Są to różowe i czerwone wapienie, silnie na ogół przekryształizowane. W morfologii terenu pasmo to, o szerokości kilkudziesięciu metrów, zaznacza się wyraźnie, tworząc kulminację wśród zerodowanych ilastych utworów górnego burdygału i ilasto-piaszczastej, słabo związanej serii dolnego helwetu. Granica wapieni litotamniowych z dolnym helwetem wykształconym w facji ilasto-piaszczystej nie jest ostra. Widać wyraźne przejście wapieni w serię piaszczystą poprzez silnie zapiaszczone i zailone wapienie. Oznaczona z facji wapiennej mikrofauna wykazała zespół zawierający otwornice: *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Borelis* sp. i inne charakterystyczne dla facji wapiennej stref przybrzeżnych; pojawiają się one zwykle tam, gdzie występują wapienie litotamniowe.

Charakterystycznymi skałami dla helwetu dolnego, i to jego spągowej części, są zlepieńce, których brak w górnym helwecie. Zlepieńce zawierają otoczaki wapieni, piaskowców i marglistych iłowców o średnicy do kilku centymetrów. Bardzo często są wśród nich młecznokwarcowe kłęby kilkumilimetrowej średnicy. Spoiwo zlepieńców jest z reguły ilasto-wapniste. Obok zlepieńców występują, również typowe dla strefy przybrzeżnej brekcje organogeniczne, które według E. Nowacka (1921) są charakterystyczne dla miocenijskiej regresji w Albanii. Brekcje te, złożone głównie z pokruszonych kawałków gruboskorupnych małżów *Ostrea*, są słabo spojone lepiszczem ilasto-piaszczystym. W dolnym helwecie osiągają one znaczne miąższości, rzędu kilku metrów w poszczególnych warstwach, w odróżnieniu od górnego helwetu, gdzie miąższości te znacznie się redukują, a brekcje przybierają charakter raczej piaskowców ostrygowych. Przeławicające piaskowce, iłowce, mają utajoną łupliwość.

W odległości około 250 m od stropu dolnego helwetu występują pier-

←—————

Fig. 2a. Przeglądowa mapa geologiczna rejonu Memaliaj-Luftynia wg S. Zuber a zestawil i uzupełnil A. Rózkowski. 1 — czwartorzęd; 2 — górny torton-pliocen?; 3 — torton; 4 — górny helwet; 5 — dolny helwet; 6 — burdygał; 7 — akwitan; 8 — nie rozpoziomowane, złuskowane warstwy tortonu, helwetu, burdygału; 9 — flisz-eocen-oligocen; 10 — wapienie-kreda, eocen; 11 — rejon eksploatacji złoża; 12 — upady warstw; 13 — linia nasunięcia; I—I' — linia przekroju. Oznaczenia przyjęto zgodnie ze stosowanymi przez geologów albańskich

Fig. 2b. Przekrój poprzeczny I—I'

Рис. 2а. Обзорная геологическая карта района Мемалий-Люфтыня, масштаб 1 : 100 000, по С. Зуберу составил А. Ружковский. 1 — четвертичные отложения; 2 — верхний тортон-плиоцен (?); 3 — тортон; 4 — верхний гельвет; 5 — нижний гельвет; 6 — бурдигала; 7 — аквитан; 8 — неразчлененные чешуйчатые слои тортона, гельвета, бурдигала; 9 — флиш-эоцен-олигоцен; 10 — известняки — мел, зонац; 11 — район эксплуатации месторождения; 12 — падение пластов; 13 — линия надвига; I—I' — линия разреза; I — обозначения приняты согласно применяемым албанскими геологами

Рис. 2б. Поперечный разрез I—I'

wsze objawy węgloności. Wyrażają się one pojawieniem się początkowo ilów węglistych, barwy czarno-brunatnej, o nieznacznej kilkunastocentymetrowej miąższości. W strefie ich występują zazwyczaj warstewki brekcji organogenicznej, lub piaskowca ostrygowego. W stropowej części dolnego helwetu występuje ponadto trzy do sześciu pokładów węgla brunatnego silnie uwęglonego, o zmiennych miąższościach dochodzących do 0,40 m i niestałym charakterze występowania. Częściowo są to węgle jakościowo dobre, barwy czarnej, warstwowane, o budowie pokładu jednowarstwowej, lub złożonej z przerostami skały pływnej. W większości jednak węgle są silnie ilaste. Piaskowce występujące w tej serii węgloności mają często okruchy i soczewki węgla, ilowce zawierają bogaty detrytus roślinny, rzadziej zachowane odciski flory kopalnej.

Do'ny helwet wykształcony w facji ilasto-piaszczystej zawiera również znaczne ilości fauny pochodzącej z ławic ostrygowych i płytkowodnych biocenoz. Zespół fauny mięczaków wskazuje na normalnie słone morze.

Wśród fauny występują najczęściej:

Ostrea gingensis Schl. i *Ostrea crasissima* Lam.;

ponadto oznaczono tu szereg innych gatunków:

Gryphaea agienensis (Tourn.)

Venericardia jouanneti Bast.

Arca fichteli Desh.

Tapes sp.

Pereiraia gervaisi Vezián

Pleurotoma eleonora Horn. i Auing.

Conus ventricosus Bron.

Conus dujardini Desh.

Conus aquaensis d'Orb.

Natica proredempta Sac.

Cassis sp.

Clavatula jouanneti Desm.

Litologiczne wykształcenie górnego helwetu

Zgodnie z podziałem geologów radzieckich granica między dolnym i górnym helwetem oparta jest na wyraźnej facjalnej i litologicznej zmianie osadów.

Granica ta przebiega wzdłuż pierwszej ławicy piaskowca, zalegającej w spągu pokładu węglowego oznaczonego w nomenklaturze górniczej numerem 7.

Wykształcenie litologiczne górnego helwetu i występujące w nim następstwo warstw charakteryzuje profil litologiczny otworu nr 10 (fig. 3) położonego w południowej części synkliny Memaliaj-Luftynia.

Otwór ten służy jako podstawa do dalszych rozważań facjalno-petrograficznych nad osadami helwetu.

Miąższość górnego helwetu waha się w granicach 60—180 metrów. Maksymalną miąższość serii górnego helwetu wynoszącą 180 m stwierdzono około 4 do 5 km w kierunku na północ od południowej granicy występowania helwetu. Minimalna miąższość serii występuje w północnej części synkliny, gdzie grubość osadów redukuje się zaledwie do 60 m (fig. 4).

Zarówno północna, jak i południowa granica występowania helwetu ma charakter tektoniczny.

Wśród osadów górnego helwetu dominują iłowce, mułowce, iły i margle ilaste. Pojawiają się dolomity i brekcje organogeniczne złożone z cienkoskorupnych mięczaków, a wskaźnik węgloności wybitnie wzrasta. Piaskowce stanowią zaledwie około 30% miąższości tej serii i nie występują w tak grubych ławicach, jak to ma miejsce w dolnym helwecie. Iłolupki, iłowce, mułowce, iły i margle ilaste mają

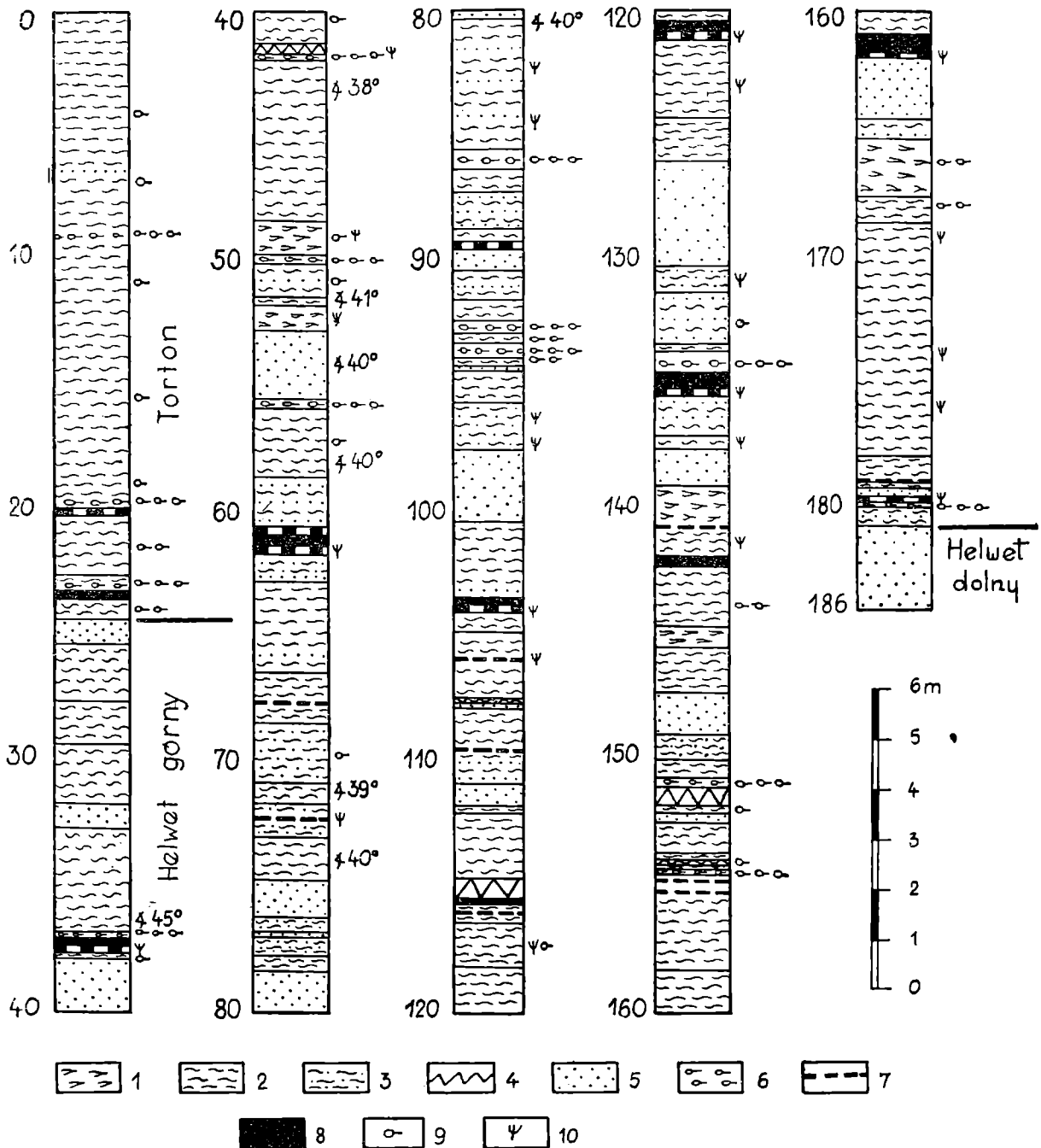


Fig. 3. Profil litologiczny otworu nr 10. 1 — margle; 2 — iły i iłowce; 3 — mułowce; 4 — dolomity; 5 — piaskowce; 6 — zlepy i brekcje organogeniczne; 7 — węgle ilaste i iły węgliste; 8 — węgle; 9 — fauna; 10 — flora

Рис. 3. Литологический разрез буровой скважины № 10, масштаб 1—200.

1 — мергели; 2 — илы и аргиллиты; 3 — алевролиты; 4 — доломиты; 5 — песчаники; 6 — сцементированные агломераты пород и органические брекчии; 7 — глинистые угли и углистые илы; 8 — угли; 9 — фауна; 10 — флора

barwę szarą, szarozieloną lub szaroniebieską. Iłupki mają regularną łupliwość i równoległe warstwowanie. Płaszczyzna łupliwości jest gładka lub zadziorowata. W strukturze skał ilastych widać wyraźne ślady silnej działalności tektonicznej, której podlegał górotwór. Fakt ten uwidacznia się wyraźnymi płaszczyznami poślizgu, występującymi szczególnie wśród charakterystycznych zielonych iłowców, oraz istnieniem kostkowej ostro krawędzistej łupliwości wśród marglistych iłupków obok typowej — równoległej do uławicenia. Ilaste węgle posiadają również wyraźne płaszczyzny przesunięć. Sam zresztą fakt tak silnego uwęglenia młodych węgli brunatnych wskazuje na silny wpływ dynamometamorfozy na kształtowanie się serii osadów miocenkich w tym rejonie.

Iłowce występujące w górnym helwecie posiadają zmienny stopień zapiaszczenia. Od zwartych marglistych iłupków różnią się przede wszystkim brakiem złupkowacenia oraz brakiem wyraźnej makroskopowej laminacji. Obok tego typu iłowców występują tu również iłowce i ily węgliste. Lokalnie skały te pod wpływem diagenety przechodzą w łupki węglowo-ilaste zbudowane z naprzemianległych pakietów substancji węglowej i substancji ilastej.

Piaskowce występujące w górnym helwecie zostały zaliczone na podstawie badań petrograficznych do typu piaskowców szarogłazowych wyższego rzędu. Posiadają barwę szarozółtą lub szaroniebieską. Przeważnie są to piaskowce drobnoziarniste, lokalnie — średnioziarniste. Lepiszczce ich jest ilasto-wapienne; lokalnie występują omawiane już uprzednio piaskowce z lepiszczem krzemionkowym. Piaskowce typowe o lepiszczu ilastym są słabo zwięzłe i słabo porowate. Przeciętny stopień porowatości stwierdzony laboratoryjnie wynosi około 8%. Piaskowce występują na ogół w warstwach o miąższości kilkudziesięciu centymetrów, przewarstwiając iłowce. W większych kompleksach kilku lub nawet kilkunastu metrów występują tylko lokalnie, a mianowicie w stropie i spągu 4 pokładu, nad pokładem 5 oraz między pokładami 6 i 7 (fig. 4). Stanowią one tutaj ważny poziom paralelizacyjny. Duże kompleksy, wietrzejąc, przybierają charakter nieregularnych spękanych bloków.

Wśród iłowców i iłupków występują d o l o m i t y barwy szarozółtej, bardzo twarde, silnie spękane, mające często charakter brekcji dolomitycznej. Skały te występują lokalnie, na ogół na niewielkich przestrzeniach, tworząc wkładki o miąższości od kilkunastu do stukiludziesięciu centymetrów. Tylko w jednym wypadku warstwa ta posiada charakter poziomu przewodniego, mianowicie w wypadku występowania w stropie pokładu 6. Brekcje organogeniczne w górnym helwecie występują często, lecz nie posiadają już takiego zasięgu i znaczenia jak to miało miejsce w dolnym helwecie. Jak wspomniano uprzednio, mają tu one już charakter raczej piaskowców ostrygowych lub też zlepów muszlowych spojonych ilasto-wapnistym lepiszczem. Lokalnie stwierdzono jednakże silne ich zdiagenezowanie, co się wyraziło ich przekryształizowaniem i przybraniem formy wapieni zoogenicznych.

Brekcje organogeniczne mają charakter poziomu przewodniego jedynie w dwóch przypadkach, gdy zalegają w stropie pokładu nr 4 c i nr 5.

Górny helwet zawiera 10 — 12 pokładów węgla brunatnego (fig. 4). Pokłady te posiadają zmienną miąższość po rozciągłości, a po upadzie ulegają silnemu wyklinowaniu się oraz wymyciom i zaileniu (A. R ó ż k o w s k i, 1956—57).

Budowa pokładów jest jednowarstwowa lub złożona, tj. z wkładkami skał ilastych. Stwierdzono przy tym, że podkłady nr 6 i 7 mają z reguły

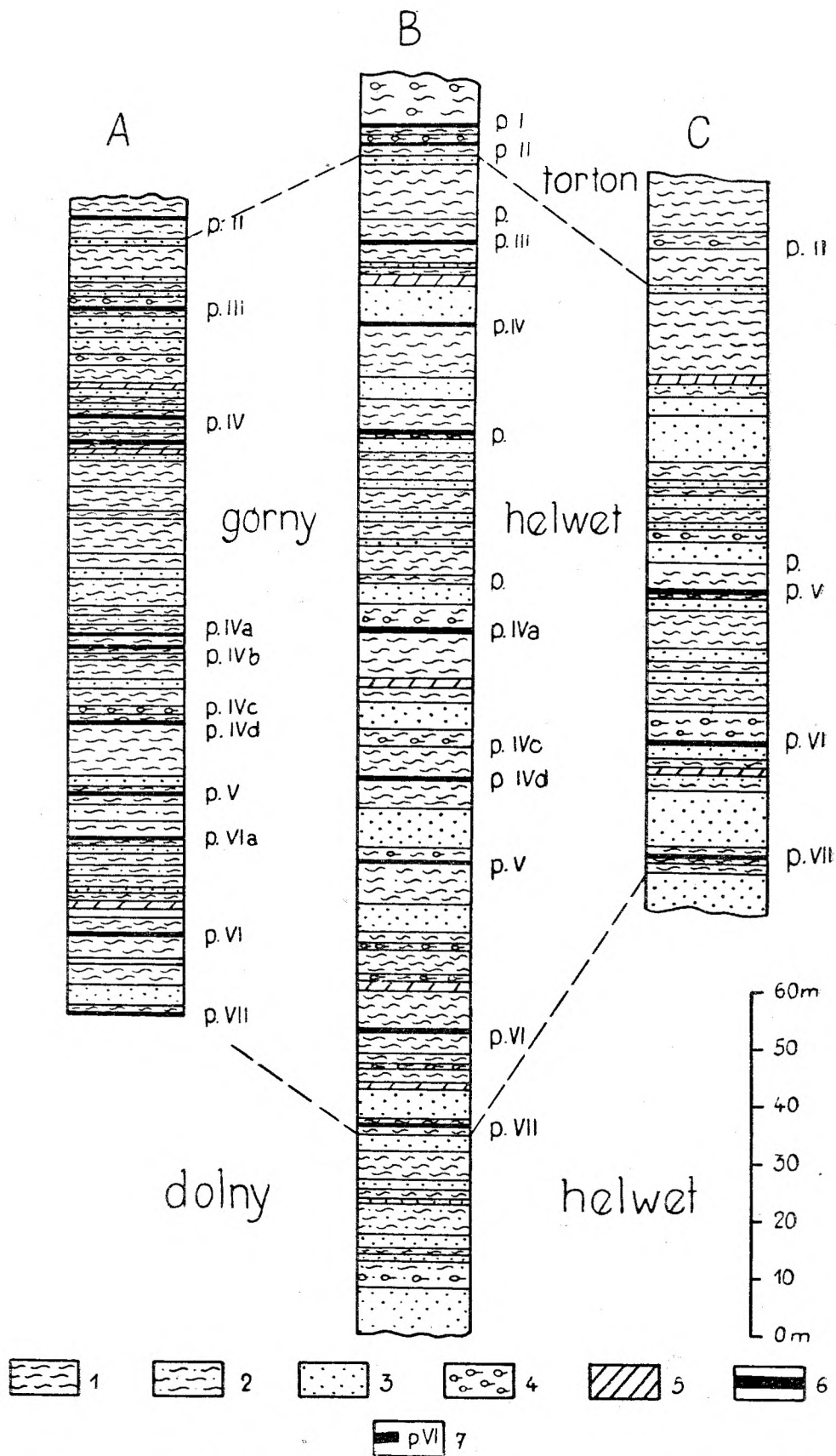


Fig. 4. Charakterystyczne przekroje przez górny helwet zachodniego skrzydła synkliny Memaliaj-Luftynia. A — odsłonięcie nr 2, S — część synkliny; B — rów nr III — centralna część synkliny, C — rów nr IV N część synkliny; 1 — iłowce; 2 — iłowce piaszczyste; 3 — piaskowce; 4 — brekcje organogeniczne; 5 — dolomity; 6 — węgle p 5

Рис. 4. Характерные разрезы верхнего гелльвета западного крыла синклинали Мемалий-Люфтыня
 А — обнажение № 2; S — часть синклинали; В — канава № III — центральная часть синклинали; С — канава № IV — N часть синклинали; 1 — аргиллиты; 2 — песчаные аргиллиты; 3 — песчаники; 4 — органогенные брекчии; 5 — доломиты; 6 — угли Р 5

stałe wkładki skały płonnej, pozostałe pokłady posiadają budowę jedno-warstwową.

Według obecnej klasyfikacji międzynarodowej węgle brunatne rejonu Memaliaj-Luftynia należy oznaczyć symbolem 800. Są to silnie uwęglone węgle brunatne, o przeciętnej wartości ciepła spalania wynoszącej 5500—5900 kal/g przy zawartości wilgoci około 10% oraz popiołu 7—15% (43 i 49).

Węgle występujące w pokładach są barwy czarnej i czarnobrunatnej warstwowane, pół matowe, kruche, twarde lub błyszczące, jednorodne. Lokalnie występują węgle skruszone, o liściastej strukturze, z wyraźnymi śladami działalności tektonicznej.

Na bezpośrednim kontakcie z helwetem *torton* wykształcony jest w postaci czarno - szarych węglistych iłów zawierających dwa pokłady węgla. Barwa tej serii kilkunastometrowej grubości pochodzi od domieszki zwęglonych części organicznych bogato występujących w profilu.

Powyżej tej zawęglonej warstwy występują już typowe szaro-niebieskie iły z nielicznymi wkładkami brunatno-szarych piaskowców silnie ilastych.

Z górnego helwetu zebrano liczną faunę, wśród której zdołano oznaczyć następujące gatunki:

- Arca lactea* L.
- Arca* cf. *turonica* Dub.
- Ostrea gingensis* Schl.
- Ostrea crassissima* Lam.
- Cardium plicatum* Eichw.
- Cardium paucicostatum* Sow.
- Cardium* cf. *obsoletum* Eichw.
- Cardium* sp.
- Thracia* sp.
- Lucina* aff. *dentata* Linne
- Pholas* sp.
- Congeria* sp.
- Unio* sp.
- Turritella bicarinata* Eichw.
- Bittium* cf. *B. deforme*
- Conus aquaensis* d'Orb.
- Natica helicina* Brocc.
- Natica* cf. *catena helicina* Brocc.
- Clavatula jouanneti* Des.
- Gastrana fragilis* Linne
- Melanopsis* sp.
- Potamides pictus* Bast.
- Potamides* sp.
- Cerithium pictum* Bast.
- Cerithium lignitarum* Eichw.
- Hydrobia* sp.
- Planorbis* sp.
- Dentalium* sp.

Ponadto oznaczono również mikrofaunę z kilku próbek iłowca:

- Streblus beccarii* Lin. — występowanie masowe
- Nonion granosum* d'Orb. — występowanie liczne
- Elphidium minutum* Reuss — występowanie nieliczne
- Elphidium gunteri* Cole — pojedyncze egzemplarze

<i>Globigerina regularis</i> d'Orb. — pojedyncze egzemplarze		
<i>Quinqueloculina</i> aff. <i>badenensis</i>	„	„
d'Orb.		
<i>Quinqueloculina</i> sp.	„	„
<i>Nonion boueanum</i> d'Orb.	„	„
<i>Bulimina intermedia</i> Reuss	„	„
<i>Reusella</i> sp.	„	„
<i>Ostracoda</i> sp. — występowanie masowe		

TEKTONIKA

Charakterystyczne dla tektoniki opisywanego rejonu są uskoki podłużne związane z nasunięciami. Kierunki nasunięć są ze wschodu na zachód. Wpływ tych dyslokacji zaznacza się również w opisywanej serii osadów helwetu, występującej w rejonie Memaliaj — Luftynia, w wąskiej asymetrycznej synklinie, której oś ma w przybliżeniu kierunek północ-południe. Zachodnie skrzydło tej synkliny jest niezaburzone tektonicznie i odznacza się ciągłym następstwem warstw zapadających pod kątem 40—60° ku wschodowi. Występują tu osady trzeciorzędowe od najstarszych, wieku eocen — oligocen, wykształconych w facji fliszowej aż do najmłodszych, górnomiocenijskich (pliocenijskich ?) wypełniających środek niecki (fig. 2).

Wschodnie skrzydło synkliny stanowi nasunięcie przechodzące lokalnie w szereg łusek poprzecinanych uskokami poprzecznymi i podłużnymi. Położenie warstw względem siebie jest tu bardzo zmienne; np. w południowej części synkliny osady eocenijskiego fliszu leżą nasunięte na najmłodszych utworach tortonu. Helwet występuje tu lokalnie w postaci nieregularnych soczew, silnie zaburzony. Upady warstw są zmienne — do stojących, a nawet odwróconych w kierunku na wschód (fig. 2).

Szczegółowe kartowanie i profilowanie geologiczne prowadzono jedynie w zachodnim skrzydle synkliny. Warstwy zalegają tu zgodnie. Stwierdzono jedynie niezgodność kątową między eocenijsko-oligocenijskim fliszem i młodszym trzeciorzędem, rozpoczynającym się osadami akwitany wykształconymi w facji ilasto-piaszczystej. Najsilniej zaburzone są północne i południowe części obszaru występowania helwetu, występujące w bezpośrednim sąsiedztwie dyslokacji o charakterze nasunięcia, przy czym w południowej części mamy do czynienia bezpośrednio z głównym nasunięciem (fig. 2), podczas gdy w północnej części z poszczególnymi łuskami wchodzącymi w skład tego nasunięcia. W północnej części występowania serii helwetu na wysokości wsi Gllava (zachodnie skrzydło synkliny), obok wyraźnych objawów silnej działalności tektonicznej, jak: występowanie brekcji tektonicznych, licznych zmięźdeń i spękań, zaznaczają się również przeciwne upady (fig. 2). Seria zapada pod kątem 36—60° ku W. Natomiast położony 4 km na południe od miejscowości Gllava rów badawczy, odsłaniający cały przekrój helwetu koło wsi Izvari, wykazuje już normalny kierunek upadów w granicach 50—60° ku E. W południowej części synkliny w rejonie Memaliaj utwory helwetu zalegają jeszcze spokojnie. Warstwy zapadają pod kątem 38—42° ku E. Zaburzenie serii o charakterze tektonicznym stwierdzono dopiero około 1,5 km na południe od Memaliaj. Zaobserwowano tu w dolinie rzeki Viosy ostry wzrost upadów aż do warstw stojących, a nawet odwróconych. Występujące tu utwory helwetu noszą ślady silnych zaburzeń tektonicznych związanych z przebiegającym tu głównym nasunięciem. O nasunięciu tym

świadczy bezpośredni kontakt tektoniczny utworów helwetu z fliszem eoceńskim.

Zaburzenia omawianej uprzednio północnej części synkliny są szczególnie intensywne ze względu na występowanie, obok silnej tektoniki fałdowej, również — i w szerokim zakresie — tektoniki dysjunktywnej. Jednakże tutaj uskoki, jak zresztą w całym opracowanym terenie, posiadają znaczenie drugorzędne. Pomimo dużego zakresu prowadzonych prac badawczych oraz istniejących wyrobisk górniczych i bardzo dobrych odsłoneń naturalnych w terenie nie zdołano stwierdzić istnienia jakiejś regularności w przebiegu uskoków. Zaobserwowano jedynie, że uprzywilejowanym kierunkiem w ich występowaniu jest kierunek NNW — SSE zgodny z biegiem warstw i tym samym zgodny również z przebiegiem głównego nasunięcia. Obok tego kierunku stwierdzono mniej liczne występowania uskoków o biegu prostopadłym lub skośnym do kierunku NNW — SSE. W zachodnim skrzydle synkliny zrzuty zaobserwowanych uskoków posiadały amplitudę nie przekraczającą 15 m. Kartowaniem geologicznym uchwycono zaledwie znikomą część tych dyslokacji. Również otwory wiertnicze sytuowane w siatce 500-metrowej nie mogły uchwycić poszczególnych drobnych uskoków. Większość dyslokacji została stwierdzona dopiero za pomocą robót górniczych. Szczególne nasilenie występowania tych niedużych uskoków miało miejsce we wspomnianym już obszarze północnym. W centralnej części zachodniego skrzydła synkliny zaobserwowano spokojniejsze zaleganie helwetu. Liczne pomiary upadów i biegu warstw wykazały stały kąt zapadu wahający się w granicach 40—50° ku E (fig. 2); bieg warstw — zasadniczo niezmienny o kierunku NNW — SSE. Badawcze roboty prowadzone na wychodniach złoży uchwyciły tu szereg dyslokacji o charakterze nieciągłym, jednakże o mniejszej częstotliwości występowania, aniżeli to stwierdzono w północnej części arkusza.

Podczas kartowania terenu oraz na podstawie prowadzonych robót badawczych na wychodniach serii węglonośnej stwierdzono ogólnie występującą tendencję do wtórnych sfałdowań przypowierzchniowych helwetu (fig. 5). Wydaje się, że zjawisko to należy głównie wiązać z tendencją do spełzywań utworów ilastych występujących w badanej serii.

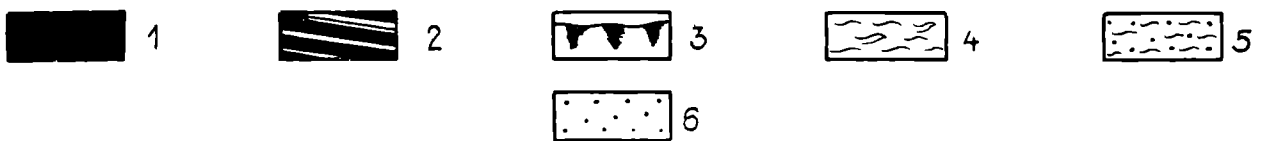
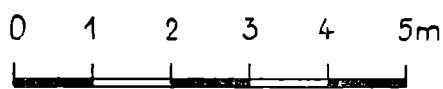
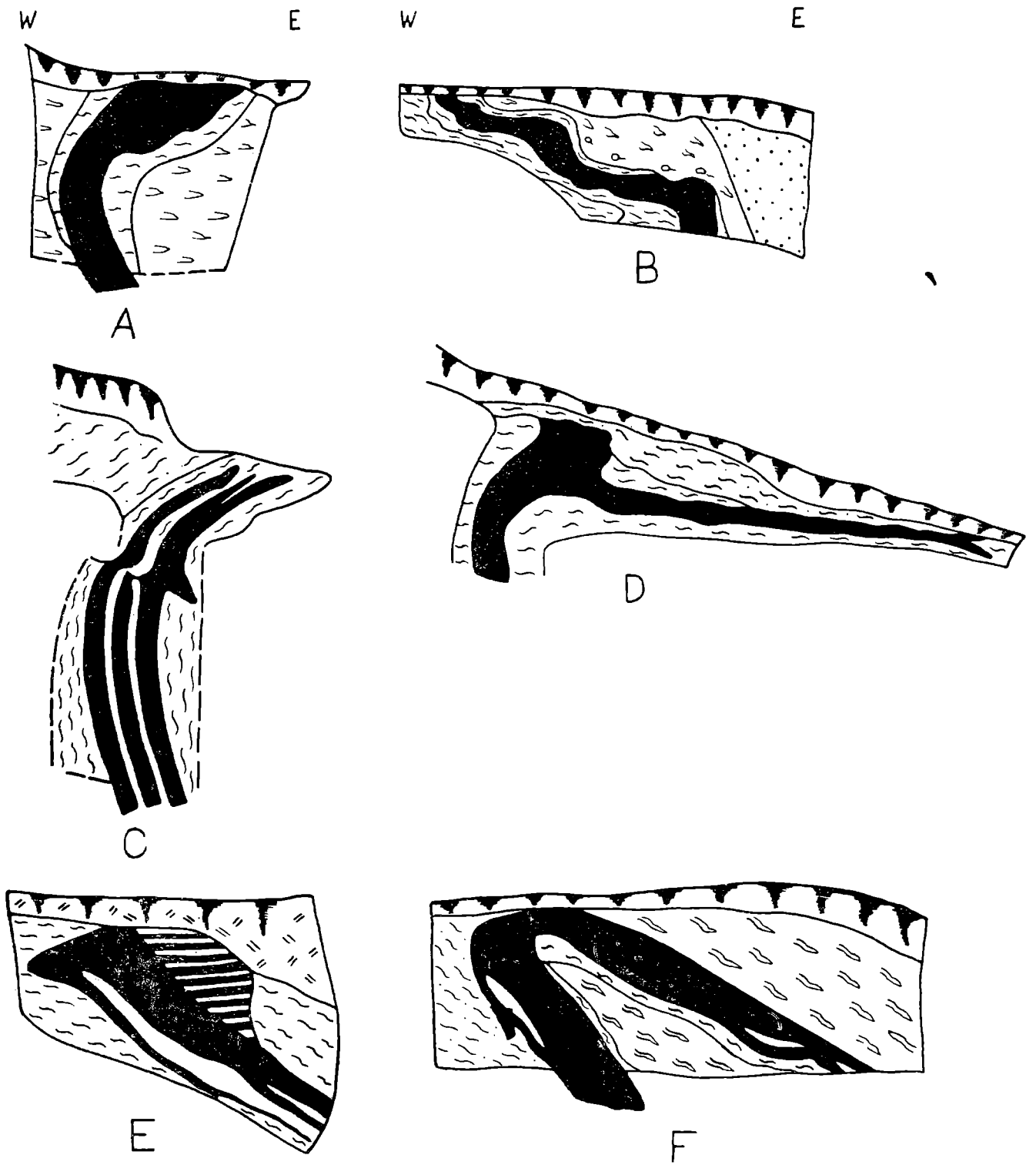
CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA SKAŁ Z OTWORU MEMALIAJ 10

(S. C e b u l a k)

Z wybranych na podstawie charakterystyki makrospowej skał z otworu Memaliaj 10, sporządzono płytki cienkie i analizowano je pod mikroskopem oraz badano krzywe różnicowe termiczne ogrzewania sproszko-

Fig. 5. Przypowierzchniowe wtórne sfałdowanie pokładów. A — rów nr 13 pokład 4; B — rów nr 12 pokład 4a; C — szybik nr 2 pokład 7; D — rów nr 31 pokład 4; E — rów nr 36 pokład 7; F — rów nr 20 pokład 2; 1 — węgiel; 2 — węgiel zailony; 3 — nadkład; 4 — iłowiec; 5 — iłowiec zapiaszczony; 6 — piaskowiec

Рис. 5. Приповерхностная вторичная складчатость отложений, масштаб 1 : 100. А — канава № 13 пласт „4”; В — канава № 12 пласт „4а”; С — малая шахта № 2 пласт „7”; D — канава № 31 пласт „4”; E — канава № 56 пласт „7”; F — впадина № 20 пласт „2”; 1 — уголь; 2 — глинистый уголь; 3 — кровля пласта 4 — аргиллит; 5 — песчаный аргиллит (алевролит); 6 — песчаники



wanych skał. Z powodu braku — przy tak znacznej i ciągłej zmienności litologicznej, jaka tu występuje — możliwości analizowania każdej zmienności po kolei z osobna ograniczono się do opracowania kilku wybranych prób z każdej makroskopowo odmiennej litologicznie grupy skał. Najliczniej występującą grupą są skały pelityczne (iłowce często margliste, iłowce mułowcowe, margle ilaste).

Licznie reprezentowane są także mułowce, niekiedy silnie pelityczne z różną domieszką substancji węglanowej. Mniej licznie występują tutaj piaskowce, wśród nich miąższo- i drobnoziarniste, a zupełnie sporadycznie występują dolomity.

SKAŁY PELITYCZNE

Występujące tu skały podzielić możemy na cztery grupy: 1) iłowce hydromikowe, 2) iłowce hydromikowe z montmorylonitem, 3) margle ilaste, 4) silnie zdiagenezowane łupki ilasto-węglowe.

Niektóre iłowce wykazują mniejsze lub większe zanieczyszczenie substancją węglanową, a wszystkie różny stopień zanieczyszczeń substancją organiczną w postaci detrytusu węglowego.

Wszystkie cztery grupy wykazują także różny stopień zanieczyszczeń materiałem aleurytowym.

Iłowce hydromikowe

W czystej postaci są to skały wyraźnie pelityczne barwy zielonkawopopielatej, wykazujące miejscami wyraźną laminację materiałem jaśniejszym. Odmiany zanieczyszczone węglanem wapnia wykazują dosyć wyraźną reakcję z kwasem solnym. Zanieczyszczenia detrytusem węglowym powodują wyraźną czarną barwę iłowca. Pod działaniem wody iłowiec ten nie pęcznieje i nie rozpada się.

Termogramy ogrzewania tych skał wykazują wyraźne minima endotermiczne w zakresie temperatur 150/180°, mniej wyraźne w zakresie 550—580° oraz rozwlekłe maksimum egzotermiczne w interwale 300—550° i nieznaczne maksimum w zakresie 880—910°. Ponadto w niektórych skałach występują bardzo duże maksima egzotermiczne w zakresie 300—550° z wyraźnym ostrym wzniesieniem około 410—450° lub wyraźne minimum w zakresie 810—880°. Termogramy takie odpowiadają skałom hydromikowym zanieczyszczonym substancją organiczną z pirytem (300—550° i 410—450°) lub kalcytem (810—880°).

Pod mikroskopem skały te wykazują wyraźną strukturę drobno- lub grubo-pelityczną i zbitą teksturę z widoczną zawsze pewną tendencją tworzenia tekstury równoległej. Tekstura ta objawia się w równoległym ułożeniu występujących drobnych łusek hydromik, muskowitu i biotyty oraz pasemek detrytusu węglowego.

Opisywane skały zbudowane są z równoziarnistego, nisko lub średnio dwójłomnego agregatu drobnych ziarn o wyraźnej niekiedy budowie bardzo drobnołuskowatej. Masa ta wykazuje wyraźnie dodatni relief i przerastanie drobnymi wyraźnymi łusczkami średniodwójłomnego minerału. W powyższej masie bardzo często występują drobne łuski muskowitu, biotyty w żółtozielonych barwach pleochroitycznych oraz aleurytowej wielkości ostrokanciaste ziarna kwarcu. Prawie zawsze występują nieznaczne zanieczyszczenia detrytusem węglowym w postaci pyłu lub drobnych ziarn układających się często w cienkie pasemka. Zwiększenie się powyższych zanieczyszczeń powoduje czarnopopielatą barwę iłowca.

W odmianach marglistych z wyżej opisaną masą przerastają się drobne ziarenka kalcytu, skupiające się miejscami w nieduże pelityczne agregaty kalcytowe. Ponadto występuje tu sporadycznie folioid w postaci żółto-zielonych, nieregularnych, zaokrąglonych skupień.

Sporadycznie występuje także piryt w postaci albo drobnych ziarenek, albo kulistych ich skupień układających się często w niedługie paciorkowate pasemka. Występuje on szczególnie często w sąsiedztwie skupień detrytusowego węgla.

Iłowce hydromikowe z montmorylonitem

Iłowce powyższe wykazują zupełnie podobną z hydromikowymi barwę i stopień zanieczyszczenia substancją węglaną oraz organiczną, jak i zupełnie identyczne cechy budowy widocznej pod mikroskopem. Odróżniające je od iłowców hydromikowych cechy to: występowanie wyraźnych objawów pęcznienia i rozpadania po zalaniu wodą, wyraźne przy ogrzewaniu spiekanie w temperaturze powyżej 900° oraz obecność widocznych pod mikroskopem ośrodków o niewyraźnym reliefie. Ponadto termogramy tych skał wykazują nieznaczne minimum endotermiczne w zakresie 710—750°. W iłowcach tych obserwujemy różną zawartość domieszki montmorylonitowej, co przy zupełnym jej zaniku, prowadzi do powstania iłowców hydromikowych.

Z wyżej opisanych dwóch grup iłowców wydzielić można podgrupy o strukturze aleurytowo-pelitycznej, z licznymi aleurytowej wielkości ostrokrawędzistymi ziarnami kwarcu, łuskami muskowitu oraz biotyту o żółtozielonych barwach pleochroitycznych. Biotyt ten wykazuje niekiedy daleko posunięty proces bauerytyzacji. Zupełnie sporadycznie występują tu drobne ziarenka skaleni.

Margle ilaste

Występujące tu margle są to skały zupełnie podobne do marglistych odmian wyżej opisanych iłowców, wykazujące jednak wyraźnie silne burzenie z kwasem solnym. Termogramy wykazują obecność dużej ilości kalcytu z podrzędną ilością drobiny dolomitowej. Skład mineralny substancji ilastej odpowiada wyżej opisywanym iłowcom. Opisywane margle wykazują pod mikroskopem strukturę drobnopelityczną oraz teksturę zbitą. Zbudowane są one z drobnych ziarenek kalcytu przerośniętych mikroziarnistą, niekiedy mikrołuseczkowatą, nisko lub średniodwójłomną substancją ilastą. Wykazują one także różny stopień zanieczyszczenia substancją węglową oraz aleurytowej wielkości materiałem terrygenicznym. Występują i tu także niekiedy drobne nieregularne lub kuliste skupienia folioidu o żółtozielonkawych barwach.

Margle wykazują jednak zawsze znaczną przewagę substancji ilastej w składzie skały.

Zdiagenezowane łupki węglowo-ilaste

Skały te o barwie czarnobrunatnej o rysie szarej wykazują wyraźną drobno liściasto-łupkową teksturę z widocznymi, miejscami bardzo drobnymi, pasemkami węgla. Uderzone rozłupują się na zupełnie cienkie, często lekko soczewkowate listki. Pod mikroskopem wykazują one strukturę pelityczną i teksturę wyraźnie równoległą. Zbudowane są one z naprzemianległych drobnych pasemek substancji węglowej, często pourywanym, wygiętym i sprasowanym.

Masę ilastą buduje mikroziarnisty łuskowaty agregat nisko i średnio-

dwójłomnej substancji ilastej, silnie przyprószony substancją węglową. W pasemkach silnych zanieczyszczeń substancją węglową obecne są małe skupienia drobnych ziarn pirytu.

SKAŁY ALEURYTOWE — MUŁOWCE KWARCOWE

Należące do tej grupy skały wykazują barwę zielonkawopopielatą do ciemnopopielatej przy strukturze wyraźnie aleurytowej i teksturze zbitej. Niektóre z nich wykazują wyraźną laminację materiałem jaśniejszym lub substancją węglową. Widoczne są gołym okiem wyraźne łuski jasnej miki. Mułowce te wykazują różny stopień zanieczyszczeń substancją węglaną, tworząc niekiedy mułowce silnie margliste. Niektóre z nich wykazują także silne zanieczyszczenie substancją węglową przybierając wyraźnie ciemnopopielatą barwę.

Odmiany silnie pelitycznych mułowców wykazują termogramy i pęcznienie podobne do ilowców, co dowodzi podobieństwa składu mineralnego frakcji pelitycznej.

Obraz mikroskopowy wykazuje strukturę aleurytową przy teksturze równoległej zaakcentowanej ułożeniem mik. Frakcję aleurytową budują ostrokanciaste ziarna kwarcu często dynamorficznego, rzadko skalenia potasowego — na ogół mikroklinu, oraz liczne łuski muskowitu i żółtozielonego pleochroitycznego, często zbauerytyzowanego biotyty.

Wśród frakcji aleurytowej występują także ziarna kalcytu i substancji węglowej. Frakcję pelityczną tworzy mikrokrystaliczny agregat drobnych ziarenek niskodwójłomnej substancji ilastej, przerośnięty drobnymi ziarnami kalcytu. Detrytus węglowy występuje w postaci pyłu lub ziarenek tworząc niekiedy równoległe drobne pasemka. Sporadyczne są tu drobne ziarna cyrkonu.

Wśród odmian silnie pelitycznego mułowca występuje mułowiec z materiałem pochodzenia piroklastycznego. Występuje on na głębokości 115,6 m. Obecne są tu kwarcy i skalenie o cechach wybitnie piroklastycznych, bardzo nieliczne żółtobrnatne okruchy szkliwa zdewitryfikowanego, oraz sporadycznie nieregularne popękane ziarna minerału podobnego do epidotu. Termogram tej skały wykazuje wyraźną charakterystykę montmorylonitową. Należy zwrócić uwagę na wielkość niektórych ziarn skalenia dochodzącą 0,3 mm, co wskazuje na nie bardzo daleki transport materiału piroklastycznego.

SKAŁY PSAMITOWE — PIASKOWCE SZAROGŁAZOWE WYŻSZEGO RZĘDU

Z występujących w otworze skał psamitowych obserwuje się występowanie piaskowców miałko- i drobnoziarnistych, kruchych, o barwie jasnozielonkawo-popielatej lub popielatej. Z kwasem solnym wykazują one dosyć wyraźną reakcję. Miejscami występują małe nieregularne skupienia substancji węglowej.

P i a s k o w c e m i a ł k o z i a r n i s t e

Są to skały o strukturze psamitowej miałkoziarnistej i teksturze bezładnej. Zbudowane są one z kanciastych ziarn kwarcu, rzadziej mikroklinu o kratkowym zbliźniaczeniu i drobnych łusek muskowitu.

Sporadycznie występują ziarna krzemieni i łuski zbauerytyzowanego biotyty, często powyginane. Spoiwem piaskowca jest agregat zbudowany z mikrokrystalicznych, prawie izotropowych ziarn substancji ilastej, przerośniętej zupełnie drobnokrystaliczną substancją węglaną. Nie-

kiedy w masie tej tkwią nieliczne drobne i często kuliste agregaty łusek folidoidu. Detrytus węglowy występuje w postaci rzadkich drobnych ziarn.

Piaskowce drobnoziarniste

Są to skały o strukturze psamitowej drobnoziarnistej i teksturze bezładnej. Zbudowane są one z kanciastych lub zaokrąglonych ziarn kwarcu, skaleni i okruchów skał krzemionkowych wielkości około 0,2 mm oraz łusek muskowitu i biotyту, spojonych spoiwem ilasto-kalcytowym oraz miazgą rozkruszonego materiału okruchowego. Kwarzec tu obecny to kwarc allo-geniczny z wyraźnymi nieraz cechami kwarców dynamorficznych (fa-liste wygaszanie). Skaleń reprezentowany jest przez mikroklin z wyraźnym lub delikatnym zbliżnieniem kratkowym o $2V\alpha = 76^\circ$ oraz niektóre 83° i kącie 010 ($\alpha' = 14^\circ$, a 001) $\alpha' = +6^\circ$ oraz ortoklaz jako wyraźny nieraz pertyt ortoklazowy o $2V\alpha = 72^\circ$. Sporadycznie obecne są tu ziarna skalenia zupełnie zserycytyzowanego, pierwotnie prawdopodobnie kwaśnego plagioklaz. Okruchy skał kwarcowych reprezentowane są przez krzemienie oraz łupki krzemionkowe. Z łyszczyków występuje muskowit, często w postaci bardzo postrzępionych łusek, oraz biotyт w postaci powyginanych i postrzępionych łusek wyraźnie odbarwionych z wydzielonymi wewnątrz ziarnkami tlenków żelaza. Niektóre łuski biotyту wykazują wyraźnie zachowane ośrodki pleochroityczne w barwach zielonych. Spoiwem piaskowca jest substancja ilasto-kalcytowo-miazgowa, niekiedy z folidoidem. Folidoid występuje w postaci albo przerośniętego z masą ilastą drobnołuskowatego agregatu wyraźnie pleochroitycznego w barwach jasnożółto-zielonkawych, albo zaokrąglonych skupień mikrokrystalicznej zielonej substancji. Analiza planimetryczna dwóch piaskowców wykazuje następujący ich skład mineralny, podany w procentach objętościowych (tabela 2).

Tabela 2

Skład mineralny piaskowców

	I	II
Kwarc	26,0	26,0
Skalenie	13,3	12,7
Biotyt + muskowit	9,5	4,9
Spoiwo	24,2	24,5
Kalcyt	20,5	24,5
Min. nieprz. + węgiel	2,2	3,0
Skały kwarcowe	4,3	4,4

Skały dolomityczne

Na głębokości 41,6 m występuje dolomit barwy ciemnobrunatno-popielatej, pocięty licznymi cienkimi, jasnymi żyłkami. Pod mikroskopem wykazuje on strukturę pelityczną, zbudowany jest on z agregatu drobnych romboedrycznych niekiedy ziarn zanieczyszczonych pylastym lub ziarnistym detrytusem węglowym. W skale tej obecne są małe szczeliny spękań wypełnione wtórnym krystalicznym dolomit.

Na głębokości 151,2 m występuje brekcja okruchów ciemnego dolomitu zlepionych jasnokremowo-popielatą substancją dolomityczną. Pod mikroskopem widać, że okruchy drobnopelitycznego dolomitu spojone są

grubopelityczną jego substancją. Termogramy tych skał wykazują wyraźną charakterystykę dolomityczną.

Charakter chemiczny zanieczyszczeń węglanowych

Większość badanych skał wykazuje zanieczyszczenia substancją węglanową w bardzo różnym stosunku, począwszy od skał nieco marglistych z zawartością węglanów rzędu kilku procent aż do margli silnie ilastych z zawartością 40% węglanów.

Na przykładzie analiz chemicznych z sześciu wybranych prób można dokładnie scharakteryzować stosunki chemiczne panujące w obrębie substancji węglanowej zanieczyszczającej te skały. Wykazuje ona zawsze obok głównej masy kalcytowej obecność drobiny dolomitowej i syderytu, w dużych niekiedy nawet ilościach. Zaznaczyć należy, iż żelazo i magnez związane być mogą z wapniem w postaci ankerytu.

Dokładne stosunki ilościowe substancji węglanowej badanych chemicznie prób podaje tabela 3. Oznaczenia te wykonano metodą Wasiliewa.

Analizowane próby to:

1 — margiel	głęb. 64,3 m
2 — margiel	„ 107,8 m
3 — mułowiec bardzo silnie marglisty	„ 41,9 m
4 — iłowiec aleurytowy	„ 115,6 m
5 — iłowiec aleurytowy	„ 58,5 m
6 — iłowiec aleurytowy	„ 103,9 m

Tabela 3

Analizy chemiczne w procentach wagowych

Oznaczenia	1	2	3	4	5	6
Części nieroz.	57,40	56,70	59,50	86,54	85,40	75,45
CaO	11,70	11,50	8,66	2,01	2,60	5,86
MgO	5,91	3,55	6,21	0,43	0,80	1,57
FeO	3,90	5,70	4,60	0,60	0,80	1,50
CO ₂	18,93	16,39	16,38	2,40	3,40	7,22
Suma oraz przeliczenia	96,93	93,84	95,35	91,98	93,00	91,60
CaCO ₃	20,88	20,52	15,45	3,58	4,64	10,45
MgCO ₃	12,37	7,43	12,99	0,90	1,68	3,29
FeCO ₃	6,28	9,19	7,41	0,96	1,28	2,41
Suma węglanów	39,53	37,14	35,85	5,45	7,60	16,15

Ogólne wnioski wypływające z badań petrograficznych

Jak wynika z analizy petrograficznej, skały występujące w tym otworze to skały powstające w okresach względnego spokoju w warunkach bardzo mało intensywnych ruchów skorupy ziemskiej. W powyż-

szych warunkach powstają tak liczne właśnie tutaj osady drobnoklastyczne z większą lub mniejszą domieszką materiału chemicznie wytrąconego. Większość występujących tu drobnoklastycznych skał posiada w swym składzie, obok illitu, montmorylonit jako główny minerał ilasty. Występowanie tego minerału wskazuje raczej na morskie pochodzenie tych osadów. Obecność ponadto w niektórych partiach piaskowca i niekiedy mułowca folidoidu, minerału z grupy glaukonitu, charakterystycznego właśnie dla utworów morskich, określa jednoznacznie te utwory jako pochodzenia morskiego.

Niektóre z analizowanych osadów wykazują obecność nieznaczących domieszek kaolinitowych przy równoczesnym braku montmorylonitu, co z kolei charakteryzuje osady lądowe.

Nanosząc wyniki analiz występujących tu piaskowców na trójkątny diagram ilustrujący podział systematyczny piaskowców według K. Ł y d k i (zmodyfikowany diagram Krynine'a) obserwujemy układanie się ich albo w polu arkoz niższego rzędu blisko granicy szarogłazów lub w polu szarogłazów wyższego rzędu.

Należy zwrócić uwagę, iż w procentową zawartość składnika skaleń-kaolinit wliczono tylko zawartość skalenia z powodu braku możliwości wydzielenia pod mikroskopem z agregatu ilasto-miazgowego spoiwa, czystego kaolinitu. Przy uwzględnieniu pewnej zawartości kaolinitu w skale miejsce usytuowania piaskowców przesunie się nieco w kierunku naroża skaleń-kaolinit. Przesunięcie to nie spowoduje jednak istotnej zmiany w usytuowaniu piaskowców.

Według K r y n i n e ' a osad powyższy charakteryzuje okres mało intensywnych ruchów, co potwierdza zresztą duży udział materiału chemicznie wytrąconego. Obecność w iłowcu silnie ilastym na głębokości 115,6 m materiału piroklastycznego świadczy o pewnej działalności wulkanicznej w tym okresie na tym terenie. Wielkość tych ziarn świadczy o nie bardzo dalekim transporcie materiału piroklastycznego.

Występowanie zaś piroklastycznego kwarcu i ortoklazu przemawia raczej za kwaśnym charakterem magmy, z której materiał piroklastyczny pochodzi.

Obecność syderytu stwierdzona w analizie chemicznej wskazuje na to, iż materiał, z którego powstały badane skały, osadzał się w zbiornikach źle przewietrzanych o dużym dopływie materiału organicznego z lądu. Mogły to być zbiorniki typu lagun, jeziorzysk, starorzeczy lub tym podobne. Na podstawie charakterystyki opisanych osadów powiedzieć możemy, iż terenem ich osadzania się był obszar lądowy przybrzeżny, z dużym dopływem z lądu materiału organicznego i z okresowymi zalewami morza.

ZAGADNIENIA FACJALNO-SEDYMENTACYJNE
SEDYMENTACJA CYKLICZNA W GÓRNYM HELWECIE
SYNKLINY MEMALIAJ-LUFTYNIA

(A. R ó ż k o w s k i)

Sedymentacja helwetu w synklinie Memaliaj ma charakter cykliczny. Zjawisko to w trzeciorzędowych utworach węglonośnych zaobserwowane zostało przez wielu badaczy, między innymi przez: D. W. N a l i w k i n a (1956 — 10) w Związku Radzieckim i A. B e r s i e r a (1950) w utworach

molasy przyalpejskiej. A. V a t a n (1950) rozpatruje problem cyklicznej sedimentacji w basenie akwitańskim wśród utworów kredowych i trzeciorzędowych. F. Q u i t z o w (1955) porusza zagadnienie występowania cyklotemów w młodszym trzeciorzędzie Niemiec.

Obserwacje terenowe w rejonie Memaliaj wykazały występowanie wyraźnej cyklicznej sedimentacji zarówno w stropie dolnego helwetu, jak i w górnym helwecie. Szczegółowe badania cyklotemów przeprowadzono jednak jedynie na wychodniach górnego helwetu, wykorzystując do tego bogaty materiał faktyczny z licznie prowadzonych tu wyrobisk badawczych.

Cykliczna sedimentacja osadów górnego helwetu rozpatrywanego regionu uwidoczniła się przez regularne następstwo różnych osadów zaczynając od pokładów węgla i osadów przybrzeżnych, poprzez przejściowe osady brakiczne do osadów płytkiego morza oraz przez powtórzenie tej sedimentacji w regresywnym porządku. Brak regularności powtarzania się w czasie poszczególnych osadów w cyklotemach wskazuje na nierytmiczną ich sedimentację.

Na kształtowanie się cyklotemów w górnym helwecie wpłynęło szereg czynników, wśród których podstawowe znaczenie posiadają:

1. Bliskość, zasięg, rzeźba i skład litologiczny pobliskiego ładu dostarczającego materiał detrytyczny. W dolnym helwecie osadzające się serie słabo obtoczonych zlepieńców wskazują na bliski transport i niedaleką odległość erodowanych gór od zbiornika sedimentacji oraz niedawną żywą działalność tektoniczną obszaru alimentacji. Drobnookruchowy i pelityczny materiał osadów górnego helwetu wskazuje na znaczną już penepłenicację ładu i na względny spokój tektoniczny;

2. środowisko osadzania specyficzne dla obszaru sedimentacji przybrzeżnej łądowo-morskiej;

3. nieznaczne oscylacje linii brzegowej morza powodujące przy znacznej penepłenicacji obszaru łatwość wzajemnych przejść facji: łądowych, lagunowych (brakicznych) i morskich;

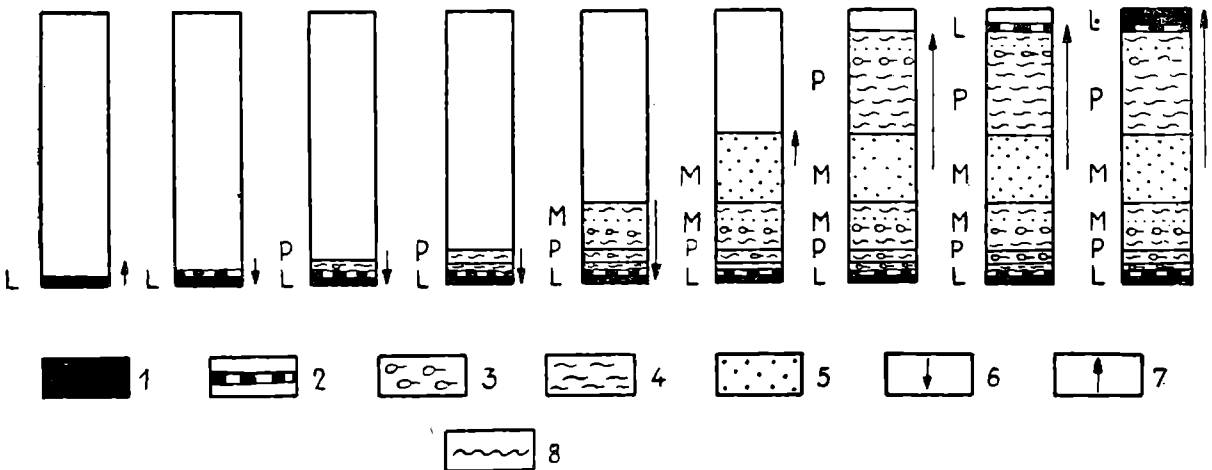


Fig. 6. Tworzenie się cyklotemu. 1 — węgiel; 2 — il węglisty; 3 — fauna; 4 — ilowce; 5 — piaskowce; 6 — transgresywna część cyklotemu; 7 — regresywna część cyklotemu; 8 — płaszczyzna rozmycia; L — osady facji łądowej; P — osady facji przejściowej; M — osady facji płytkiego morza

Рис. 6. Образование циклотема. 1 — уголь; 2 — углистая глина; 3 — фауна; 4 — аргиллиты; 5 — песчаники; 6 — трансгрессивная часть циклотема; 7 — регрессивная часть циклотема; 8 — плоскость размывы; L — отложения континентальной фации; M — отложения фации мелководного моря

4. różnorodne, lecz niewielkie, ruchy pionowe, jakim podlegało dno zbiornika akumulacji;

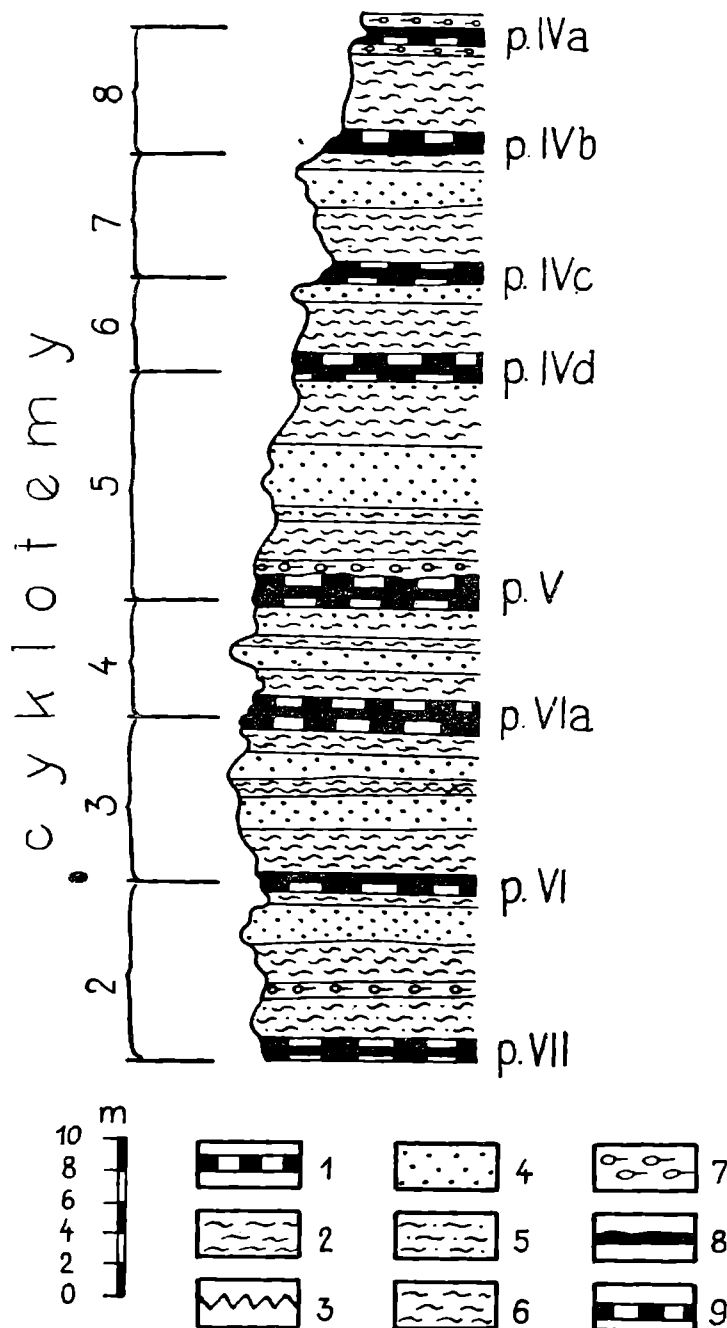
5. klimat i jego sezonowe zmiany wpływające w bardzo istotny sposób na zmiany środowiska sedymentacji; zasadniczą rolę odgrywał on przy powstaniu mikrocykliczności, wyraźnie widocznej w piaskowcach górnego helwetu.

Cykl sedymentacji w górnym helwecie rozpoczyna się węglem lub zastępującym go iłem węglistym, a kończy się również uwęglonym iłem (fig. 6).

Fig. 7. Cyklotemy nr 2—8 górny helwet — Memaliaj (zestawiona na podstawie materiałów z I pola górniczego kopalni Memaliaj). 1 — ił węglisty; 2 — iłowce; 3 — dolomity; 4 — piaskowce; 5 — iłowce zapiaszczone; 6 — iłowce i mułowce; 7 — muszlowiec; 8 — węgiel; 9 — ił węglisty

Рис. 7. Циклотемы №№ 2—8 верхний гелвет Мемалий (составлено на основании материалов I-го горнопромышленного поля шахты Мемалья)

1 — углистый ил; 2 — аргиллиты; 3 — доломиты; 4 — песчаники; 5 — песчаные аргиллиты; 6 — аргиллиты и алевролиты; 7 — раковистый известняк; 8 — уголь; 9 — углистый ил



Osady występujące pod węglem zaliczono do fazy regresji, nad węglem — do fazy transgresji cyklotemu. Przyjęcie węgla lub iłów węglistych jako początkowej warstwy cyklotemu jest uwarunkowane wartością tych osadów jako wskaźnika szczytowego punktu regresji; takie założenie posiada również ściśle praktyczny aspekt ze względu na łatwość paralelizacji tych poziomów.

Przy wydzieleniu poszczególnych cyklotemów analizowano (zgodnie z poglądem N. L. Botwinkiny i innych (1956)) następstwa składu granulometrycznego (cykl granulometryczny) i zmian facjalnych (cykl facjalny).

Ogółem w górnym helwecie zdołano prześledzić około 15 pełnych lub częściowych cyklotemów (fig. 7) o przeciętnych miąższościach 6—15 m. Poszczególne fazy każdego cyklotemu obrazują środowisko sedymentacji. Następstwa cykliczne wykazują niejednokrotnie pewne różnice, lecz mają — ogólnie biorąc — wspólnie cechy związane z transgresją i regresją płytkiego morza.

Poszczególne cyklotemy różnią się między sobą. Fakt ten należy tłumaczyć zarówno zmienną amplitudą ruchów epejrogenicznych, jak i zmienną w czasie jakością i ilością materiału detrytycznego dostarczonego rzekami do basenu sedymentacji; następstwo osadów w cyklotemach ulegało bowiem wahaniom w zależności od nasilenia zjawisk tektonicznych i klimatycznych. Również pewną rolę odgrywać tu będą takie zjawiska wtórne jak np. erozja.

Granice warstw w cyklotemie nie zawsze są ostre, gdyż zarówno występujące przewodnie kompleksy piaskowców, jak i iłowce ulegają lokalnie silnym zmianom składu granulometrycznego. Piaskowce tej samej warstwy na niedużej przestrzeni stają się silnie ilaste, ily natomiast lokalnie przybierają charakter silnie zapiaszczonej skały ilastej (fig. 8).

Stopniowe przejście granulometryczne z jednego cyklu do drugiego wskazuje na łagodne i symetryczne ruchy epejrogeniczne. Ostre granice wskazują na większą amplitudę i asymetrię tych ruchów.

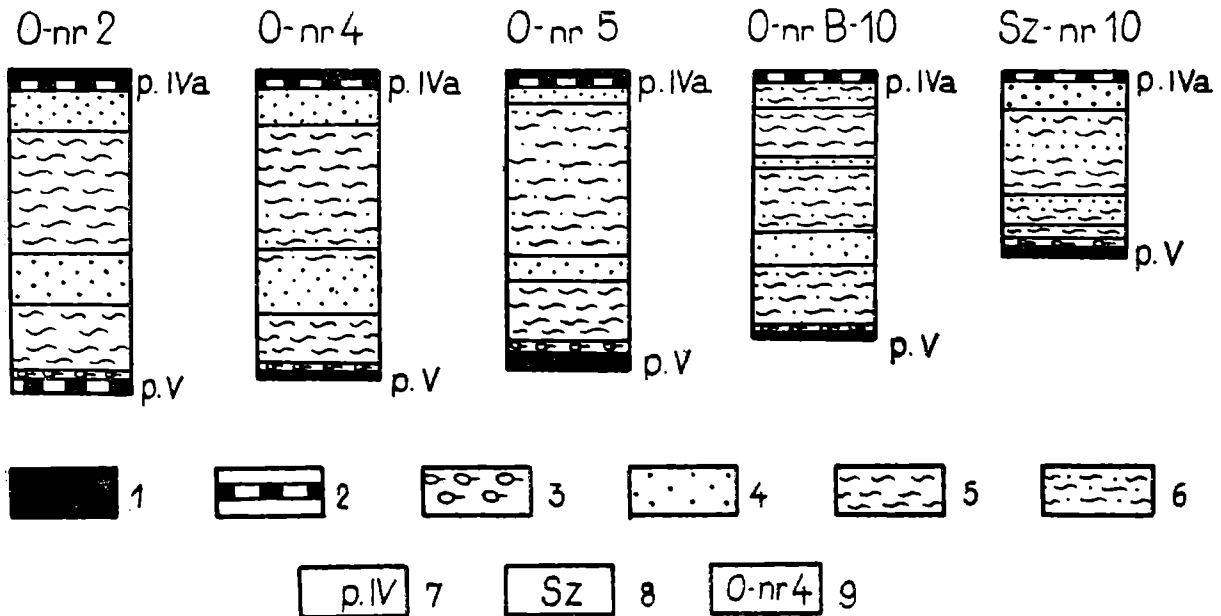


Fig. 8. Przykład zmienności faz cyklotemu wzdłuż biegu warstw w kierunku S—N. 1 — węgiel; 2 — ił węglisty; 3 — muszlowiec; 4 — piaskowiec; 5 — iłowiec; 6 — piaskowaty iłowiec; 7 — numer pokładu węgla; 8 — sztolnia; 9 — numer otworu wiertniczego

Рис. 8. Пример изменчивости фаз циклотема вдоль простирания пластов в направлении S—N. 1 — уголь; 2 — углистая глина; 3 — раковистый известняк; 4 — песчаник; 5 — аргиллит; 6 — песчанистый аргиллит; 7 — номер пласта угля; 8 — шахта; 9 — номер буровой скважины.

NASTĘPSTWO FACJI W CYKLOTEMACH (CYKL FACJALNY)

Podział facjalny poszczególnych warstw w cyklu sedymentacji oparto:

1. na szczegółowych badaniach petrograficznych poszczególnych warstw nawierconych w otworze nr 10 (wykonanych przez S. C e b u l a k a);
2. na podstawie badań paleontologicznych;
3. na podstawie badań tekstury i struktury skał.

Na podstawie tych kompleksowych badań wydzielono trzy podstawowe grupy facji:

1. kontynentalną: przybrzeżnych błot, jeziorzysk i zarastających lagun (facje: deltowa i równiny przybrzeżnej wg D. W. N a l i w k i n a 1956);
2. przejściową: obejmującą zespół facji przejściowych położonych między grupą lądową i zespołem facji morskich;
3. otwartych zatok i płytkiego przybrzeżnego morza.

W większości wypadków granice między poszczególnymi grupami facji nie są ostre i wyraźnie się zazębiają.

Następstwo warstw w cyklu sedymentacji jest zasadniczo stałe, przy czym stwierdzono dwa tylko zasadniczo różniące się typy cykliczności: 1) o całkowitym i 2) o niepełnym rozwoju.

Pełny rozwój cyklotemu

Przykładem pierwszego typu cykliczności może być cykl występujący w otworze nr 10 na głębokości od 135,10 do 121,0 m (fig. 6).

- 135,10—134,50 węgiel brunatny, czarny, półmatowy z pasemkami błyszczącego wityrytu (facja lądowa przybrzeżnych błot);
- 134,50—133,60 brekcja organogeniczna, o lepiszczu ilasto-piaszczystym, fauna źle zachowana, druzgot gruboskorupnych małżów, wśród których oznaczono: *Ostrea crassissima* Lm. i *Ostrea gingsensis* Sch.l., oraz nieoznaczalne, poza jednym egzemplarzem *Cerithium* sp., cienko skorupne mięczaki. W innych otworach i odsłonięciach w warstwie tej oznaczono liczną faunę brakiczną (facja strefy falowania zatoki morskiej wysładzanej); horyzont ten rozpoczyna cykl transgresji;
- 133,60—133,45 iłowiec marglisty szarozielony ze szczątkami fauny brakicznej, pelityczny z regularną ukrytą łupliwością (facja ilastych osadów lagun i zalewów);
- 133,45—131,30 iłowiec szary, pelityczny, zapiaszczony, wapnisty z dużą zawartością miki; łupliwość utajona, warstwowanie poziome, skała jednorodna; oznaczono pojedyncze źle zachowane egzemplarze: *Natica* sp., *Cardium paucicostatum* Sow. (osad płytkiego przybrzeżnego morza);
- 131,30—130,30 iłolupek marglisty, szary, silnie zapiaszczony, z kilkucentymetrowymi wkładkami piaszkowca drobnoziarnistego, dużą zawartością miki, poziomym warstwowaniem, słabo zwięzły, warstwowany miką i detrytusem roślinnym (facja strefy przybrzeżnego morza);
- 130,30—126,10 piaskowiec jasnoszary, drobnoziarnisty o lepiszczu ilastowapnistym, jednorodny, kwarcowy, dobrze przesortowany; na głębokości 127,50—128,05 wkładka iłowca marglistego zapiaszczonego (facja piaszczysto-ilasta przybrzeżnego morza, strefa falowania) — początek fazy regresji;

- 126,10—124,20 iłowiec szarozielony, słabo zwarty, zlustrowany, o nieregularnej płaszczyźnie łupliwości, wapnisty, warstwowanie niewyraźne faliste (facja zatokowo-lagunowa?);
- 124,20—121,30 łożupek szary, zapiaszczony, zwarty, z dużą ilością miki, z utajoną równoległą łupliwością; w sąsiednim otworze na tym poziomie znaleziono trzy egzemplarze brakicznej fauny (osady ilaste facji lagunowej);
- 121,30—121,00 ił brunatny, słabo zapiaszczony, kruchy, słabo zwarty, o nieregularnej łupliwości, odwapniony, ze śladami węgla i detrytusem roślinnym; tworzy bezpośredni spąg pokładu 4d (facja przybrzeżnych błot i półsłonych jeziorzysk);
- 121,00—120,60 węgiel brunatny, czarny, błyszczący, kruchy, jednorodny o smolistym połysku — pokład 4d.

Na przykładzie tym widoczny jest pełny cykl osadzania począwszy od facji lądowo-przybrzeżnych błot i węgla, poprzez rozpoczynającą się transgresję, wyrażającą się osadami strefy falowania (brekcja organogennicza) i ilasto-piaszczystymi sedymentami zatok i lagun odciętych od bezpośredniego wpływu morza. Dalsze zapadanie się pobrzeża uwidacznia się osadami transgredującego płytkiego morza, stanowiącego kulminacyjny punkt transgresyjnej fazy cyklu sedymentacji.

Fazę regresji rozpoczynają piaskowce, których jednorodność i dobre przesortowanie wskazują na tworzenie się ich w strefie przybrzeżnego falowania morza. Powyżej piaskowców zalegają iłowce i łożupki, na podstawie ich struktury i tekstury oraz *per analogiam* z warstwami zawierającymi faunę brakiczną stwierdzonymi w innych odsłonięciach, a zajmującymi ich pozycje w cyklu osadzania się zaliczono je do facji lagun i zatok. Faza regresji osiąga swe maksimum w okresie osadzania się ilasto-węglistych sedymentów przybrzeżnomorskich równin.

Niekompletny cykl sedymentacji

Nieco odmiennie przedstawia się sedymentacja w cyklu występującym w otworze nr 10 na głębokości od 121,00—115,40 m, tj. bezpośrednio nad uprzednio omawianym cyklem osadzania się. Następstwo litologiczne i facjalne jest tu następujące:

- 121,00—120,60 węgiel brunatny, pokład 4d;
- 120,60—120,40 ił szarozielony, miękki, półplastyczny z płaszczyznami poślizgu, o regularnej łupliwości, zawierający faunę: *Cardium* sp., *Planorbis* sp. (facja ilasta płytkich zalewów i lagun wysładzanych przez wpływające rzeki) — początek transgresji;
- 120,40—118,10 iłowiec szary, pelityczny, słabo zwarty, o regularnym poziomym warstwowaniu (facja ilasta lagunowo-zatokowa);
- 118,10—116,30 łożupek silnie zapiaszczony, szary, zwarty, z dużą zawartością miki, smugowany detrytusem roślinnym, słabo oznaczalna fauna; określono jedynie: *Cerithium* sp., *Hydrobia* sp. (facja piaszczysto-ilasta osadów lagun i wysładzanych zatok — rozpoczynająca się faza regresji);
- 116,30—115,55 ił węglisty, brunatny, z milimetrowymi wkładkami węgla i słabo zachowanymi szczątkami flory, zapiaszczony; od 115,55—115,80 ił czarnobrunatny, słabo zwarty, silnie zawęglony, z dużą ilością pirytu (facja ilastych osadów błot przybrzeżno-morskich równin);

115,55—115,40 węgiel brunatny, czarny, warstwowany, półmatowy z warstewkami błyszczącego wityrytu i licznym pirytem — pokład 4c.

Cykl sedymentacji rozpoczyna się osadami lądowo-przybrzeżnymi. Bezpośrednio nad węglem zaczyna się wyraźna transgresja morza, które wkracza na płaskie pobrzeże, rozlewając się szeroko w postaci zalewów, zatok i lagun. Fakt ten potwierdza zawarta w tej warstwie fauna zarówno brakiczna, jak i morska, a nawet pojedynczy okaz fauny słodkowodnej. Silnie zapiaszczony iłowiec wykazuje już początek fazy regresji i zastępuje w tym cyklu piaszczyste osady płytkiego morza. Jest to sedyment należący do facji piaszczysto-ilastej strefy falowania zatoki.

Wycofanie się morza z lądu, powstanie wysładzających się jeziorzysk i zarastających lagun wykazuje facja, w której tworzył się brunatnoszary il węglisty, a następnie przy wzmożonej akumulacji roślinności powstał pokład węgla (4c).

W cyklu tym brak osadów morskich, faza transgresji wyrażała się tylko w postaci facji lagunowo-zatokowej, kontaktującej się bezpośrednio z otwartym morzem.

Nie we wszystkich jednak cyklach da się jednoznacznie określić maksymalny punkt transgresji, który na ogół stanowią osady płytkiego morza. Przejście facji ilastej zatokowo-lagunowej w fację osadów płytkiego morza nie zawsze jest możliwe litologicznie do uchwycenia ze względu na istniejące niejednokrotnie łagodne przejście między tymi facjami. Zasadniczą rolę przy korelacji odgrywa tu fauna, aczkolwiek wśród osadów morskich strefy falowania przybrzeżnego stwierdzono również występowanie fauny brakicznej obok fauny typowo morskiej, co jest charakterystyczne dla facji przybrzeżnej zatoki, do której dochodzą jeszcze prądy i fale z otwartego normalnie słonego morza.

W spągu tortonu na bezpośrednim kontakcie z górnym helwetem występuje horyzont czarnoszarych iłowców i ikołupków, wśród których zalegają dwa pokłady węgla. Seria ta tworzy tu niekompletny cykl sedymentacji stanowiący przedłużenie cyklicznych sedymentacji węglonośnych osadów górnego helwetu.

W otworze nr 10 seria ta przedstawia się następująco:

- 24,30—23,50 iłowiec czarnoszary o ukrytej poziomej łupliwości, w spągu zapiaszczony, z liczną fauną, wśród której określono: *Cardium costatum* L u i r., *Cardium* sp., *Congeria* sp., *Turritella miotermi*na S a c c o, *Ostracoda* sp. sp.; ten zespół fauny występuje w facji bitumicznych, źle przewietrzanych zatok lub nawet wysładzających się jeziorzysk i bagnisk;
- 23,50—23,20 węgiel brunatny, czarny, błyszczący, jednorodny, kruchy, pokład nr 2;
- 23,20—22,50 iłowiec czarnoszary, tworzący lokalnie „zlep muszlowy”, pelityczny; wśród fauny oznaczono: *Cardium* sp., *Congeria sandbergeri* A n d r., *Ostracoda* sp. sp. słodkowodne; typowa facja brakiczna słabo przewietrzanej zatoki, bez prądów morskich, z dala od strefy przybrzeżnego falowania;
- 22,50—20,20 iłowiec marglisty czarnoszary, słabo zwarty, o ukrytej regularnej łupliwości, z nieoznaczalną fauną; przypuszczalnie facja przybrzeżnej laguny;
- 20,20—19,70 il czarny, zawęglony, słabo zwarty, odwapniony, z detrytusem roślinnym, z wkładkami węgla; il ten zastępuje lokalnie pokład węgla nr 1 (facja przybrzeżnych błot).

Wykształcenie tych utworów jest typowe dla facji lagunowej oraz dla facji przybrzeżnych błot i jeziorzysk.

CHARAKTERYSTYKA OSADÓW FACJI W CYKLOTEMACH

W górnym helwecie wydzielono trzy podstawowe facje charakteryzujące środowiska sedimentacji:

1. facje kontynentalne,
2. facje przejściowe obejmujące zespół środowisk położonych na pograniczu lądu i płytkiego morza,
3. facje płytkiego przybrzeżnego morza.

Zmienności litologiczne w ramach poszczególnych facji zostaną rozpatrzone poniżej.

F a c j a k o n t y n e n t a l n a

Do grupy facji lądowych zaliczone zostały osady ilaste i ilasto-węgliście błot przybrzeżno-morskich, ilasto-piaszczyste osady odciętych wysładzających się jeziorzysk oraz pokłady węgla. Są to facje powstałe w regresywnej części cyklu, na skutek wydzwignięcia się lądu oraz peneplenizacji i zabłocenia wyrzeża. Osady tej grupy facji tworzyły się na płaskim zabagnionym terenie lagunowo-zatokowego pobrzeża, na którym w depresjach terenowych istniały wysładzające się jeziora stanowiące relikty cofającego się morza. W skład tych osadów wchodzi c z a r n o s z a r e i ł y i i ł y w ę g l i s t e stanowiące spąg pokładu węgla lub cyklu sedimentacji zastępującego pokład węgla. Iły te są często zawęglone, zawierają znaczne ilości resztek roślinnych i nieliczne egzemplarze fauny słodkowodnej lub brakicznej. Charakterystyczną oznaką iłów jest ich odwapnienie, niejednokrotnie duża zawartość piryty oraz — jak wykazały badania petrograficzne i termiczne — zawartość kaolinitu.

W stropie większości pokładów węgla występują również b r u n a t n o s z a r e i ł y nieraz silnie zawęglone, zawierające detrytus roślinny. Iły te należą już częściowo do grupy facji przejściowych położonych między osadami typowo lądowymi i typowo morskimi. Są to w tym wypadku sedymeny zalanych bagnisk i błot przybrzeżnych, częściowo rozmytych przez transgresję płytkiego morza, rozlewającego się w postaci licznych lagun i zatok. Za faktem tym przemawia lokalne występowanie w nich fauny morskiej, obok brakicznej, a nawet słodkowodnej.

Pokłady węgla posiadają budowę jednowarstwową prostą lub złożoną z wkładkami iłu lub iłowca. Wkładki skały płonnej wskazują wg D. W. N a l i w k i n a (1956) na przerwy w akumulacji materiału roślinnego, spowodowane silnymi zakłóceniami równowagi w postaci burz, powodzi, hamującymi normalny transport roślinności do przybrzeżnych basenów akumulacji. Również A. A. G a p i e j e w (1949) wiąże powstanie wkładek skał płonnych w pokładach węgla z sezonowymi zmianami klimatycznymi, w czasie których na powierzchni torfowisk osadzał się drobnoziarnisty mineralny materiał.

Dlatego pokłady mają w jednym przekroju złożoną budowę, w drugim natomiast przypadku posiadają budowę prostą.

Występujące w pokładach węgla ilaste wkładki wskazują na istniejące w okresie osadzania się węgla zmiany facjalne związane z przejściem facji limnicznych w facje błot (A. P. B ł u d o r o w i in., 1956). Fakty te uwidaczniają zmienność warunków osadzania się węgla, tj. przerwy

w procesach osadzania się materiału roślinnego i zwiększenie się działalności erozji w obszarach alimentacji, w efekcie czego następowała akumulacja mineralnego materiału w torfowiskach.

Zmienna miąższość serii węglonośnej i różnorodność wyklinowywania się pokładów węgla jest prawdopodobnie związana z nierównomiernością ruchów podłoża, a tym samym i wielkości osiadania w różnych częściach zbiornika akumulacji.

W wypadku niedostatecznego transportu materiału roślinnego lub też nie sprzyjających warunków tworzenia się torfowisk (zakładając allochtoniczno-autochtoniczne pochodzenie złoża), zamiast pokładów węgla występują czarne lub brunatnoczarne, silnie zawęglone ily z soczewkami i wkładkami węgla.

Optymalne warunki sedymentacji miały miejsce w południowo-centralnej części obecnie istniejącej synkliny, na co wskazują poszczególne ogniwa serii najpełniej tu wykształconej (fig. 4).

Istniały tu również najkorzystniejsze warunki osadzania się materiału roślinnego. Na fakt ten wskazuje zestawiona grubość pokładu nr 5 prześlędzona zarówno wzdłuż wychodni pokładu, jak również wzdłuż linii badawczych wierceń. Przeciętna grubość tego pokładu na południowym brzegu synkliny wynosi 0,60 m, w centralnej części dochodzi do 1,30 m i stopniowo redukuje się w północnej części do 0,10 m. Ostrej zmianie grubości pokładu w kierunku północnym towarzyszy silne zailenienie pokładu. W mniej więcej podobny sposób układają się warunki innych badanych pokładów węglowych.

Ta charakterystyczna i wyraźna redukcja miąższości osadów wskazuje wyraźnie na spływanie się basenu sedymentacji i gorsze warunki akumulacji materiału roślinnego.

A. J. Ginsburg (fide I. N. Niczugowski, 1951) opracowujący petrograficzną budowę węgla Memaliaj wyróżnia trzy petrograficzne typy węgla na podstawie ich połysku, struktury oraz składu mikroskopowego:

1. węgiel błyszczący, jednorodny, klarytowy;
2. węgiel pasemkowy, klarytowy z pasemkami witrytu;
3. węgiel półmatowy, prążkowany, klarytowo-durytowy.

Badania petrograficzne helweckich węgla z Memaliaj prowadzone były również przez Główny Instytut Górnictwa w Katowicach (I. Szczerbiński i in., 1957). Na podstawie tych badań wydzielono następujące typy węgla:

1. węgiel durytowo-witrytowy, drobnopasemkowy;
2. węgiel klarytowo-witrytowy, z podrzędnie występującym durytem;
3. węgiel głównie witrytowy;
4. węgiel durytowo-klarytowy.

Najczęściej są spotykane węgle klarytowo-witrytowe i durytowo-klarytowe. Wszystkie badane próby węgla z poszczególnych pokładów były skruszone i wykazywały znaczniejsze ilości bardzo drobnego pokruszonego fuzytu, który jest integralną częścią prawie wszystkich odmian petrograficznych. Substancja mineralna również występuje przeważnie w formie bardzo rozproszonej tworząc wpryski ziarniste pirytu, małe skupienia oolitowe (syderyty) bądź strzępki materiałów ilastych.

W pokładach węgla obserwuje się wzajemne przechodzenie i zmiany litotypów węgla, począwszy od węgla witrytowego aż do silnie zanieczyszczonego iłolupku węglowego. Zaledwie kilka pokładów odznacza się stałym składem petrograficznym. Fig. 9 ilustruje procentowy udział

różnych odmian węgla w budowie petrograficznej poszczególnych pokładów. Diagram sporządzono na podstawie danych uzyskanych z analiz kilku zaledwie prób węgla i w związku z tym posiada on tylko orientacyjny charakter.

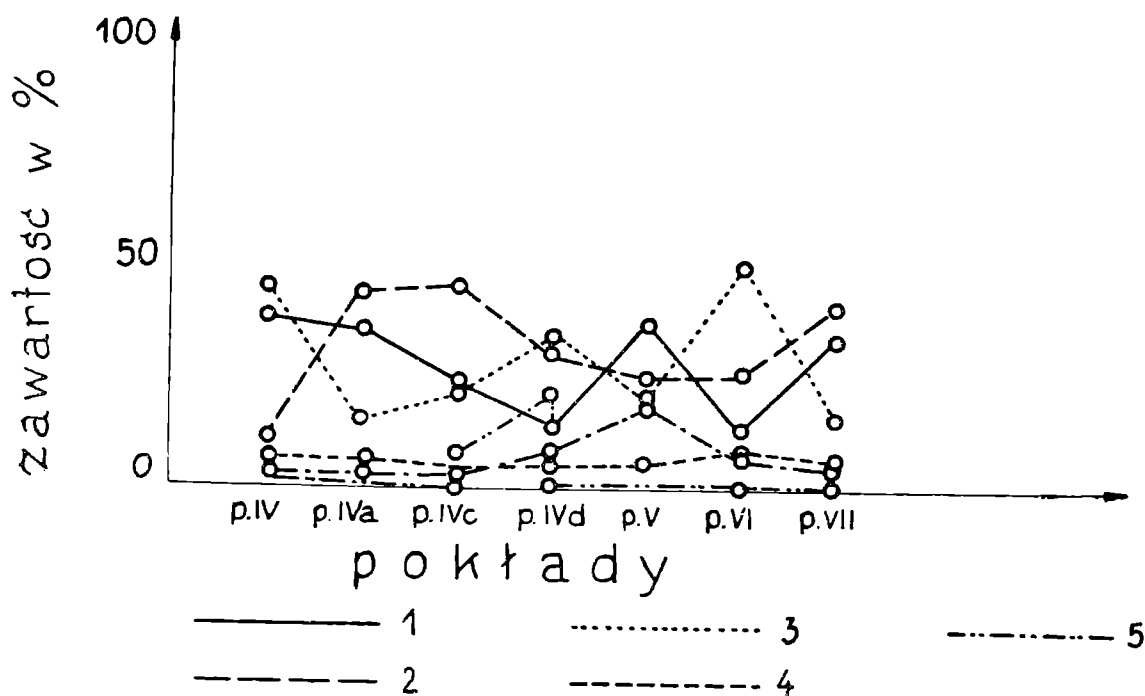


Fig. 9. Diagram udziału różnych odmian węgla i skały płonnej w budowie petrograficznej poszczególnych pokładów. Zestawiono wg danych z badań GJG — Katowice (10). 1 — wityrt; 2 — klaryt; 3 — duryt; 4 — fuzyt; 5 — łupek palny; 6 — skała płonna

Рис. 9. Диаграмма изображающая участие различных разновидностей угля и безрудной породы в петрографическом строении отдельных пластов. Составлено согласно данным исследований Главного Горного Института — Katowice (10). 1 — витрен; 2 — кларен; 3 — дюрэн; 4 — фюзен; 5 — горючий сланец; 6 — пустая порода

Geneza węgla wiąże się z początkami działalności tektonicznej, jakiej podlegał cały obszar sedymentacji. O niewielkich okresowo amplitudach ruchów epejrogenicznych świadczy charakterystyka petrograficzna skał składających się z osadów drobnoklastycznych, zawierających domieszki chemiczne wtrąconego materiału. Są to więc skały powstałe w warunkach względnego spokoju tektonicznego.

Ruchy epejrogeniczne spowodowały regresję morza i umożliwiły intensywną sedymentację materiału roślinnego w powstałych po ustąpieniu morza wysłodzonych lagunach i jeziorzyskach.

A. J. Ginsburg (vide I. N. Niczugowski, 1951) zalicza złożę Memaliaj do złóż pochodzenia allochtoniczno-autochtonicznego: „Sądząc po czystości substancji węglowej w większości badanych prób węgla, dobrym zachowaniu delikatnych elementów foremnych i innych oznakach, należy przypuścić, że materiał roślinny w większości odkładał się na miejscu wzrostu, tj. sposobem autochtonicznym. Pewna różnorodność badanych węgla uwarunkowana jest nieznacznymi różnicami w warunkach gromadzenia się materiału roślinnego... możliwe, że część węgla była transportowana, na co wskazują zawarte w nich domieszki w postaci materiału ilastego i minerałów, rozdrobnienie niektórych elementów i war-

stwowe osadzenie” („Burougolnoje Miestorożdienieje Memaliaj” — dokumentacja geologiczna, rozdział dotyczący genezy złoża).

Pogląd o autochtoniczno-allochtonicznym pochodzeniu złóż węglowych jest obecnie powszechnie przez geologów przyjmowany, o czym świadczą między innymi prace: W. Ł. Sjabriaja (1958), A. A. Gapiejewa (1949), I. N. Niczugowskiego (1951) i innych.

Piaskowce występują w facjach lądowych rzadko. Są to drobno- i średnioziarniste piaskowce, słabo sortowane, krzyżowo, skośnie lub falisto warstwowane, z dużą ilością miki i detrytusu roślinnego. Nie zawierają fauny. Są to osady delt lub równin przybrzeżnych.

Facja przejściowa

W regresywnej części niektórych cykli sedimentacji, w facji przybrzeżnych błot i wysładzających się lagun, występują dolomity i brekcje dolomityczne, w których spękania i szczeliny są niejednokrotnie wypełnione wtórnie krystaliczną substancją dolomityczną. Miąższości dolomitów są nieznaczne, wahają się w granicach 0,10—1,80 m. Skały te występują na ogół bezpośrednio nad zawęglonym łem, który w cyklu sedimentacji odpowiada facji przybrzeżno-lądowych błot i jeziorzysk oraz zarastających lagun. Tworzenie się dolomitów wskazuje na izolowany zbiornik sedimentacji (laguna, płytkie izolowane morze, większe jezioro) o zwiększonym lub obniżonym zasoleniu, podlegający dużym wahaniom temperatury i wysokim nagrzewaniom (A. W. Naliwkin, 1956, tom I, str. 40 i 195—204). Możliwości syngenetycznego tworzenia się dolomitów nie wyklucza również J. Czermiński (1960).

Do sedimentów facji przejściowych należy zaliczyć przypuszczalnie również skały, które na podstawie analizy petrograficznej i termicznej (brak kaolinitu) oraz ich struktury i tekstury zostały zaliczone do osadów lagun i zatok. Zasadniczą rolę odgrywają wśród nich: iłowce, mułowce i iły oraz rzadsze margle ilaste. Lepiszcze tych skał jest z reguły wapniste. Sedymenty te odznaczają się dużą ilością miki i detrytusu roślinnego. Warstwowanie mają niewyraźne. Występująca w tych skałach fauna jest zarówno morska, jak i słodkowodna (pojedyncze okazy) oraz przede wszystkim brakiczna. Tekstura i struktura tych utworów wskazuje na osadzanie się sedimentów w płytkowodnych basenach, do których nie dochodził wpływ prądów morskich, a które to baseny ulegały wysłodzeniu przez wpływające do nich rzeki. Największy rozwój tych osadów jest uwarunkowany pogrążeniem się brzegu oraz bogatą rzeźbą terenu. Ten typ osadów wg Ł. N. Botwinkiny (1956) jest związany przeważnie z transgresją morską.

Fazy regresji w cyklu sedimentacji osadów górnego helwetu zaczynają się na ogół piaskowcami drobno-, rzadziej średnioziarnistymi lub też silnie piaszczystymi iłowcami. Piaskowce posiadają zmienną grubość, wahającą się w granicach od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Odznaczają się one skośnym lub falistym warstwowaniem, dużą zawartością detrytusu roślinnego, wkładkami i soczewkami węgla oraz słabym obtoczeniem ziarn. Lepiszcze piaskowców jest ilasto-wapniste. Widoczne są w nich częste zmiany składu granulometrycznego oraz warstwowanie miką i detrytusem roślinnym. Średnia selekcja materiału wskazuje na osadzanie się piasku w strefie falowania przybrzeżnego zatok lub lagun.

Do tej grupy facji należy również zaliczyć piaszczyste sedymenty podwodnej części delt.

Piaskowce helwetu przedstawiają osady pochodzące z bliskiego denurowanego ładu, transportowane przez rzeki do basenów sedymentacji, które stanowiły: płytki szelf, laguny lub nawet przybrzeżne jeziorzyska. Dzięki intensywnemu transportowi zbiorniki sedymentacji wypełniały się szybko i ulegały wysłodzeniu. Na fakt ten wskazuje znalezienie dwóch egzemplarzy słodkowodnej *Unio* sp. w piaskowcach. Na sedymentację piaskowców w przybrzeżnych zbiornikach wskazuje ponadto brak większego zróżnicowania i nagłych zmian uziarnienia wzdłuż biegu warstw. Także stwierdzone w licznych wypadkach występowanie mikrocyklów w piaskach górnego helwetu jest typowe dla osadów płytkich lub pół zamkniętych zbiorników. Mikrorytmy te powstały w związku z sezonowymi wahaniem temperatur i opadów i ściśle z nimi związanymi zmianami zasięgu linii brzegowej. Również nagłe naruszenie równowagi w tworzeniu się osadów na skutek huraganów i prądów morskich mogło być przyczyną ich powstania (D. W. N a l i w k i n, 1956).

F a c j a p ł y t k i e g o p r z y b r z e ż n e g o m o r z a

W facji tej występują gruboławicowe piaskowce odznaczające się dobrym przesortowaniem, jednorodnością ziarna, zawartością glaukonitu oraz brakiem miki i szczątków roślinnych (lub nieznaczną ich zawartością). Piaskowce tej facji tworzyły się w strefie morskich prądów i falowania przybrzeżnego. Występują one przede wszystkim w dolnym helwecie, gdzie stanowią większość osadów.

Poza tym w rozpatrywanej facji występują również skały ilaste: i ł o w c e i m u ł o w c e odznaczające się jednorodnym składem, pelitową, rzadziej pylastą strukturą, silną wapnistością, poziomym utajonym warstwowaniem. Dobrze na ogół zachowana w tych osadach nieliczna fauna płytkowodnych mięczaków wskazuje na morskie pochodzenie osadów. Oznaczono wśród występującej tu fauny: *Cardium paucicostatum* S o w., *Natica* cf. *catena helicina* B r o c c., *Turritella bicarinata* E i c h w., *Conus aquaensis* d' O r b, *Clavatula jouanneti* D e s m., *Gastrana fragilis* L i n n é.

Badania petrograficzne i termiczne wykazały, że iłowce te zawierały w swym składzie mineralicznym głównie montmorylonit, który uważany jest za raczej dobry wskaźnik morskiego pochodzenia osadów. Ponadto obecność glaukonitu stwierdzona przez S. C e b u l a k a określa jednoznacznie te skały jako utwory pochodzenia morskiego.

Dla facji płytkiego przybrzeżnego morza charakterystycznym sedymentem są lokalne znaczne nagromadzenia fauny o charakterze b r e k c j i o r g a n o g e n i c z n e j l u b z l e p ó w m u s z l o w y c h ewentualnie piaskowców ostrygowych. Powstają one na brzegu morza w strefie falowania. Kryterium ich przynależności do facji morskiej jest dominujący zespół fauny morskiej.

Skały te mogą występować również w facji przejściowej, przy czym wskaźnikiem środowiska będzie tu również zespół faunistyczny. Zazwyczaj można zaobserwować w dolnej części brekcji występowanie gruboskorupnych ostryg *Ostrea* zmiażdżonych i przekryształizowanych, ku górze zaś ilość ostryg maleje na korzyść innych mięczaków, które w stropie występują niemal wyłącznie. Górna część brekcji jest przy tym słabo zwięzła, spojona lepiszczem ilasto-wapnistym, silnie na ogół zapiaszczonym. Skały te są zazwyczaj silnie spękane, przy czym spękania wypełnione są wtórnie kalcytem. Ten typ brekcji tworzył się pod wpływem falowania prawdopodobnie w warunkach facji ilasto-piaszczystych osadów

zatok i zalewów morza o płaskim brzegu. Na fakt ten wskazuje mieszany charakter fauny, wśród której oznaczono: *Arca lactea* L., *Ostrea crassissima* Lam., i *Ostrea gingensis* Schl. (masowe występowanie), *Congeria* sp., *Natica helicina* Brocc., *Melanopsis* sp., *Potamides pictus* Bast., *Cerithium pictum* Bast., *Cerithium lignitarum* Eichw., *Planorbis* sp.

Masowe nagromadzenie fauny występuje ponadto w centralnej części cyklu tworząc zlepy muszlowe. Są to ławice zazwyczaj silnie zgniecionej i skruszonej fauny, spojone lepiszczem ilastym, lub też iłowce z lokalnie znacznym nagromadzeniem fauny. Występująca w tych osadach fauna dwóch biocenoz: brakicznej i morskiej, przy stosunkowo nielicznych okazach gruboskorupnych ostryg typowych dla strefy falowania morskiego, pozwoliła zaliczyć te sedymenty w przeważającej części do facji wysłodzonej lagunowo-zatokowej lub też do facji przybrzeżnych półsłonnych jezior. W otworze nr 10 stwierdzono występowanie kilku takich horyzontów np. na głębokości 31,20 m nawiercono 0,15 m grubości wkładkę łu zawierającą masowo występującą, słabo zachowaną faunę, wśród której zdołano jedynie oznaczyć: *Melanopsis* sp., wieczko *Bythinia*, słodkowodne *Ostracoda*, glon *Chara*, przy zupełnym braku otwornic. Występujący w tym horyzoncie opisany zespół fauny i flory wskazuje na sedymentację w basenie silnie wysłodzonym. Potwierdzeniem tego jest fakt, że w jeziorach, gdzie istnieją ławice muszlowe i tworzą się brekcje muszlowe, znajdują się również strefy wegetacji glonu *Chara* (E. Wasmund, 1926).

Inny zespół fauny z przewagą morskiej oznaczono w tym otworze na głębokości 50,0 m, gdzie występują: *Ostrea crassissima* Lam., *Congeria* sp., *Natica* cf. *catena helicina* Brocc., *Cerithium lignitarum* Eichw., mikrofauna z masowo występującą *Streblus beccarii*. W zespole tym występująca fauna dwóch biocenoz wskazuje na wyraźne połączenie zbiornika sedymentacji z normalnie słonym morzem. Fauna morska została zapewne przyniesiona przez fale i osadzona razem z fauną brakiczną.

PALEOGEOGRAFIA

(A. Rózkowski)

Rozwój basenu sedymentacji utworów helwetu w synklinie Memaliaj-Luftynia jest odbiciem warunków paleogeograficznych, jakie panowały w okresie trzeciorzędowym w południowej Albanii. W ogólnych zarysach przedstawiały się one następująco:

Po intensywnych ruchach tektonicznych istniejących w paleogenie na terenie Albanii wynurzył się na początku miocenu łąd. Tylko środkowa Albania zalana była płytkim morzem stanowiącym połączenie miocenijskiego morza tessalskiego z geosynkliną adriatycką (E. Nowack, 1921).

W dolnym miocenie środkowa Albania stanowiła nadal obszar wzmoczonej sedymentacji. Silna erozja ułatwiła transgresję tego płytkiego morza w strefę wzgórz jońsko-adriatyckich i pasm górskich Epiru. Był to okres spokoju tektonicznego oraz wzmoczonej erozji i denudacji doprowadzającej do peneplenizacji obszaru. Rzeki znosiły wówczas przede wszystkim materiał ilasty i osadzały go w płytkich basenach sedymentacji. Spokój tektoniczny trwa nadal w środkowym miocenie. Jednakże są już pierwsze oznaki powstającej działalności tektonicznej, która w całej swej pełni wystąpi w górnym miocenie.

Speneplenizowanie ilastego fliszowego wybrzeża ułatwia rozlanie się płytkiego morza w głąb lądu. Morze ulega rozczłonkowaniu i dochodzi aż do zaznaczających się już wówczas kulminacji kredowo-eoceńskich, tworząc liczne zatoki i laguny. Osady tego płytkiego już w fazie regresji morza tworzą piętro helwetu. Na skutek dźwignia się lądu wynurzają się z morza płaskie piaszczyste wyspy, które otaczają laguny. Płytkie ciepłe morze charakteryzuje występowanie licznych ostrzyg.

W górnym miocenie intensywność ruchów tektonicznych gwałtownie wzrasta. Następuje maksymalna regresja morza z terenów południowej Albanii i dalsze sfałdowanie strefy Epiru, w której to strefie podstawowe elementy tektoniczne powstały już w oligocenie. Zaczyna się tworzyć ląd również w dolnej Albanii.

Rozwój historyczny helwetu synkliny Luftynia — Memaliaj w południowej Albanii można doskonale prześledzić badając charakter litologiczny następujących po sobie warstw oraz zmiany zachodzące w kompleksach fauny:

- 1) spągowe ogniwa dolnego helwetu są na większej części badanego terenu wykształcone jako wapienie litotamniowe; zespół fauny występujący w tych wapieniach wykazuje, że były to litoralne osady (do 40 m) nerytyku płytkich subtropikalnych mórz o normalnym zasoleniu;
- 2) leżący powyżej wapieni kompleks, składający się z naprzemianległych piaskowców, iłowców, brekcji i konglomeratów wskazuje na rozpoczynającą się regresję morza związaną z działalnością tektoniczną i występującą w związku z tym wzmożoną erozją. Regresja morza postępuje powoli — wyraźnie zaznaczając się występowaniem zlepieńców, których miąższości wzrastają w kierunku wschodnim, to znaczy w kierunku występującego tam lądu. Na zachód od omawianego terenu występuje nadal nieco głębsze morze epikontynentalne łączące się z geosynkliną adriatycką. Morze to jest tu nadal terenem sedymentacji wapieni litotamniowych, na wschodzie zaś, między innymi w rejonie Memaliaj-Luftynia, morze jest już zupełnie płytkie.

Oznaczona mikrofauna z dolnego helwetu wykazuje zespół otwornic planktonicznych i bentonicznych. Spośród otwornic bentonicznych niektóre gatunki są charakterystyczne dla wód głębszych (*Gyroidina soldanii* d'Orb.), inne żyją w umiarkowanych głębokościach (*Valvulineria*), natomiast gatunek *Streblus beccarii* Linn. występuje w subtropikalnych i tropikalnych obszarach rafowych. Cały zespół mikrofauny pobrany z iłowców oraz makrofauna słodkowodna wskazuje na środowisko o normalnie słonej wodzie morskiej, na małe głębokości basenu sedymentacji i strefę subtropikalną.

Zarówno fauna, jak również skład petrograficzny oraz struktura i tekstura omawianych utworów wskazują na to, że piaszczysto-ilaste osady dolnego helwetu należy zaliczyć do facji płytkomorskiej, tworzącej się na obszarach dźwigającego się dna morskiego.

Pod koniec dolnego helwetu dalsze powolne dźwignianie się lądu powoduje tworzenie się lagun i przybrzeżnych jeziorzysk i błot, w których gromadzi się materiał roślinny pochodzący z licznych lasów nadbrzeżnych oraz tworzący się „in situ” jako roślinność torfiasta. Subtropikalny i wilgotny klimat, jaki panował wówczas w Albanii, sprzyjał intensywnemu rozwojowi szaty roślinnej. Uwidacznia się to w tworzeniu pierwszych iłów węglistych oraz pokładów węglowych. Periodycznie transgredujące morze jest już zupełnie płytkie, o mulistym dnie, przy brzegach wysładzane przez wpływające do niego niewielkie rzeki z pobliskiego lądu. Wnioski

te można wysunąć w oparciu o licznie występującą faunę, której przedstawicielami są m. in. wierzące i zagrzebujące się małże. Spływanie morza wyraża się również w osadzaniu się piaskowców ostrygowych i brekcji organogenicznych, świadczących o skrajnie brzeżnej partii płytkiego ciepłego morza.

Osady górnego helwetu wykazują dalsze spłylenie się morza spowodowane ruchami epejrogenicznymi. Cały omawiany obszar zamienia się w wielką równinę przybrzeżną, zalewaną periodycznie płytkim morzem, z którego wystawały jedynie wzgórza kredowe pokryte serią osadów fliuszowych. Powstała wzdłuż brzegu morza speneplenizowana równina pokrywa się bujną roślinnością. Również góry porośnięte były lasami. Na ten ostatni fakt wskazują występujące w piaskowcach górnego helwetu skrzemieniałe pnie drzew iglastych *Glyptostroboxylon tenerum* (K r a u s) C o n v e n t z rosnących w ostrzejszym klimacie, czego dowodem jest ich masowe występowanie w węglach Turowa (Z. Z a l e w s k a, 1955).

Na silnie erodowany ląd wkraczały głęboko zatoki i zalewy morza. Obszar położony między pełnym morzem i bagnistym lądem przedstawiał szeroką płaską strefę wybrzeża silnie rozczłonkowaną, piaszczystą, miejscami zarośniętą, poprzecinaną ujściami rzek i wodami lagun oraz słonawych jeziorzysk.

Na całym tym obszarze wzmożonej akumulacji osadów, trudno jest rozdzielić osady jezior od osadów lagun, a nawet od osadów płytkiego przybrzeżnego morza. Jest to strefa sedymentacji przybrzeżnej, gdzie występują osady częściowo morskie, częściowo kontynentalne. Środowisko depozycji ze względu na brak fauny lub jej mieszany charakter jest w wielu przypadkach trudne do określenia K. F i e g e (1937) określa tego rodzaju sedymenty jako ziemno-wodne (amphigen). Przykładem takiego obszaru są tereny obecnych mielizn i bagnisk północnego morza niemieckiego.

Naturalnie w takim obszarze każda zmiana w położeniu dna, spowodowana zarówno ruchami epejrogenicznymi, jak i nagłymi zmianami w transporcie materiału z lądu, może spowodować przesunięcie linii brzegowej morza i w związku z tym wprowadzić zmiany w układzie facji.

*Instytut Geologiczny
Stacja Górnośląska, Sosnowiec*

WYKAZ LITERATURY

ЛИТЕРАТУРА

- Bersier A. (1950), Les Sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'Avant — Fosse molassique alpine. *Rap. 18th Session Great Britain 1948. Part IV. Intern. Geol. Congr., London.*
- Bludorov A.P., Kirsanov N.W., Distanov U.G., Tuzova L.C., Блудоров А. П., Кирсанов Н. В., Дистанов У. Г., Тузова Л. С. (1956), Третичные угленосные отложения центральных и южных районов Башкирии — *Тр. Геол. Инст., Москва, 3/1956.*
- Botvinkina L.N., Ghemchughnikov I., Timofjev P.P., Ботвинкина Л. Н., Жемчужников И., Тимофеев П. П. (1956), Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона донецкого бассейна, Москва.

- Czermiński J. (1960), Rozwój litologiczny serii węglanowej dewonu południowej części Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.* 30, cz. II, Warszawa.
- Chukhrov F. W., Чухров Ф. В. (1957). Коллоиды в земной коре. А. Н. СССР.
- Fiege K. (1937), Untersuchungen über zyklische Sedimentation geosynklinaler und epikontinentaler Raume. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst.*, H. 177, Berlin.
- Гапеев А. А., Гапеев А. А. (1949), Твердые горючие ископаемые, Москва.
- Liszka S. (1957), Oznaczenie stratygrafii miocenu Memaliaj na podstawie makrofauny (arch. ZPG, Katowice), Kraków.
- Łuczowska E. (1957), Opracowanie mikrofauny prób z III i IV pola górniczego złoża Memaliaj w Albanii (arch. ZPG, Katowice), Kraków.
- Nalivkin D. W., Наливкин Д. В. (1956), Учение о фациях т. I и II.
- Nichugovskij I. N., Ничуговский И. Н. (1951), Буроугольное месторождение Мемалий (неопубликованные материалы), Тирана.
- Nopcsa F. (1921), Geologische Grundzüge der Dinariden. *Geol. Rdsch.* Leipzig.
- Nowack E. (1921), Übersicht über die tektonische Entwicklung der Albanie. *Geol. Rdsch.* 20. B. Berlin.
- Quitow F. (1955), Sedimentation Rythme der jüngeren Braunkohlenformation. *N. Jb. Paleont.* H. 4/5, Stuttgart.
- Rózkowski A. (1958), Występowanie węgla w Albanii. *Prz. geol.* 10/1958, Warszawa.
- Rózkowski A. (1956), Zarys budowy geologicznej Luftyni (komunikat). *Prz. geol.* 3/1956, Warszawa.
- Rózkowski A. (1956/57), Dokumentacje geologiczne złoża węgla brunatnych Memaliaj, I—IV pole górnicze (arch. ZPG, Katowice), Katowice.
- Seidlitz W. (1931), Discordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. Berlin.
- Сябряй В. Т., Сябряй В. Т. (1958), Генезис бурых углей днепровского бассейна, Киев.
- Szczerbiński J., Kuhl J., Magnez C. (1957), Ekspertyza dotycząca badania petrograficznego prób węgla brunatnego ze złoża Memaliaj (arch. ZPG, Katowice), Katowice.
- Tauber A. F. (1942), Postmortale Veränderungen an Moluskenschalen und ihre Auswertbarkeit für die Erforschungen vorzeitlicher Lebensraum. *Paleobiologica* 7, Wien.
- Turnau-Morawska M. (1954), Petrografia skał osadowych. Warszawa.
- Vatan A. (1948), Rythmes de sédimentation en Aquitaine au Crétacé et au Tertiaire. *Rep. 18-th Session Great Britain 1948, Part IV.*
- Wasmund E. (1926), Biocoenose und Thanatocoenose. Biosoziologische Studie über Lebensgemeinschaften und Totengesellschaften. *Arch. Hydrobiol.*, 17. Stuttgart.
- Всесоюзный Научно-Исследовательский Геологический Институт (1957), Методы изучения осадочных пород, Москва.
- Всесоюзный Научно-Исследовательский Геологический Институт (1957), Методические руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Москва.
- Zalewska Z. (1955), Trzecziorzędowe szczątki drewna z Turowa nad Nysą Łużycką. *Acta geol. pol.* 5/2, Warszawa.
- Zuber S. (1936?), Mapa geologiczna arkusz Gllava, skala 1 : 50 000 (odrys z oryginału), Tirana.

РЕЗЮМЕ

С о д е р ж а н и е. В настоящей работе представляется геологическое строение, седиментацию и петрографическую характеристику угленосной серии гельвета залегающих в синклинали Мемалай-Люфтыния южной Альбании. Работа эта основана на результатах геологических исследований совершенных в 1953—56 годах в Альбании.

Обсуждаемый район был уже предварительно исследован целым рядом геологов. К особо важным геологическим работам принадлежат: 1) изготовленная польским геологом С. Зубэром в междувоенном периоде карта листа Глява (масштаб 1 : 50,000) и 2) представленная геологическая документация обработанная в 1950—51 годах советскими геологами Партии № 3 Комплетной Геологической Экспедиции. Собранную во время исследований макрофауну обозначил др. С. Лишка (1951), микрофауну — др. Э. Лучковска (1957), кроме того использовано палеонтологическую обработку Н. С. Волкова (vide И. Н. Нечуговский, 1951). Петрографическую обработку гельветских углей совершенно в Главном Институте Гогного Дела в Катовицах (И. Щербински, И. Куль, И. Магнэз — 1957). Обозначение ископаемых растительных остатков было совершено под руководством проф. др. М. Костынюка. Работа была совершена под руководством проф. др. Э. Пассендорфера, руководителя кафедры Динамической Геологии Варшавского Университета.

1. ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАССМАТРИВАЕМОГО РАЙОНА (А. Ружковски)

Обсуждаемый район построен продольными антиклинальными поясами, ядра которых составлены известняками мела и миоцена. Синклинали выполнены флишевыми и младшими третичными отложениями. Для тектоники этого района характерны продольные сбросы связанные с надвигами. Направление этих надвигов с востока на запад. Дислокация этого ряда, вдоль которой на младшие третичные образования надвинуты старшие осадки этого периода, пробегает через район Мемалай-Люфтыния (рис. 3), вызывая сильное нарушение структуры района, объявляющееся сильной складчатостью и возникновением целого ряда вторичных тектонических чешуй и сети сбросов.

Отложения гельвета в районе Мемалай-Люфтыния залегают в узкой асимметрической синклинали, ось которой пробегает в направлении N—S. Западное крыло синклинали характеризуется непрерывной стратиграфической последовательностью залегания пластов под углом падения 40—60° к E. В синклинали залегают третичные отложения эоцен-олигоценного возраста флишевого облика, вплоть до самых младших слоев верхнего миоцена, выполняющих центр мульды (рис. 3) Восточное крыло составляет надвиг, который местно является сильно чешуйчатым. Подробные геологические исследования были совершены в ненарушенном западном крыле синклинали. Стратиграфическую последовательность залегания пластов в их литологическое развитие в разрезе Люфтыния-Камчиста-Бжабжай представлены на приложенном стратиграфическом разрезе.

Нижний гельвет слагается серией слоивающихся отложений: крупнослоистых песчаников, конгломератов, мергелей и илистых пород. В расстоянии 250 м от кровли нижнего гельвета выступают первые углепроявления. Среди обильно выступающей в нижнем гельвете фауны выступают: *Ostrea gingensis* Schl., *Ostrea crassissima* Lam.

Граница между нижним и верхним гельветом проведена условно на основании макроскопических литологических различий замеченных в поле.

Верхний гелъвет в отличии от нижнего характеризуется отчетливым преобладанием аргиллитов над песчаниками и органогенными орекчиями в литологическом профиле. Констатированная исследовательскими горными выработками мощность верхнего гелъвета колеблется в границах от 60 до 180 м. Глинистые сланцы, аргиллиты и алевролиты залегают в этом подяруссе серого, серо-зеленого или серо-голубого цвета. Эти породы в общем обладают регулярной сланцеватостью и параллельною слоистостью и отчетливыми следами скольжения. Песчаники верхнего гелъвета принадлежат к грауванковому типу. Они характеризуются слабым обточением зерн. Они серо-желтого или серо-голубого цвета. По большей части это мелко или средне-зернистые песчаники с илистым или илесто-известковистым цементом. Местно залегают песчаники с кремнистым и доломитовым цементом. Эти породы в общем залегают в пластах нескольких десятков сантиметров мощности переслойная илистые серии. Слои песчаников мощности нескольких метров залегают исключительно местно, образуя тогда важный маркирующий горизонт относимости. Эти песчаники полосатые в связи с неравномерным размещением растительного детрита и напластованные согласно с слоистостью. Местно констатировано перекрещивающуюся косую и волнистую слоистость.

Органогенные раковинные брекчии и устрицовые песчаники являются характерными образованиями этих отложений. Среди аргиллитов местно прослеживаются серо-желтые твердые, сильно трещиноватые доломиты, имеющие часто характер доломитовой брекчии.

Верхний гелъвет содержит около 10--12 залежей бурого угля (рис. 2). Эти пласты залегают нерегулярно. Строение пластов однослойное или сложное с прослойками илистых пород.

Согласно актуальной международной классификации бурые угли Мемалэй-Люфтынья следует обозначит символом 800. Они являются сильно углефикационными бурыми углями средней теплотворности 5500—5900 Каег/кг.

Петрографические исследования углей Мемалэй обнаружили их большую петрографическую изменчивость и значительную примесь безрудной породы (И. Щербинский, И. Куль, Ц. Магнез, 1957). В тектоническом строении района принципиальную роль имеет складчатая тектоника; дизъюнктивные дислокации играют второстепенную роль. Особенно существенно нарушены северные и южные районы залегания отложений гелъвета находящиеся в непосредственном содействии главной дислокации надвига. Простираение пластов принципиально постоянно — NNW--SSE.

2. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД БУРОВОЙ СКВАЖИНЫ МЕМАЛЭЙ 10 (С. Цебуляк)

Петрографические исследования пород были проведены на образцах избранных из групп одинаковой макроскопически литологической характеристики. Залегающие здесь породы можно подразделить на четыре группы: аргиллиты с мергелями, алевролиты, песчаники и доломитовые породы. Так аргиллиты и мергели, как и алевролиты проявляют очень большую изменчивость примеси карбонатного и органического вещества и грубо-обломочного материала. Основным материалом их илистой фракции являются гидрослюды при незначительной примеси — в некоторых случаях — монтмориллонита. В составе карбонатных примесей выступают: магнезиальный кальцит, доломит и сидерит. Анализированные песчаники характеризуются мелкозернистой структурой. Своим составом они соответствуют аркозам нижнего ряда или грауванкам высшего ряда. Выступают в них кварц — иногда динамоморфический — микроклин и ортоклаз, кремни или кремнистые сланцы, мусковит и биотит часто уже отчетливо бауеритизированный.

Важным фактором указывающим на фаціальность этих отложений является залегание в некоторых песчаниках или алевролитах небольших агрегатов фоллидсидов. Петрографический анализ показывает, что находящиеся здесь породы могут быть отложениями прибрежной зоны затапываемой иногда морем.

3. ФАЦИАЛЬНЫЕ И СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРОБЛЕМЫ (А. Ружковский)

Исследования касающиеся цикличности седиментации удалось завершить только в верхнем гелльвете используя обильный фактический материал доставленный исследовательскими горными выработками произведенным на обнажениях рассматриваемых пород. Как начало цикла седиментации принято пласт угля, а углистая глина подстилающая следующий пласт угля — как его окончание. При выделении отдельных циклотемов была анализирована гранулометрического состава (гранулометрический цикл) и фациальных изменений (фациальный цикл). В общем исследовано около 15-ти полных или частичных циклотемов. средней мощности 6 — 10 м.

Цикличные последовательности неоднократно указывают на некоторые различия, но в общем характеризуются общими чертами связанными с трансгрессией и регрессией мелководного моря.

Граница слоев циклотемов не всегда резкая потому, что так руководящие комплексы песчаников, как и аргиллиты подчиняются значительным местным изменениям гранулометрического состава. В исследуемой серии выделено три основные группы фаций:

1. континентальную — прибрежных болот, озер и зарастающих лагун,
2. переходную, включающую комплекс переходных фаций лежащих между континентальной группой и комплексом морских фаций,
3. мелководного прибрежного моря.

В серии отложений верхнего гелльвета констатировано два основные типы цикличности: примером первого типа является полный циклотем залегающий в буровой скважине № 10 на глубине от 135,10 до 121,0 м. Здесь развит полный седиментационный цикл начиная с береговых болот и торфяников, через начинающуюся трансгрессию, выраженную и илисто-песчанистыми отложениями заливов и лагун содержащих соленатоводную фауну пелециподов и гастроподов. Кульминационным пунктом трансгрессивной фазы являются здесь илистые отложения мелководного окраинного моря со солоноводной фауной. Фазу регрессии начинают песчаники, которых однородность и хорошая рассортировка указывают на образование их в районе волнения прибрежного моря. Залегающие выше в циклотеме отложения с соленатоводной фауной указывают на образование их в частично отделенных от бассейна заливов и лагунах. Максимум фазы регрессии представляют собой илисто-углеродистые осадки береговых равнин. 2. Второй некомплетный тип цикличности характеризуется отсутствием отложений морской фауны. Фаза трансгрессии проявляется здесь только в виде лагунно-заливовой фации.

Не во всех однако циклотемах можно отдельно определить границы одиночных фаций.

4. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ (А. Ружковский)

В среднем миоцене на территории Альбании господствовал период тектонического покоя; исключительно вертикальные движения, которые в это время имели место, были незначительной интенсивности. Пенепленизирование побережий об-

легчает вторжение мелководного моря вглубь континента. Море подвергается расчленению и подходи в антиклинальные мелово-эоценовые поясы, перекрытые мощными отложениями эоцено-олигоценового флипа, образуя, многочисленные заливы и лагуны. Отложения этого мелководного, но находящегося уже в регрессивной фазе моря образуют гельветский ярус (Е. Новак 1921).

Анализ отложений гельвета района Мемалей указывают на большую изменчивость развития краевой линии миоценового моря. Плоский рельеф суши выясняет легкость фациальных изменений седиментации вызванных даже незначительными вертикальными движениями или изменениями интенсивности аккумуляции в дождевое время.

Фациальные изменения в течение гельветского периода изображают развитие и распространение отложений этого яруса:

1. Нижние звена нижнего гельвета почти на целой территории развиты как литотамниевые известняки. Находящаяся в них фауна указывает, что это были отложения краевого мелководного субтропического моря.

2. Вышележащий комплекс песчаников, аргиллитов и брекчий указывает на начинающуюся регрессию моря. Микрофаунистические исследования показали, что выступающий здесь комплекс планктонных и придонных фораминифер характерен для среды с нормально соленой водой при умеренной глубине бассейна седиментации

3. В конце нижнего гельвета имеется дальнейшее медленное возвышение суши вызывающее образование лагун, береговых озер, и болот, в которых накапливается растительный материал, происходящий из многочисленных прибрежных лесов. Кроме того „in situ” образуется торфяная растительность.

Периодически трансгрессирующее море уже совсем мелководное с илистым дном, опресненное втекающими реками из близлежащей суши. Обмеление моря выражается между прочим седиментацией устричных песчаников и органогенных брекчий, свидетельствующих о крайне береговой партии мелководного теплого моря.

4. Отложения верхнего гельвета проявляют дальнейшее обмеление, вызванное тектонической деятельностью. Весь рассматриваемый район переходит в большую прибрежную равнину, периодически затопляемую мелководным морем, в котором торчали наружу только возвышенности, построенные из мелово-эоценовых известняков, прикрытых покровом флишевых отложений.

На эту сильно орожденную сушу внедрялись глубокие заливы моря. Район лежащий между глубоководным морем и болотистой сушей представлял собой плоское побережье — песчанистое, местами заросшее, пересеченное водами лагун и соленоватых озер.

Геологический Институт, Горносилезское Отделение
Сосновец

OBJAŚNIENIA TABLIC ОБЪЯСНЕНИЯ ТАБЛИЦ

Tablica — Таблица XI

Fig. 1. Odsłonięcie helwetu w przełomie Viosy koło Memaliaj

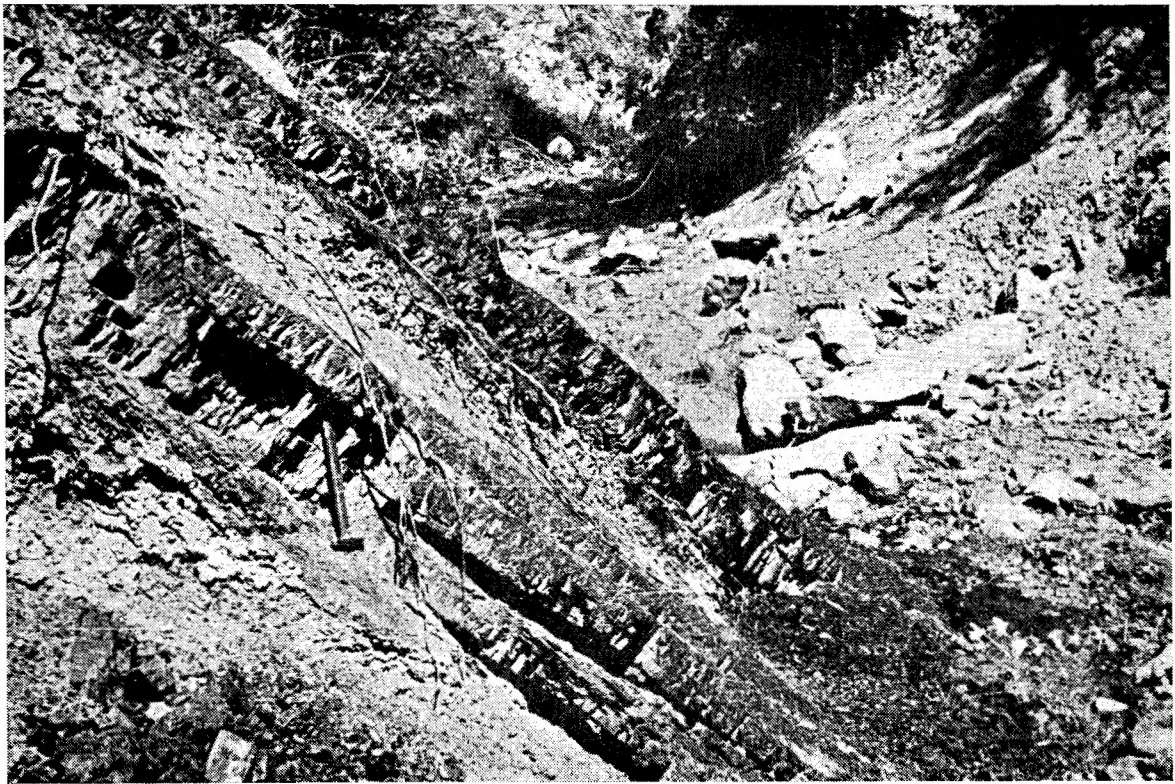
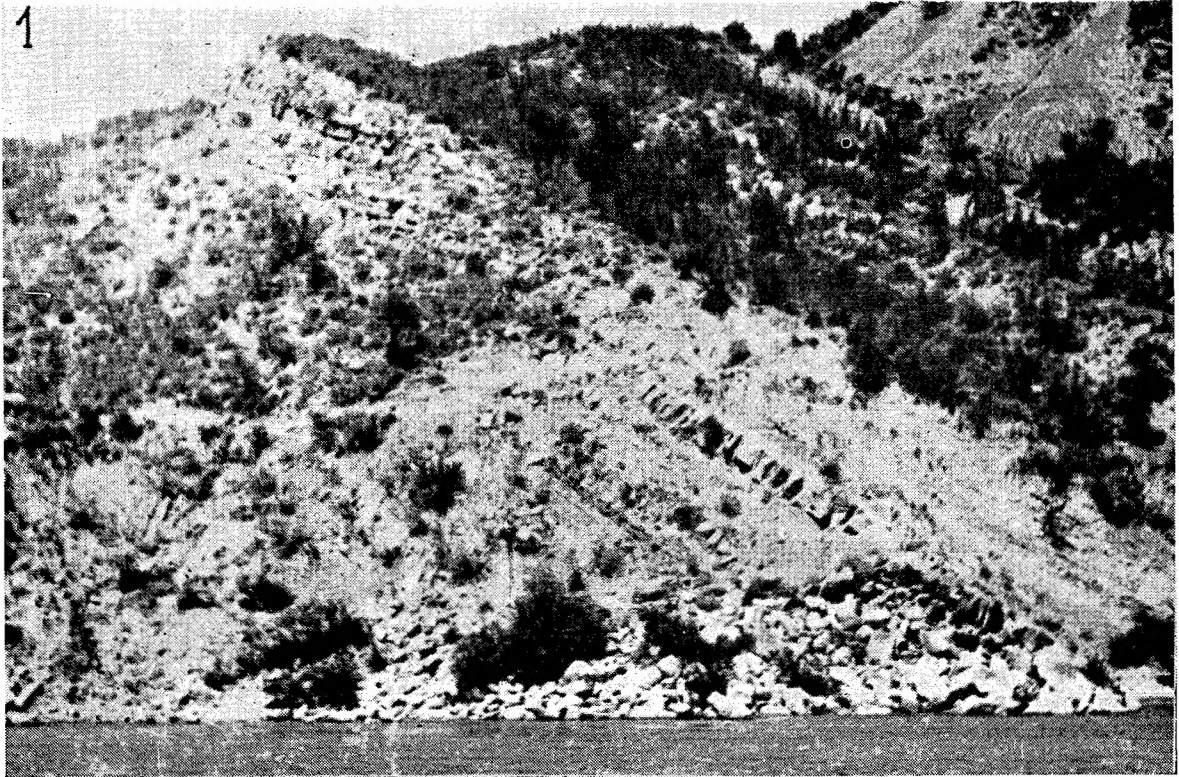
Рис. 1. Обнажения гельвета в переломе реки Viosy (район Мемалей)

Fig. 2. Zachodnie skrzydło synkliny Memaliaj — górny helwet, wychodnie pokładu węgla

Рис. 2. Западное крыло синклинали Мемалей. Верхний гельвет. Выход угольного пласта

Tablica — Таблица XII

- Fig. 1. Witryt wykształcony w formie telinitowej komórki (ciemne miejsca) zanieczyszczony wtrąceniami (wpryskami) pirytu (b. jasne punkty). Światło odbite, immersja. Pow. 200 ×
- Рис. 1. Витрен с телинитовой клеткой (тёмное) и включениями пирита (светлое). Аншлиф. Иммерсия. Увел. 200 ×
- Fig. 2. Klaryt sporowy. Szare tło — witrynit. Ciemne ciała ukształt. — spory; jasne punkty (ziarnka) — piryt. Światło odbite, immersja. Pow. 200 ×
- Рис. 2. Споровой кларен. Споры — темные пятна Пирит — светлые пятна. Аншлиф. Иммерсия. Увел. 200 ×
- Fig. 3. Duryt. Ciemne plamy — subst. miner. (ilasto-węgl.); jasne — większe — mikrynit i część fuzynit; bardzo jasne punkty — piryt; szare tło — witrynit; ciemne drobne smużki — mikrospory. Światło odbite, immersja, Pow. 200 ×
- Рис. 3. Дюрен. Темные пятна — минер. вещество (илисто-угольное). Светлые пятна — микринит и частично — фюзинит. Очень светлый — пирит, серый фон — витринит, темные полосы — микроспоры. Аншлиф, иммерсия. Увел. 200 ×
- Fig. 4. Łupek węglowy. Jasne warstewki i drobne smużki — witrynit; bardzo jasne ziarna — piryt; bardzo jasne strzępki — fuzynit; ciemne tło — substancja mineralna (illit, syderyty). Światło odbite immersja. Pow. 200 ×
- Рис. 4. Углистый сланец. Светлые прослойки и полосы — витринит, очень светлые зерна — пирит, светлые лоскутья — фюзинит. Темный фон — минер. вещество (иллит, сидериты). Аншлиф, иммерсия. Увел. 200 ×



A. Rózkowski, S. Cebulak