

MARIAN KSIĄŻKIEWICZ<sup>1</sup>

## KILKA PORÓWNAŃ MIĘDZY FLISZEM KAUKAZU I KARPAT

*Несколько сравнений между флишем Кавказа и Карпат*

*On some analogies between the Caucasian and Carpathian flysch*

**Streszczenie.** Istnieją znaczne podobieństwa w rozwoju litologicznym i następstwie utworów fliszowych obu pasm. Podobieństwa te zaznaczają się głównie w kredzie. W obu pasmach flisz wapienny pojawia się w tym samym czasie, jak również w tym samym czasie sedimentacja fliszowa została przerwana przez okres, w którym osadzały się radiolaryty.

W r. 1971 miałem sposobność zapoznania się z kilkoma przekrojami południowego zbocza Kaukazu w centralnej części Gruzji, mianowicie w dolinach rzek Aragui, Jori i Alazani. W czasie pobytu korzystałem z przewodnictwa naukowego w osobach prof. A. L. C a g a r e l i, R. G a m b a s z i d z e, G. K. C z i c z u a, T. N. C h a t i s k a c i i L. T a t a r i s z w i l i, za co im na tym miejscu składam wyrazy serdecznego podziękowania. Środków transportu na wyjazdy w teren dostarczył Instytut Geologiczny Gruzińskiej Akademii Nauk dzięki uprzejmości dyrektora prof. P. D. G a m k r e l i d z e, za co jestem mu bardzo wdzięczny.

Flisz południowego zbocza Kaukazu osadził się w basenie zwanym „geosynkliną południowego zbocza Wielkiego Kaukazu”. Powstała ona z rozdzielenia starszej geosynkliny założonej na starszym podłożu w permie — triasie przez wypiętrzenie geoantyklinalnego pasma, biegnącego mniej więcej w osi dzisiejszego pasma, na dwa baseny, północny i południowy. Wypiętrzenie geoantykliny i rozdzielenie geosynkliny odbyło się przed górną jurą, w wyniku orofazy andyjskiej. Basen północny miał charakter miogeosynkliny, z wapiennymi osadami kredy i piaszczystymi, niefliszowymi osadami trzeciorzędu starszego, natomiast basen południowy był miejscem osadzania się głównie osadów fliszowych w ciągu górnej jury, kredy i paleogenu (M i l a n o w s k i, C h a j n, 1963).

Flisz zjawiał się wcześniej w Kaukazie (w keloweju) niż w Karpatach (tyton). Utwory fliszowe leżą zgodnie na dolnojurajskich łupkowych utworach (aspidna formacja kaukaskich geologów), z których stopniowo rozwijają się tak, że w warstwach bursaczirskich, których górna część zalicza-

<sup>1</sup> Kraków 19, ul. Oleandry 2A.

Instytut Nauk Geologicznych UJ

na jest do górnej jury, charakter fliszowy jest już wyraźnie zaznaczony (G a m k r e l i d z e et al., 1964, p. 52).

O podłożu fliszu w Karpatach, w przeciwieństwie do Kaukazu, niczego konkretnego nie wiemy, gdyż inaczej niż w Kaukazie flisz karpacki odkłuł się od swego podłoża. Poprzedzające flisz łupkowe warstwy dolnocieszyńskie (tyton), z nielicznymi wtrąceniami frakcjonalnie uwarstwionych wapieni, mogą być w każdym razie porównywane, jeśli chodzi o ich stosunek do fliszu, z aspidną formacją Kaukazu.

Górnojurajski flisz Kaukazu ma charakter fliszu wapiennego („karbo-natnego” kaukaskich geologów). Składa się on z naprzemianległych łupkowych margli i „pelitomorfnych” wapieni, natomiast rzadko występują w nim wkładki piaszczystych wapieni. Cechy fliszowego osadu są tu typowe: ostre dolne powierzchnie ławic, hieroglify prądowe oraz ichno-fauna złożona głównie z chondrytów. Dolna część tego wapiennego fliszu zaliczana jest do oksfordu-luzytanu, górna zaś (warstwy Cipori) do tytonu. W tej górnej części występują też wkładki pseudoolitowych wapieni (G a m k r e l i d z e et al., 1964, p. 89), w pewnej mierze podobnych do również pseudoolitowych wapieni cieszyńskich. Typowy przekrój tych warstw znajduje się w rejonie Wojskowej Drogi Gruzińskiej, gdzie W a s s o j e w i c z (fide G a m k r e l i d z e et al., 1964, p. 91) podzielił je na dolny oddział nazwany warstwami Bolja, złożony z wapieni i margli, i górny, czyli warstwy Eniseli, złożony z pseudo-oolitowych, detrytycznych i piaszczystych wapieni naprzemianległych z marglistymi łupkami. Miąższość warstw Eniseli jest zbliżona do miąższości wapieni cieszyńskich (około 300 m). Według W a s s o j e w i c z a najwyższa część tego ogniwa może już należeć do beriasu, więc tym bardziej można to ogniwo porównywać z wapieniami cieszyńskimi, które reprezentują górny tyton — berias (B i e d a et al., 1963). Rozprzestrzenienie tytońskiego wapiennego fliszu jest rozległe, występuje on bowiem zarówno w południowo-wschodnim Kaukazie (W a s s o j e w i c z, 1951), jak też na czarnomorskim pobrzeżu Kaukazu.

Flisz kredowy jest potężnie rozwinięty na południowym zboczu Kaukazu. Według geologów kaukaskich dzieli się on zasadniczo na dwa oddziały: dolny o charakterze terrygenicznym (hoteryw — alb) i górny, który jest głównie wapienny (turon — dan).

Najniższa kreda (po walanżyn włącznie) rozwinięta jest jeszcze jako wapienny flisz łączący się z wapiennym fliszem górnej jury (R e n n g a r t e n, 1932). Jest to górna część warstw Cipori. Miejscami, w strefie fliszu najbardziej północnej, tzn. w strefie Miasta — Tianeti, zaznacza się zróżnicowanie walanżynu tego rodzaju, że ku południowi w tej strefie zanikają wkładki wapieni i walanżyn jest reprezentowany tylko przez czarne margle. Utwory te nie są podobne do walanżynu Karpat fliszowych (łupków cieszyńskich górnych, warstw Sinaia), ale wspólną cechą jest marglistość i ciemne barwy.

Piaszczysty flisz w Kaukazie zjawia się w hoterywie — baremie. Są to warstwy z Pasanauri (R e n n g a r t e n, 1932, C a g a r e l i, 1954, E r i s t a v i, 1960). Są to łupki ilaste z wkładkami przeważnie cienkoławicowych piaskowców, zwykle wapnistych. Warstwy te nie znajdują ekwiwalentu we fliszu karpackim, jednakowoż na obszarze przy Gruzjińskiej Drodze Wojskowej na południe od Pasanauri występują w tym ogniwie grube pakiety czarnych liściastych łupków z syderytycznymi konkrecjami (warstwy Dgnali), identyczne z łupkami wierzowskimi Karpat baremo-apckiego wieku. Dodać również można, że w północno-zachodnim Kaukazie występują ciemne ily z syderytami, zaliczone na podstawie amonitów do baremu i może niższego aptu (M i l a n o w s k i, C h a i n, 1963, p. 98).

Na analogie między dolnokredowym fliszem Kaukazu i Karpat zwrócono już uwagę (G a m k r e l i d z e et al., 1963, p. 140), upatrując podobieństwo między warstwami Sinaia (= łupki cieszyńskie górne, częściowo też warstwy grodziskie, K s i ą ż k i e w i c z, 1962) i warstwami Comarnic Karpat a warstwami Cipori, Pasanauri i warstwami medowejewskimi. Trzeba tu jednakowoż podkreślić, że ogólnie biorąc, podobieństwo między tymi utworami jest dalekie.

Z drugiej strony należy zaznaczyć, że zjawienie się dobrze rozwiniętego piaszczystego fliszu przypada w obu obszarach na ten sam okres.

Alb strefy Miasta — Tianeti jest łupkowo-marglisty z pstrymi wkładkami. Utwory te nie znajdują odpowiednika w Karpatach. Natomiast w bardziej południowej strefie (zinwaldskaja zona) w najwyższej części albu występują wstęgowane, cienkoławicowe piaskowce na przemian z ciemnymi, a rzadziej z zielonawymi łupkami. Warstwy te, oglądane na północ od klasztoru Ananuri, przypominają bardzo warstwy lgockie Karpat, które są tego samego wieku. Na nich leżą ciemnoszare łupki z cienko- i średnioławicowymi aleurytami, drobnymi zlepieńcami („grawelitami”) i nielicznymi wtrąceniami niebieskich rogowców („silicitów”). Warstwy te, tworzące dolny człon ananurskich warstw, są podobne do łupkowatych odmian warstw mikuszowickich. Rogowce, podobnie jak w warstwach mikuszowickich, są wstęgowane, ale w przeciwieństwie do mikuszowickich spongiolitów składają się z licznych radiolarii ze stosunkowo nieliczną domieszką igieł gąbek. Na podstawie występowania *Gumbelitra cenomana* (K e l l e r) ogniwo to zalicza się do cenomanu górnego. W Karpatach przypuszcza się, że warstwy mikuszowickie przynajmniej w górnej części należą do cenomanu (B i e d a et al., 1963, p. 45), więc wiek obu ogniw jest bardzo zbliżony, o ile nie identyczny.

Powyżej leży środkowe ogniwo warstw ananurskich. Składa się ono z czarnych, cienkoławicowych rogowców, zawierających wielką ilość radiolarii. Warstwy te nie dostarczyły przewodniej mikrofauny. Ponieważ leżą pod paleontologicznie oznaczonym górnym turonem, zalicza się je do cenomanu górnego — turonu dolnego. Miąższość tego radiolarytowego

ogniwa wynosi kilka metrów (w dolinie Aragui 1 — 3 m, wyjątkowo osiąga 40 m w Kachetii).

W Karpatach zewnętrznych w identycznym położeniu występuje szeroko rozprzestrzeniony poziom zielonych lub czerwonych radiolarytów (Burtan, Książkiewicz, Sokołowski, 1933, Bieda et al., 1963), który na podstawie położenia i bardzo skąpej mikrofauny zalicza się do cenomanu.

W ogniwie radiolarytowym Kaukazu stwierdzono w niektórych miejscach wkładki popiołów i tufów (Gamkrelidze et al., 1966, p. 144). W radiolarytach karpackich występują tufobrekcje (Książkiewicz, 1951, p. 126), a wkładki tufogeniczne stwierdzono w najbliższym ich sąsiedztwie (Wieser, 1963). Według Cagareli (1954, p. 346) rozwój radiolarii uwarunkowany był dopływem krzemionki pochodzenia wulkanicznego.

Charakterystyczna jest różnica w barwie radiolarytów kaukaskich i karpackich. Widocznie radiolaryty kaukaskie osadziły się w gorszych warunkach utleniania dna morza w porównaniu z karpackimi, co być może wiązało się z faktem, że geosynklina fliszowa Kaukazu była znacznie węższa.

Na poziomie radiolarytowym spoczywa górne ogniwo warstw ananurskich, złożone z wapieni białych, zielonych lub różowych, mniej lub więcej skrzemieniałych, o miąższości kilkunastu metrów (w Kachetii do 40 m), nie wszędzie rozwiniętych. Warstwy te zalicza się do dolnego turonu. Wyżej, albo wprost na radiolarytach leży ogniwo Margalitisklde, zwane też serią pstrych wapieni. Składa się ona z niegrubo uławiconych wapieni pelitycznych, białych i różowych. Miejscami wapienie są skrzemieniałe. Na podstawie globotrunkan i inoceramów warstwy te zaliczono do górnego turonu. Przechodzą one ku górze w ogniwo Etmakischevi, złożone z litograficznych wapieni, przeważnie białych, zaliczonych na podstawie skąpej fauny do koniak — dolnego santonu. Ku górze, przynajmniej miejscami (w dolinie Aragui na południe od Pasaauri) zwiększa się ilość wtrąceń pstrych.

W dolinie Aragui ta seria wapienna, chociaż składa się z naprzemianległych ławic wapiennych i marglistych, nie ma charakteru fliszowego. Ławice wapienne zarówno ku górze, jak i ku dołowi przechodzą stopniowo w ławice marglisto-łupkowe. Inaczej jest w dolinie Jori. Tam, na północ od miasta Tianeti rozwinięta jest górna część suity wapiennej (koniak — santon) w postaci „karbonatnego fliszu”. Grube ławice (do 0,5 m) pelitycznych wapieni ostro odcinają się od spągu, a stopniowo przechodzą w nadległe margle łupkowate. Na dolnych powierzchniach obserwuje się hieroglify prądowe i organiczne. Podobne utwory występują też w Kachetii na południe od Achmata. Organizmy śladowe są pospolite (*Helminthoida labyrinthica* Heer, *Chondrites* różnych typów i dotąd z Karpat nie znany ślad zbliżony do *Taenidium* Heer, masowo występujący).

Opisane utwory wapienne o typie niefliszowym, leżące na ogniwie radiolarytowym, nie znajdują odpowiednika w Karpatach. W Karpatach fliszowych na warstwach radiolarytowych leżą pstre łupki ilaste, a wyjątkowo występują pstre margliste łupki (okolice Wadowic, Książkiewicz, 1951, p. 132). Jednakowoż powyżej pstrych łupków na znacznych obszarach zewnętrznej części strefy fliszowej Karpat leży ogniwo „margli krzemionkowych” wieku turon górny — koniak (Koszański et al., 1959, Bieda et al., 1963), które może być uznane za odpowiednik górnokredowego fliszu wapiennego Kaukazu, jeśli chodzi o podobieństwo litologiczne i położenie w profilu stratygraficznym. Margle krzemionkowe mają też mniej lub więcej wyraźnie zaznaczony charakter fliszowy: składają się z naprzemianległych ławic twardych wapiennych, nieco skrzemieniałych margli i warstewek margli łupkowych. Dolne powierzchnie ławic są przeważnie ostre, zaznaczona jest nieraz frakcjonalność i laminacja (w górnej części ławic), hieroglify prądowe i inne są obecne. Różnicę w stosunku do koniackiego fliszu Kaukazu stanowi tylko to, że ławice margli są cienkie, a w ich składzie obok nielicznych otwornic częste są spikule gąbek.

Poważną różnicę w opisanym następstwie warstw niższej części górnej kredy stanowi brak w profilu Kaukazu ogniwa pstrych łupków ilastych, ale trzeba zaznaczyć, że ponad ogniwem radiolarytowym występują barwy czerwone w serii wapiennej. Dodać też należy, że w zachodniej części strefy fliszowej południowego Kaukazu występują opisane przez Kellera (fide Gamkrelidze et al., 1966) pstre skrzemieniałe łupki z soczewkami silicytów.

Powyżej dolnego senonu zaznacza się w osadach południowego zbocza Kaukazu silne zróżnicowanie facjalne. W tych obszarach, gdzie jest przejście do wyższego ogniwa zachowane, w górnej części wapiennych utworów turońsko-dolnosenońskich zjawiają się wkładki margli lub wapieni pstrych (na południe od Pasanauri), a jeszcze dalej na południe, powyżej turońskich wapieni litograficznych występują silnie rozwinięte margle czerwone i zielone (dorzecze Aragui na południowy wschód od Ananuri) reprezentujące kampan. Margle są twarde, wapienne, dobrze uławiczone i chociaż stratonomicznie niezupełnie odpowiadają pstrym marglom węglowieckim środkowej strefy polskich Karpat fliszowych, wiekiem i barwami mogą im odpowiadać.

Większa część utworów kaukaskiego górnego senonu nie znajduje odpowiedników we fliszu karpackim. W Kaukazie są bowiem rozwinięte utwory wapiennego fliszu, nieobecnego w mastrychcie Karpat, piaszczyste wapienie, brekcje, margliste łupki, zlepieńce oraz utwory uważane za „dziki flisz” (Wildflysch). W południowej strefie południowego zbocza Kaukazu mastrycht leży w wielu miejscach niezgodnie na starszych utworach, kampanie lub nawet turonie. Transgresja taka nie zaznaczyła się w Karpatach fliszowych, chociaż zwiększenie się gruboziarnistości osadów

karpackich w mastrychcie wskazuje zapewne na wzmożenie się ruchów wypiętrzających. Jednakowoż i w mastrychcie kaukaskim występują ogniwa identyczne z odpowiednimi ogniwami Karpat. Na wschód od Tjaneti w przekroju rzeki Aniskewi (dopływ Alazani) występuje ogniwo fliszowe złożone z margli z wtrąceniami piaskowców cienko- i średnioławicowych (do 0,5 m grubości), drobnoziarnistych, wapnistych, niebieskawych, z zaznaczoną niekiedy konwolucją i drobnym warstwowaniem przekątnym. Warstwy te są identyczne z niektórymi częściami warstw inoceramowych (ropianieckich) Karpat i zawierają podobny zespół hieroglifów organicznych (m. in. *Helminthoida labyrinthica*). Przechodzą one ku górze w ciemne łupki z rzadkimi piaskowcami hieroglifowymi zaliczane do paleocenu (szachwetilskaja swita), podobne do ciemnych łupków paleoceńskich rozwiniętych na wielu obszarach Karpat.

Paleogen południowego zbocza Kaukazu jest rozwinięty w dwóch strefach: w północnej jest to głównie paleocen oraz dolny i środkowy eocen rozwinięty jako margle i łupki ilaste; wyższych ogniw brak; w południowej strefie dolne ogniwa nie są rozwinięte, a wyższe, począwszy od środkowego eocenu, wykształcone w znacznej mierze jako brekcje i zlepieńce, leżą z przerwą i w transgresji na niższych ogniwach; eocen górny w tej strefie leży miejscami wprost na jurze. W tej strefie rozwinięty jest też oligocen, do którego należy dolna część majkopskich warstw. Utwory paleogenu południowego zbocza Kaukazu różnią się już wybitnie od paleogenu Karpat fliszowych, jakkolwiek niektórzy autorzy widzą pewne podobieństwo między warstwami majkopskimi a warstwami menilitowymi. Podobieństwo to jest dość odległe.

Oprócz opisanych analogii w rozwoju utworów tego samego wieku w profilu stratygraficznym, istnieją też niektóre podobieństwa wskazujące, że podobne zjawiska odbywały się w obu geosynklinach. W dolinie rzeki Jori rozwinięte jest ogniwo Aloti. Złożone jest ono z gruboziarnistego materiału tufogenicznego barwy różowej, zawierającego bloki granitów, porfiryków bajosu i bryły rafowych wapieni górnojurajskich (przypuszczalnie głównie tytońskich). Warstwy Aloti są wieku eoceńskiego. Mimo różnicy wieku, przypominają one bardzo tufogeniczną brekcję Bachowic Karpat zachodnich (Książkiewicz, 1951) wieku kampańsko-mastrychskiego wymieszaną z ilami paleoceńskimi. Brekcja i ily zawierają bloki skał krystalicznych i utwory jurajskie począwszy od bajosu, ale rozwinięte w innych facjach w porównaniu z jurajskimi utworami brekcji Aloti (piaskowce z fauną, wapienie amonitowe, wapienie kalpionellowe). Utwór w Bachowicach ma rozprzestrzenienie lokalne, brekcja Aloti znacznie większe. Geneza tych utworów nie jest wyjaśniona. Autor przypisywał ich powstanie laharowi spowodowanemu przez wybuch wulkanu na izolowanej wysepce.

Z powyższego wynika, że następstwo i rozwój osadów w geosynklinie południowego zbocza Kaukazu był podobny do rozwoju w geosynklinie

karpackiej przez okres górna jura — koniak. Podobieństwa zmniejszyły się przy końcu kredy w związku z przekształceniami, jakim uległa geosynklina kaukaska w wyniku orofazy subhercyńskiej i laramijskiej, które nie zaznaczyły się wyraźnie we fliszowej geosynklinie Karpat. Ruchy te doprowadziły do wytworzenia w Kaukazie kredowego podpiętra strukturalnego (G a m k r e l i d z e et al., 1966, p. 540). Pod tym względem geosynklina południowego zbocza Kaukazu zachowywała się podobnie jak wewnętrzne części Karpat.

Podobieństwa litologiczne i analogie w rozwoju osadów fliszowych geosynkliny południowego zbocza Kaukazu i Karpat fliszowych można streścić następująco:

1. W obu obszarach najwyższe ogniwa jury i najniższa kreda przedstawiają się jako wapienny flisz.

2. Osady walanżynu, mimo znacznych różnic litologicznych, w obu obszarach są scharakteryzowane ciemnymi barwami.

3. W obu geosynklinach w hoterywie zjawia się piaszczysty flisz (warstwy Pasaauri w Kaukazie, warstwy grodziskie w Karpatach).

4. Mimo znacznych różnic w litologii i stratonomii w rozwoju osadów hoterywu — baremu — aptu charakterystyczna jest obecność wspólnego typu czarnych łupków.

5. Istnieją podobieństwa, mimo pewnych różnic, w rozwoju niektórych typów albu kaukaskiego (dolna część ogniwa ananurskiego) i Karpat (warstwy Igockie *p. pte*, poziom mikuszowicki).

6. W obu regionach w cenomanie występują rogowce radiolarytowe, rozwinięte na znacznych obszarach.

7. Ponad ogniwem radiolarytowym w obu geosynklinach występują warstwy scharakteryzowane pstrymi barwami, chociaż rozwinięte w innym typie litologicznym (w Karpatach osady ilaste, w Kaukazie — wapienno-margliste).

8. W obu obszarach powyżej utworów o niefliszowym charakterze (radiolaryty, pstre łupki, pstre wapienie, margle) zjawia się w koniaku flisz wapienny, w Karpatach ograniczony do bardziej zewnętrznej strefy.

9. W senonie w obu geosynklinach w niektórych obszarach rozwijają się warstwy typu warstw inoceramowych (ropianieckich), które mają w Karpatach większe niż w Kaukazie rozprzestrzenienie.

10. Istnieją podobieństwa między niektórymi utworami paleocenu kaukaskiego i karpackiego (ciemny łupkowy flisz).

11. Istnieje analogia w ciągłości osadów obu geosynklin począwszy od górnej jury aż do górnej kredy. W odróżnieniu od Karpat, we fliszowej geosynklinie Kaukazu ciągłość ta jest przerwana w górnej kredzie, a tylko miejscami sedymentacja trwa nieprzerwanie aż do paleocenu włącznie.

12. Charakterystyczne jest dla obu geosynklin, że tworzenie się osadów fliszowych zostało przerwane w tym samym czasie (cenoman — dolny turon) tworzeniem się niefliszowych osadów (radiolarytów, wapieni,

margli itd.). Ten epizod niefliszowy rozdziela suitę fliszową w obu obszarach na dwie, przy czym w obu obszarach początek obu serii fliszowych przypada mniej więcej na ten sam czas. Rzecz charakterystyczna, że druga suita fliszowa w obu obszarach zjawia się mniej więcej w tym samym czasie (na przełomie turon — koniak), przy czym to samo odnosi się do różnych stref geosynkliny fliszowej Karpat, w której mimo jej znacznego zróżnicowania poziomego, znacznie większego niż w geosynklinie fliszowej Kaukazu, „drugi flisz” zjawia się w różnych regionach mniej więcej w tym samym czasie: w koniaku zaczyna się sedymentacja warstw godulskich. fliszu „margli krzemionkowych” (K o s z a r s k i et al., 1959), warstw sromowieckich w Pieninach (K s i ą ż k i e w i c z, M i t u r a, 1964) i przypuszczalnie warstw inoceramowych strefy magurskiej.

Tak znaczne analogie w następstwie i rozwoju osadów wskazują, że obie geosynkliny, geosynklina fliszowa Kaukazu i geosynklina fliszowa Karpat, przez długi czas ulegały podobnemu rozwojowi. Zjawisko to może być tłumaczone dwojako:

Obie geosynkliny w systemie geosynklin cyklu alpejskiego zajmowały najbardziej zewnętrzne (północne) położenie. Jest więc możliwe, że ich rozwój podyktowany był w większym stopniu ruchami i zachowaniem się przedmurza, do którego bezpośrednio przylegały, aniżeli ewolucją bardziej wewnętrznie położonych części poligeosynkliny alpejskiej. Potwierdzeniem tego poglądu byłby fakt, że w basenie kredowym sudeckim, leżącym już całkowicie w obrębie przedmurza, facja fliszowa zjawia się, co prawda epizodycznie, w koniaku (J e r z y k i e w i c z, 1971), a więc w tym samym czasie co w geosynklinie Karpat fliszowych i Kaukazu.

Inne tłumaczenie może być oparte na przyjęciu, że obie geosynkliny łączyły się ze sobą. Sprawa ta jest od dłuższego czasu sporna (M i l a n o w s k i, C h a i n, 1963). Od czasów W i l s e r a (1928) większość geologów przyjmuje, że pasma Krymu i Kaukazu nie łączyły się z pasmem Bałkanu. Inny pogląd reprezentuje M u r a t o w (1949, 1960), według którego Krym — Kaukaz stanowią przedłużenie Bałkanu, a tylko strefa Strandży przedłuża się w Pontydy północnej Anatolii. Podobny pogląd wypowiedział poprzednio autor (1930), uważając, że pasmo Bałkanu rozwidła się w strefie Burgasu na dwa ramiona, z których północne kieruje się w kierunku Krymu, południowe zaś przez Strandżę w kierunku gór północnej Anatolii. Łączenie się geosynkliny Krymu — Kaukazu z geosynkliną karpacką za pośrednictwem geosynkliny bałkańskiej mogłoby wyjaśnić długotrwałe podobieństwa w rozwoju tych geosynklin<sup>1</sup>. Trzeba tu wszakże podkreślić, że analogie między osadami kredy Karpat i Kau-

---

<sup>1</sup> Według B o n č e w a (1957) jurajskie i dolnokredowe utwory wschodniej Bułgarii przypominają jurę i dolną kredę południowego zbocza Kaukazu. Według niego łączność między rowem Bałkanidów i Kaukazu zaczęła się przerywać już z początkiem hoterywu.



казу są znacznie większe niż między kredą karpacką i bałkańską, chociaż pewne podobieństwa istnieją, jak między tytońsko-beriaskim fliszem wapiennym Karpat i Bałkanu (Książkiewicz, 1962, Chruszczew, 1971) i między warstwami inoceramowymi Karpat i senonu wschodniego Bałkanu.

*Katedra Geologii*  
*Uniwersytetu Jagiellońskiego*

WYKAZ LITERATURY  
ЛИТЕРАТУРА

- Беда Ф., Герох С., Кошарский Л., Ксёнжкewич М., Жытко К. (1963), Стратиграфия Внешних Польских Карпат. *Бюл. Инст. Геол.* 181.
- Бончев Э. С. (1957), Некоторые вопросы тектоники восточной части Балканского полуострова в связи с тектонической проблемой Причерноморья. *Бюл. Моск. О-ва Исп. Прир., отд. геол.*, 32 (6).
- Burtan J., Książkiewicz M., Sokołowski S. (1933), О występowaniu łupków radiolarytowych w kredzie średniej Beskidów Zachodnich. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 9.
- Цагарели А. Л., 1954 — Верхний мел Грузии. *Геол. Инст. Акад. Наук Груз. ССР.*, 5 (Моногр.).
- Цагарели А. Л., Зристави М. С., 1960 — Палеогеографические связи кавказской геосинклинальной области с соседними бассейнами в течение мезозоя. *XXI сес. МГК, Докл. сов. геол., пробл.* 12.
- Эристави М. С., 1960 — Нижний мел Кавказа и Крыма. *Геол. Инст. Груз. Акад. Наук, Моногр.*, 10.
- Гамкрелидзе П. Д., Дзоценидзе Г. С., Заридзе Г. М., Качарави И. В., Рубинштейн М. М., Цагарели А. Л., Челидзе Т. Ф. (1964), Геология СССР. Грузинская ССР.
- Jerzykiewicz T. (1971), A flysch littoral succession in the Sudetic Upper Cretaceous. *Acta Geol. Pol.*, 21.
- Kozarski L., Nowak W., Żytko K. (1959) W sprawie wieku warstw godulskich. *Kwart. Geol.*, 3, 1.
- Książkiewicz M. (1930), Sur la géologie d'Istrandja et des régions voisines. *Res. Sc. Exp. Orbis. Cracovie.*
- Książkiewicz M. (1951), objaśnienie do ark. Wadowice. *Inst. Geol.*
- Książkiewicz M. (1962), Sur quelques analogies lithostratigraphiques entre les Carpathes roumaines et polonaises. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. géol.*, 10, 1.
- Książkiewicz M., Mitura F. (1964), Sur quelques Inocérames de la zone de Pieniny. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. géol.*, 12.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. (1963), Геологическое строение Кавказа. Изд. Моск. Унив.
- Муратов М. В. (1960), Тектонические структуры альпийской геосинклинальной области Вост. Европы и Мал. Азии и история их развития. *XXI сес. МГК. Докл. сов. геол., провл.* 18.
- Реннгартен В. П. (1932), Геологический очерк Военно-Грузинской дороги. *Труд. Всес. Геол. Разв. Объед.*, 148.
- Вассоевич Н. Б. (1940), О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. *Зап. Всес. Минер. О-ва*, 69, 2—3.

- Вассоевич Н. Б. (1951), О статиграфии мезозойских отложений флишевой зоны юговосточного Кавказа. *Труд. Ленингр. О-ва Естеств., отд. геол. и мин.*, 68, 2.
- Wieser T. (1963), Nouveaux horizons de tufs dans les Carpates Polonaises et leur importance stratigraphique. *Ass. Géol. Carp.-Balk.*, Vol. 3, f. 2. *Com. Sc., II Section. Stratigraphie.* Bucuresti.
- Wilser J. L. (1928), Die geotektonische Stellung des Kaukasus und dessen Beziehungen zu Europa. *Z. dtsh. geol. Ges., Abh.*, 80, H. 20.
- Хрисчев Хр. (1971), Современна карбоната седиментация. *Спис. Българск. Геол. Друж.*, 32, 2.

## РЕЗЮМЕ

Я имел возможность ознакомиться в 1971 г. с несколькими разрезами южного склона Кавказа в центральной части Грузии, а именно в речных долинах Арагвы, Иори и Алазани. Во время моего пребывания я пользовался научным руководством проф. А. Л. Цагарели, Р. Гамбашидзе, Г. К. Чичуя, Т. Н. Хатискаци и Л. Татаришвили, за что паношу свою глубокую благодарность. Средства транспорта для выездов были предоставлены Геологическим Институтом Грузинской Академии Наук по любезности проф. П. Д. Гамкрелидзе, которому выражаю свою признательность.

Флиш южного склона Кавказа образовался в бассейне называемом „геосинклиналию южного склона Большого Кавказа“. Она возникла благодаря разделению древней геосинклинали, образовавшейся на древнем основании в течение перми-триаса, путем геоантиклинального поднятия, совпадающего с осью существующего горного хребта, на два бассейна — северный и южный. Образование геоантиклинали и разделение геосинклинали произошло в период перед верхней юрой, в результате андийской горообразовательной фазы. Северный бассейн имел характер миогеосинклинали, с известняковыми меловыми осадками и песчанистыми третичными образованиями, тогда как в южном бассейне возникали главным образом флишевые отложения в течение верхней юры, мела и палеогена (Милановский, Хаин, 1963).

Флиш появился на Кавказе раньше (в келовее), чем в Карпатах (титон). Флишевые образования лежат согласно на раннеюрских сланцевых отложениях (аспидная формация кавказских геологов), из которых постепенно и развиваются таким образом, что в бурсачирских слоях, которых верхняя часть относится к верхней юре, флишевый характер уже выражен совсем отчетливо (Гамкрелидзе и др., 1964, стр. 52).

О основании флишевых образований в Карпатах, в отличии от Кавказа, мы не знаем ничего конкретного, так здесь, иначе нежели на Кавказе, карпатский флиш откололся от своего основания. Образовавшиеся раньше флиша сланцевые нижне-цешинские слои (титон), с незначительными включениями фракционно переслоенных известняков, во всяком случае могут быть сопоставлены, принимая во внимание их отношение к флишу, с аспидной формацией Кавказа.

Верхнеюрский флиш Кавказа имеет характер известнякового флиша („карбонатный флиш” кавказских геологов). Он состоит из чередующихся слоев сланцевых мергелей и „пеллитоморфных” известняков, в нем редко появляются прослойки песчанистых известняков. Черты флишевых образований здесь проявлены типовым образом: острые нижние поверхности отдельных переслаиваний, знаки течения и их фауна состоящая главным образом из хондритов. Нижняя часть этого известнякового флиша относится к оксфорду-лузитанию, верхняя же часть (слои Ципори) к титону. В этой верхней части выступают прослойки псевдооолитовых известняков (Гамкрелидзе и др., 1964, стр. 89), до некоторой степени сходные с цешинскими известняками. Типовой разрез этих слоев можно встретить в районе Военно-Грузинской дороги, где Вассоевичем (см. Гамкрелидзе и др., 1964, стр. 9) они разделены на нижний отдел, названный слоями Боля, состоящий из известняков и мергелей, и верхний, или свита Енисели, состоящий из псевдооолитовых, детритических и песчанистых известняков, переслаивающихся с мергелистыми сланцами. Мощность свиты Енисели достигает мощности цешинских известняков (ок. 300 м). По Вассоевичу самая верхняя часть этой свиты может быть отнесена к берриасу, а поэтому — тем более — эта свита может быть сопоставлена с цешинскими известняками, представляющими верхний титон — берриас (Беда и др., 1963). Распространение известнякового флиша титона обширно, так как проявляется как на юго-восточном Кавказе (Вассоевич, 1951), так и на черноморском побережье Кавказа.

Меловой флиш мощно развит на южном склоне Кавказа. Согласно работам кавказских геологов он в общем может быть подразделен на два отдела: нижний, имеющий терригенный характер (готерив — альб) и верхний — известняковый (турон — дан).

Самые ранние меловые слои (до валанжина включительно) развиты еще в виде известнякового флиша переходящего в известняковый флиш верхней юры (В. П. Реннгартен, 1932). Это верхняя часть свиты Ципори. Изредка, в зоне наиболее северного флиша, то-есть в зоне Места-Тянети, проявляется дифференцирование валанжина таким образом, что в южном направлении этой зоны постепенно исчезают прослойки известняков и валанжин представлен только черными мергелями. Эти образования не напоминают валанжина польских Карпат (верхних цешинских сланцев = слоев Синая), и их общей чертой является мергелистость и темные оттенки пород.

Песчанистый флиш на Кавказе появляется в готериве — барреме. Это свита Пасанаури (Реннгартен, 1935; Цагарели, 1954; Эристави, 1960): глинистые сланцы с прослоями главным образом тонкослоистых песчаников, обыкновенно известняковых. Эта свита не имеет эквивалента в карпатском флише, но в районе Военно-Грузинской дороги, к югу от Пасанаури, появляются в этой свите толстые па-

кеты черных тонкослоистых сланцев с сидеритовыми включениями (свита Дгнали), идентичные с вежовскими сланцами Карпат баррем-аптского возраста. Можно добавить, что в северо-западном Кавказе выступают темные глины с сидеритами, отнесенные на основании аммонитов к баррему и быть может к раннему апту (Милановский, Хаин, 1963, стр. 98).

На возможность сходства между нижнемеловыми отложениями флиша Кавказа и Карпат уже было обращено внимание (Гамкредзе и др., 1963, стр. 140), видя сходство между слоями Синая (= цешинские верхние сланцы, Ксёнкевич, 1962), слоями Комарник Карпат со слоями Ципори, Пасанаури и медовеевскими. Но следует подчеркнуть, что сходство между этими отложениями — вообще говоря — далекое.

Нужно все-таки обратить внимание на то, что появление хорошо развитого песчанистого флиша в обоих районах совпадает с одинаковым геологическим периодом (готерив).

Альб зоны Места-Тянети представлен сланцево-мергелистыми отложениями с пестрыми переслаиваниями. Эти отложения не имеют своего эквивалента в Карпатах. Но в то же время в более южной зоне (зинвальская зона), в самых поздних слоях альба известны полосчатые, тонкослоистые песчаники, перемежающиеся с темными, реже с зелеными, сланцами. Эти слои, которые можно наблюдать к северу от монастыря Ананури, сильно напоминают льгоцкие слои Карпат, которые имеют тот же возраст. Они прикрыты темно-серыми сланцами с тонко- и среднеслоистыми алевритами, мелким галечником (гравеллитом) и немногочисленными включениями голубых роговиков (силицитов). Эти слои образуют нижний член ананурских слоев и напоминают сланцевые разновидности микушевицких слоев. Роговики, также как и в микушевицких слоях, отличаются полосчатостью, но в противоположность микушевицким спонгиолитам состоят из многочисленных радиолариев со сравнительно небольшой примесью игол губок. Так как здесь встречены *Gumbelitria senomana* (Keller), эта свита отнесена к верхнему сеноману. В Карпатах предполагается, что микушевицкие слои, по крайней мере в своей верхней части, имеют сеноманский возраст (Бедая и др., 1963, стр. 45). Таким образом возраст обеих свит весьма схож, если не идентичен.

Выше залегает средняя свита ананурских слоев. Она состоит из черных, тонкослоистых роговиков (силицитов), содержащих большое количество радиоларий. В этих слоях не обнаружено руководящей микрофауны. Исходя из того, что они залегают под палеонтологически определенным верхним туроном, то их относят к верхнему сеноману-нижнему турону. Мощность этой радиолариевой свиты доходит до нескольких метров (в долине Арагвы 1—3 м, в виде исключения достигает 40 м в Кахетии).

Во внешних Карпатах в идентичном положении выступает широко

распространенный горизонт зеленых либо красных радиоларитов (Я. Буртан, М. Ксёнжкевич, С. Соколовский, 1933; Ксёнжкевич, 1951; Беда и др, 1963), который на основании своего положения и весьма редкой микрофауны относится к сеноману.

В радиолариевой свите Кавказа обнаружены в некоторых местах прослаивания вулканического пепла и туфов (Гамкрелидзе и др., 1966, стр. 144). В карпатских радиоларитах выступают туфобрекчий (Ксёнжкевич, 1951, стр. 126), а туфогенные прослойки были обнаружены в их ближайшем окружении (Визер, 1963). По Цагарели (1954, стр. 346) развитие радиолариев было обусловлено приносом кремнезема вулканического происхождения.

Характерна разница в цветах кавказских и карпатских радиоларитов. Быть может кавказские радиолариты были отложены в более редуцированной обстановке морского дна, что — возможно — было связано с тем, что флишевая геосинклиналь Кавказа была значительно уже.

На радиолариевом горизонте покоится верхняя свита ананурских слоев, состоящая из белых, зеленых или розовых известняков, более или менее окремнелых, мощностью в несколько метров (в Кахетии до 40 м), не везде развитых. Эти слои относят к раннему турону. Выше, или непосредственно на радиоларитах, залегает свита Маргалитискльде, называемая тоже свитой пёстрых известняков. Она состоит из переслоенных пеллитовых известняков белого и розового цвета небольшой мощности. В отдельных местах известняки окремнели. На основании глоботрункан и иноцерамов эти слои отнесены к верхнему турону. Кверху они переходят в свиту Этмакис-Хеви, состоящую из литографических известняков, преимущественно белого цвета, относимых на основании скудной фауны к коньяку-нижнему сантону. В верхах свиты, по крайней мере в отдельных местах (в долине Арагвы к югу от Пасанаури) увеличивается количество пёстрых включений.

В долине Арагвы эта известняковая свита, хотя и состоящая из чередующихся известняковых и мергелистых прослоев, не носит флишевого характера. Известняковые прослойки как вверх, так и вниз постепенно переходят в мергелисто-сланцевые переслои. Иначе дело обстоит в долине Иори. Там, к северу от гор. Тянети, развита верхняя часть известняковой свиты (коньяк-сантон) в виде „карбонатного флиша”. Толстые слои (до 0,5 м) пеллитовых известняков резко отличаются в подошве и постепенно переходят в кроющиеся сланцевые мергели. На нижних поверхностях знаки течения и органические иероглифы. Аналогичные отложения находятся также в Кахетии, к югу от Ахмата. Биоглифы здесь обыкновенны (*Helminthoida labyrinthica* Heer, хондриты разных видов и до сих пор неизвестный в Карпатах вид похожий на *Taenidium* Heer).

Перечисленные известняковые отложения не-флишевого типа, кроющиеся радиолариевую свиту, не имеют своих аналогов в Карпатах. Во

флишевых Карпатах на радиолариевых слоях лежат пестрые глинистые сланцы а пестрые мергели только в окрестности Вадовиц (К с ё н ж к е в и ч, 1951, стр. 152). Однако же в кровле пёстрых сланцев на значительных площадях внешней части флишевой зоны Карпат находится свита „кремнезёмных мергелей” возраста верхний турон-коньяк (К о ш а р с к и й и др., 1959; Б е д а и др., 1963), которые могут считаться аналогами верхнемелового известнякового флиша Кавказа, если обращать внимание на литологическое сходство и положение в стратиграфическом разрезе. Кремнезёмные мергели отличаются также более или менее ясно выраженным флишевым характером: состоят из чередующихся плотных известняковых прослоев, несколько окремнелых мергелей и включений сланцевых мергелей; нижние поверхности прослоев в большинстве случаев резкие, обозначена фракциональность и тонкая слоистость, присутствуют знаки течения и другие иероглифы. По отношению к кавказскому флишу коньяка имеется только та разница, что переслаивания мергелей обычно тонкие и в их составе наряду с немногочисленными фораминиферами часто встречаются спикулы губок.

Значительным отличием в указанной секвенции слоев нижней части верхнего мела является отсутствие в разрезе Кавказа свиты пёстрых глинистых сланцев, но нужно отметить, что в кровле радиолариевой свиты выступают красные оттенки в известняковой серии. Нужно еще добавить, что в западной части флишевой зоны южного Кавказа выступают описанные К е л л е р о м (см. Г а м к р е л и д з е и др., 1966) пёстрые окремнелые сланцы с линзами силицитов.

В кровле нижнего сенона обнаруживается в отложениях южного склона Кавказа сильное фациальное дифференцирование. На тех площадях, где сохранился переход в вышележащую свиту, в верхней части известняковых отложений турона-нижнего сенона появляются прослой мергелей либо пёстрых известняков (к югу от Пасанаури), а еще дальше к югу, в кровле литографических известняков турона, выступают сильно развитые красные и зеленые мергели (бассейн притоков Арагвы к юговостоку от Ананури), представляющие кампан. Плотные, известняковые мергели, хорошо прослаивающиеся, хотя в стратомическом отношении и не совсем соответствуют пестрым венгловецким мергелям средней зоны польских флишевых Карпат, но принимая во внимание возраст и оттенки цветов могут однако же им соответствовать.

Преобладающая часть осадков кавказского верхнего сенона не имеет своих эквивалентов в карпатском флише. Это связано с тем, что на Кавказе развиты отложения известнякового флиша, которого нет в маастрихте Карпат, песчанистые известняки, брекчии, конгломераты, мергелистые сланцы и отложения считаемые „диким флишем”. В южной зоне южного склона Кавказа маастрихт кроет несогласно во многих местах более древние отложения, кампан или даже турон. Такая трансгрессия неизвестна в Карпатах, хотя увеличение крупнозернистости кар-

патских отложений в маастрихте указывает до некоторой степени на усиление выдвигающих движений. Однако и в кавказском маастрихте выступают свиты идентичные с соответствующими свитами Карпат. К востоку от Тянеги в разрезе реки Анискеви (приток Алазани) выступает флишевая серия, состоящая из мергелей с включениями тонко- и среднезернистых песчаников (мощностью до 0,5 м), тонкозернистых, известняковых с проступающей изредка конволюцией и мелкой диагональной слоистостью. Эти слои идентичны с некоторыми партиями иноцерамовых (ропянецких) слоев Карпат и содержат аналогичную группу органических иероглифов (между прочим *Helminthoida labyrinthica*). Кверху они переходят в темные сланцы с редкими иероглифовыми песчаниками, относимые к палеоцену (шахветильская свита), аналогично, как это наблюдается во многочисленных районах Карпат.

Палеоген южного склона Кавказа развит в двух зонах: в северной — это главным образом палеоцен а также нижний и средний эоцен развитый в виде мергелей и глинистых сланцев. Более поздние отложения не развиты; в южной зоне ранние звенья не развиты, а более поздние, начиная со среднего эоцена, представленные в значительной мере брекчиями и конгломератами, залегают с перерывом и трансгрессивно на более ранних образованиях; верхний эоцен местами залегает непосредственно на юре. В этой зоне развит также олигоцен, к которому принадлежит нижняя часть майкопских слоев. Палеогеновые слои южного склона Кавказа уже значительно отличаются от палеогена флишевых Карпат, хотя некоторые исследователи и видят некоторое сходство между майкопскими и менилитовыми слоями. Но это сходство довольно отдаленное.

Кроме вышеописанных аналогий в развитии одновременных осадков существуют некоторые сходства свидетельствующие о похожих явлениях в обеих геосинклинах. В долине реки Иори развита свита Алоти (эоцен). Она состоит из крупнозернистого туфогенного материала розового цвета, содержащего блоки гранитов, порфиритов байоса и глыбы рифовых верхнеюрских известняков (возможно главным образом титонских). Эта свита встречаемая в более южной зоне южного склона Кавказа. Она сильно напоминает туфогенную брекчию Баховиц Западных Карпат (К с ё н ж к е в и ч, 1951), возраста кампан-маастрихт, вымешанную с палеоценовыми глинами. Брекчии и глины содержат глыбы кристаллических пород и юрские образования начиная с байоса, но развитые в других фациях по сравнению с юрскими отложениями брекчии Алоти (песчаники с фауной, аммонитовые известняки, кальпионелловые известняки). Отложения Баховиц имеют местное распространение, а брекчия Алоти значительно более широкое. Происхождение отложений Баховиц не выяснено. Автор приписывает их возникновение существованию лахара, вызванному вулканическим извержением на изолированном острове.

Из выше приведенного следует, что последовательность и развитие осадков в геосинклинали южного склона Кавказа были схожи с развитием в Карпатах в период времени от поздней юры до коньяка. Сходство значительно уменьшилось в конце мелового периода, в связи с преобразованиями, возникшими в кавказской геосинклинали в результате проявления субгерцинского и ларамийского горообразовательных процессов, которые не проявились так отчетливо во флишевой геосинклинали Карпат. Эти движения привели к образованию на Кавказе мелового структурного подэтажа (Гамкрелидзе и др., 1966, стр. 540). В этом отношении геосинклиналь южного склона Кавказа вела себя так же, как и внутренние части Карпат.

Литологическое сходство и аналогии в развитии осадков во флишевой геосинклинали южного склона Кавказа и флишевых Карпат можно резюмировать следующим образом:

1. На обеих территориях самые верхние свиты юры и самый нижний мел представлены в виде карбонатного флиша.
2. Образования валанжина, несмотря на значительные литологические различия, на обеих территориях отличаются темными оттенками.
3. В обеих геосинклиналях в готериве развивается песчанистый флиш (слои Пасанаури на Кавказе, гродзиские слои в Карпатах).
4. Несмотря на значительные различия в литологии и стратонии в развитии образований готерива-баррема-апта характерным является присутствие общего типа черных сланцев.
5. Существует сходство, несмотря на некоторые различия, в развитии некоторых типов кавказского альба (нижняя часть ананурской свиты) и Карпат (льгоцкие слои, микушевицкий горизонт).
6. В обоих районах в сеномане выступают радиолариевые роговики, развитые на значительных площадях.
7. В кровле радиолариевой свиты в обеих геосинклиналях известны слои характеризующиеся пестрыми цветами, хотя они и развиты в разных литологических типах (в Карпатах глинистые образования, на Кавказе — известняково-мергелистые).
8. На обеих территориях под образованиями не-флишевого характера (радиолариты, пестрые сланцы, пестрые известняки и мергели) появляется в коньяке известняковый флиш, который в Карпатах ограничивается более внешней зоной.
9. В сеномане в обеих геосинклиналях, в некоторых районах развиваются слои типа иноцерамовых слоев (ропянецких), которые в Карпатах имеют значительно более широкое распространение, чем на Кавказе.
10. Существует сходство между некоторыми образованиями кавказского и карпатского палеоцена (темный сланцевый флиш).
11. Существует аналогия в непрерывности отложений в обеих геосинклиналях, начиная с поздней юры до верхнего мела. В отличие от



Карпат, во флишевой геосинклинали Кавказа эта непрерывность прервана в верхнем меле, и только в отдельных местах осадкообразование продолжалось непрерывно вплоть до палеоцена включительно.

12. Характерно, что в обеих геосинклиналях образование флишевых осадков было прервано в одно и то же время (сеноман-ранний турон) возникновением не-флишевых разностей (радиолариты, известняки, мергели и тд). Этот не-флишевый эпизод делит флишевую толщу на обеих территориях на две части, причем везде начало обеих флишевых частей совпадает приблизительно с одним и тем же временем. Характерно, что вторая флишевая толща на обеих территориях появляется приблизительно в одно и то же время (коньяк), причем это же относится к разным зонам флишевой геосинклинали Карпат, в которой несмотря на значительное горизонтальное дифференцирование, значительно превосходящее встречаемое во флишевой геосинклинали Кавказа, „второй флиш” появляется в разных районах приблизительно в одинаковое время: в коньяке начинается осадкообразование флиша годульских слоев, флиша „кремнеземных мергелей” (К о ш а р с к и й и др., 1959), сромовецких слоев в Пенинах (К с ё н ж к е в и ч, М и т у р а, 1964) и по всей вероятности иноцерамовых слоев магурской зоны.

Такие значительные аналогии в последовательности и развитии осадков указывает, что обе геосинклинали, флишевая геосинклиналь Кавказа и флишевая геосинклиналь Карпат, в течение долгого промежутка времени подвергались одинаковому развитию. Это явление может быть объяснено двояко.

Обе геосинклинали в системе геосинклиналей альпийского цикла занимали наиболее внешнее (северное) положение. Поэтому возможно, что их развитие диктовалось в большей степени движениями и поведением их форланда, к которому непосредственно примыкали, нежели эволюцией более внутренне расположенных частей альпийской полигеосинклинали. Подтверждением такого взгляда мог бы быть факт, что в судетском меловом бассейне, находящемся уже целиком в пределах форланда, флишевая фация появляется хотя и эпизодически, в коньяке (Е ж и к е в и ч, 1971), то-есть в то же время, что и в геосинклинали флишевых Карпат и Кавказа.

Другое объяснение может быть основано на допущении, что обе геосинклинали соединялись с собой. Этот вопрос уже долгое время является спорным (М и л а н о в с к и й, Х а и н, 1963). Со времени В и л ь з е р а (1928) большинство геологов (Б о н ч е в, 1957) считает возможным, что Крымский и Кавказский хребты не соединялись с Балканским хребтом. Иной взгляд развивает М у р а т о в а (1949, 1960), согласно которому Крым-Кавказ являются продолжением Балкан и только зона Странджи продолжается в Понтиды Северной Анатолии. Такой же взгляд был высказан ранее автором (1930), который считает, что Балканский хребет раздваивается в зоне Бургаса на две части, из которых северная

направляется в сторону Крыма, а южная через Странджу — в направлении гор Северной Анатолии. Соединение геосинклиналей Крыма-Кавказа с карпатской геосинклиналью посредством балканской геосинклинали могло бы дать объяснение долговременного сходства в развитии этих геосинклиналей<sup>1</sup>). Однако же нужно здесь подчеркнуть, что аналогии в осадках между Карпатами и Кавказом более значительны, нежели между карпатским и балканским мелом, хотя некоторое сходство существует как между карбонатным флишем титона — бериаса Карпат и Балкана (К с ё н ж к е в и ч, 1962, Х р и щ е в, 1971), так и между иноцерамовыми слоями сенона Карпат и сенона восточных Балкан.

Кафедра Геологии Ягеллонского Университета  
Краков

#### SUMMARY

The author had an opportunity of studying certain sections of the flysch which is developed on the southern slope of the Great Caucasus. It appears that there exist certain analogies in the succession and lithologic development of the Caucasus flysch as compared with the flysch of the outer Carpathians. The main analogies are as follows.

1. In either regions the uppermost members of the Jurassic and the lowest Cretaceous are developed as limestone flysch.

2. Sandy flysch appears in both regions in the Hauterivian (Pasaauri Beds in the Caucasus, Grodziszczce Beds in the Carpathians).

3. In spite of considerable differences, both in stratonomy and lithology, the Hauterivian — Barremian — Aptian beds in either areas are characterized by the presence of the same type of black shales, often with argillaceous siderites.

4. There are certain similarities between some beds of Albian age (lower part of the Ananuri Beds in the Caucasus, Lgota Beds in the Carpathians).

5. In both regions radiolarites are developed in the Cenomanian. They are black in the Caucasus, green and red in the Carpathians.

6. Above the radiolarites in both regions occur beds which are characterized by variegated, green and red colours. These beds are, however, calcareous in the Caucasus, argillaceous in the Carpathians (green and variegated shales).

---

<sup>1</sup> По Бончеву (1957) юрские и нижне мелове отложения восточной Болгарии напоминают юру и нижний мел южного склона Большого Кавказа. По Бончеву связь между трогием Балканид и Кавказа начала нарушаться в начале готерива.

7. Both in the Caucasus and in the Carpathians in the Coniacian stage a limestone flysch appears. In the Carpathians it is limited to the most external part of the flysch zone, in the Caucasus it is much thicker and its flysch character is better marked.

8. Some Senonian flysch beds of the Caucasus are similar to the beds called in the Carpathian "Inoceranian Beds" = Ropianka Beds.

9. Some Paleocene deposits of the Caucasus are very much the same as in the Carpathians (dark shaly flysch).

It is characteristic that in both geosynclines the deposition of flysch beds was interrupted by non-flysch sedimentation (radiolarites, shales, marls, limestones) at the same time (Cenomanian, Turonian).

The analogies between the Paleogene flysch of the Carpathians and the Caucasus are much smaller. This was probably caused by the Subhercynian and Laramian orogenic phases, which are well marked in the Caucasus, and hardly noticeable in the outer Carpathians.

It is possible that the described analogies indicate that the connection between the Carpathian flysch geosyncline and that of the southern slope of the Caucasus was more direct than it has been thought hitherto. But also another cause may be envisaged. Both geosynclines had the most northern position in relation to other geosynclinal troughs of the Alpine geosynclinal system. It may be presumed that the behaviour of the Carpathian and Caucasian troughs during the Upper Jurassic — Senonian time span was influenced by the movements of the immediate cratonic foreland, and this caused similar trends in their development.

*Department of Geology  
Jagellonian University, Cracow*