

ALPEJSKIE FACJE TRIASU W ZACHODNIEJ CZĘŚCI OBSZARU MEDITERRAŃSKIEGO

UKD 551.761.022(4-924.6)

Według ogólnie przyjętych opinii, typowo alpejskie facje triasu, powszechne w krainach wschodniej części Morza Śródziemnego, sięgające ku zachodowi do Salzburga w Austrii (Oberostalpin) i spotykane jeszcze we wschodnich Apeninach i na Sycylii, nie występują w zachodniej części obszarów przyległych do Morza Śródziemnego. Dlatego nawet na najnowszych mapach paleogeograficznych (7, 21), zasięg oceanicznej Neotetydy triasowej ograniczono tylko do wschodniej i środkowej części Morza Śródziemnego. Natomiast w jego zachodniej części – w łańcuchach betycko-maghrebskich (ryc. 1) wydzielano dotychczas tylko zewnętrzne (tellskie) serie ewaporatowe oraz wewnętrzne serie triasowe o charakterze briansońsko-wierchowym, z trójdzielnym triasem (werfen-wapień muszlowy-kajper), rozwiniętym typowo w tzw. łańcuchu albo grzbiecie wapiennym (la Chaîne Calcaire albo Dorsale Calcaire – 11, 12), ciągnącym się od Gór Betyckich w południowej Hiszpanii, poprzez góry Rifu w północnym Maroku oraz Wielką i Małą Kabylię w Algierii, aż do Sycylii (łańcuch pelorytański koło Messyny) i Kalabrii (ryc. 2). Serie mezozoiczne grzbiecia wapiennego charakteryzują się istnieniem licznych luk stratygraficznych, tak typowych w łańcuchu Dżurdzury w Wielkiej Kabylii, co je upodabnia do geotektonicznych serii briansońskiej z Alp Zachodnich i do serii wierchowej z Tatr (17). Wykazują one zatem pewne analogie do pennińskich serii z Alp i do ich odpowiedników w Karpatach.

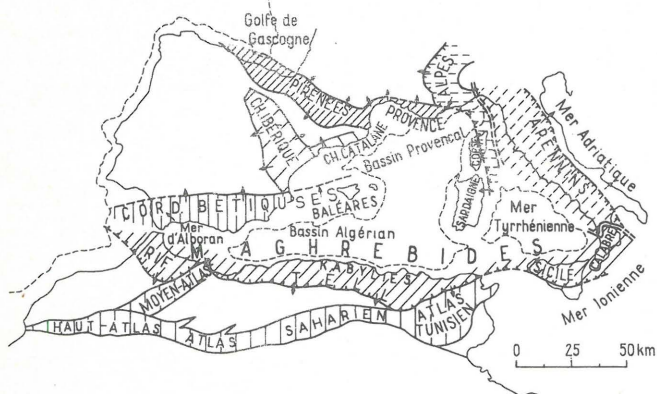
Jedynie w łańcuchu wapiennym betyckim (Rondaidy) i rifeńskim (Tetuanidy) serie triasowe niektórych jednostek tektonicznych oraz serie niektórych wewnętrznych płaszczowin (Alpuharydy i Malagidy) cechują się obecnością grubego węglanowego górnego triasu a brakiem kajpru, co je unodabnia do triasu wschodnioalpejskiego (Mittel-

i Oberostalpin). Zwracał na to już dawno temu uwagę Diener, co przypominają ostatnio E. Kristan-Tollmann i A. Tollmann (19). W. Wildi (27) widział zresztą w grzbiecie wapiennym Rifu po prostu platformę węglanową typu austro-alpejskiego.

W łańcuchu wapiennym Wielkiej Kabylii trias jest trójdzielny (4, 11, 13, 15, 20, 26), z resztkami piaskowców i łupków werfeńskich, z dobrze rozwiniętymi dolomitami i wapieniami robaczkowymi środkowego triasu oraz z powszechnie występującymi klastycznymi osadami kajpru. Tylko w niektórych jednostkach tektonicznych numidyjskiego łańcucha wapiennego Małej Kabylii facje węglanowe środkowego triasu przechodzą do wapiennego liasu, a zatem przy braku kajpru powinny obejmować również górny trias (20).

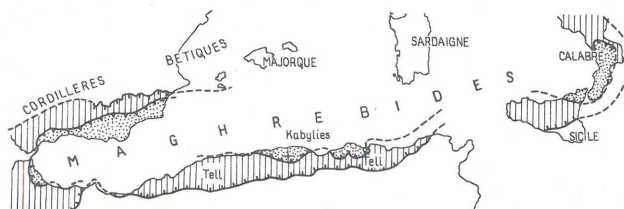
Tym bardziej interesująca jest wzmianka J.-P. Gélarda (15) o istnieniu wapiennego górnego triasu w masywie Szellata (odosobniony masyw w Wielkiej Kabylii na wschodnim krańcu łańcucha Dżurdzury). Profile takie spotkał on w płaszczowinie El Ma, leżącej na niższych jednostkach tektonicznych – płaszczowinie (lusce) Szibli i na fałdzie leżącym Szellaty (ryc. 3), w rejonie najwyższej położonej w tym masywie wioski Tizi Merhlanz.

Seria El Ma charakteryzuje się obecnością węglanowego środkowego triasu z typowymi wapieniami robaczkowymi oraz wapieniami ślimakowo-małżowymi, w których podobnie jak w Dżurdzurze znalazłem nie znane tu dotychczas anizyjskie (pelsońskie) physoporelle. Na wapiennym środkowym triasie leżą klastyczne czerwone osady kajpru, osadzone miejscami na zerodowanej powierzchni wapienia muszlowego, a na kajprze spoczywają udokumentowane paleontologicznie wapienie dolnego liasu. Ponieważ na całej długości betycko-maghrebskiego łańcucha wapiennego zaznacza się bardzo konsekwentnie pierwotna strefowość sedimentacji i subsydencji, a określone serie izopiczne można śledzić od Hiszpanii i Rifu poprzez Algierię aż do Sycylii i Kalabrii (3, 11, 26), obecność węglanowego górnego triasu razem z typowymi lądowymi osadami kajpru w tej samej serii osadowej i jednostce tektonicznej wydała mi się mało prawdopodobna. Dlatego – podejrzewając, że istnieją tam typowo alpejskie facje triasu, należące do



Ryc. 1. Alpidy w zachodniej części obszaru mediterranean. Wg M. Durand-Delga i J.-M. Fontboté (1980, fig. 1). Strzałki oznaczają dominującą wergencję w zewnętrznych strefach (fazy trzeciorzędowe) poszczególnych łańcuchów. Linie przerywane na morzach ograniczają strefy abisalne z przypuszczalnym dnem oceanicznym, w odróżnieniu od obszarów kontynentalnych

Fig. 1. Chaînes alpines du pourtour de la Méditerranée occidentale. D'après M. Durand-Delga et J.-M. Fontboté, 1980, fig. 1. Les flèches indiquent la vergence dominante dans les zones externes (phases tertiaires) des diverses chaînes. Les lignes pointillées, en mer, limitent les zones abyssales, à fond océanique supposé, par rapport aux plateaux continentaux



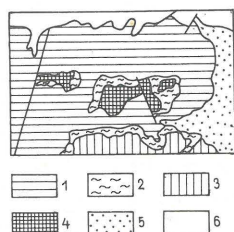
Ryc. 2. Główne rysy strukturalne podwójnego orogenu betycko-maghrebskiego. Wg M. Durand-Delga (1980, fig. 4). Strefy wewnętrzne są zakropkowane; strefy zewnętrzne – linie pionowe. Front internidów i eksternidów oznacza linia ząbkowana. Krzyżyk oznacza położenie masywu Szellata w kabylijskim łańcuchu wapiennym

Fig. 2. Grands traits du double orogène bétique-maghrebide. D'après M. Durand-Delga (1980, fig. 4). Zones internes: figuré pointillées. Zones externes: figuré à traits parallèles. Front des Internides et des Externides: lignes barbelées. Position du massif de Chellata dans la chaîne calcaire kabyle et marquée par la croix

nie znanej dotychczas najwyższej płaszczowiny, pochodzącej z centralnej części zachodniej odnogi Tetydy – podjąłem dokładniejsze badania w masywie Szellata, w rejonie wioski Tizi Merhlaz.

### WSCHODNIOALPEJSKIE TRIASOWE FACJE WĘGLANOWE REJONU TIZI MERHLAZ

Na wykonanej przez siebie mapie w skali 1:10 000, J.-P. Gélard (15) zaznaczył w rejonie Tizi Merhlaz cztery łuski należące według niego do płaszczowiny El Ma, złożone z utworów środkowego i górnego triasu, ułożone równoleżnikowo i leżące na kredowo-paleogeńskich utworach płaszczowiny (łuski) Szibli, nasuniętych na lias fałdu leżącego Szellaty (ryc. 3). Na wschodniej łusce została zbudowana wieś Tizi Merhlaz. Trias środkowy dwóch środkowych łusek tworzy grzbiet wiodący ku zachodowi, w głąb masywu Szellata, i jest miejscami nasunięty wprost na wapienie liasowe fałdu Szellaty. We wschodniej z tych łusek, prócz dolomitów środkowego triasu, obecne są również klastyczne utwory kajpru, widoczne na upłazach

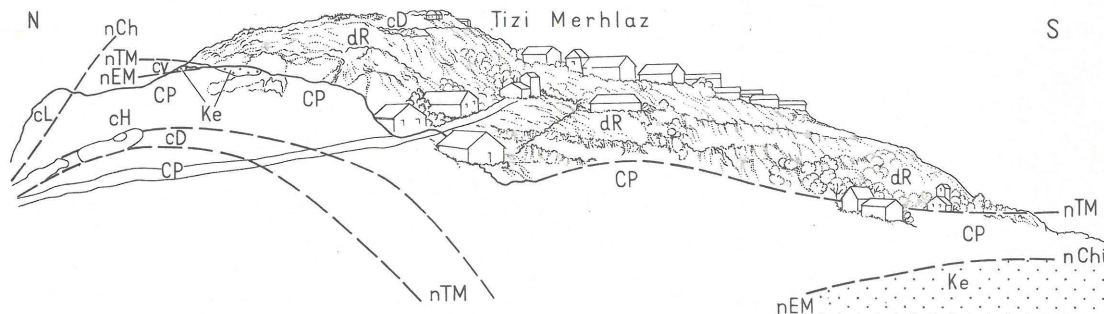


Ryc. 3. Fragment mapy geologicznej w skali 1:50 000 masywu Szellata. Według J.-P. Gélarda (1979), uproszczone i zmniejszone

1 – fałd leżący Szellaty, 2 – płaszczowina Szibli, 3 – płaszczowina El Ma, 4 – czapki tektoniczne rejonu Tizi Merhlaz, należące według Gélarda do płaszczowiny El Ma, 5 – flisz, 6 – osady zboczowe

Fig. 3. Fragment de la carte géologique en échelle 1:50 000 du massif de Chellata. D'après J.-P. Gélard (1979), simplifié et diminué

1 – pli couché de Chellata, 2 – la nappe de Chibla, 3 – nappe d'El Ma, 4 – chapeaux tectoniques d'environ de Tizi Merhlaz, appartenants d'après J.-P. Gélard à la nappe d'El Ma, 5 – flysch, 6 – éboulis



Ryc. 4. Widok panoramiczny wzgórza, na którym jest położona wioska Tizi Merhlaz (rysunek z fotografii zrobionej od zachodu)

nCh – fałd leżący Chellaty: cL – wapienie liasu; nChi płaszczowina Szibli: CP – wapienie margliste kredy–paleogenu; nEM – płaszczowina El Ma: cv – wapienie robaczkowe środkowego triasu, Ke – czerwone osady klastyczne kajpru; nTM – płaszczowina ultrakabylska Tizi Merhlaz: dR – dolomity typu Ramsau, cD – wapień z Dachstein, cH – wapień z Hallstatt

z gajami oliwnymi. Czwarta, zachodnia łuska jest położona na zboczu, po którym prowadzi ścieżka w stronę postrzępionego grzbietu Azru Irheban. W tej właśnie łusce J.-P. Gélard (op. cit., p. 52 i fig. 13) opisał wapienie robaczkowe oraz białawe i pomarańczowe wapienie ze skamieniałościami środkowego i górnego triasu, łączące się sedymentacyjnie z dolnym liasem, zwracając uwagę na zupełny brak w tej łusce czerwonych osadów górnego triasu, stanowiących przecież typowy składnik serii El Ma.

W dolnej części wapieni zostały znalezione przez Gélarda liczne korale, ślimaki i małże, z których niektóre zostały oznaczone: „*Ostrea*” gr. *spondyloides* Schloth., „*Ostrea*” *montis caprilis* Klipst i *Enantiostreon difforme* (Schloth.), *Stylophyllopsis* sp. i *Thecosmilia* „auct.”. Fauna ta, a szczególnie „*Ostrea*” *montis caprilis*, wskazuje zdaniem Gélarda na wapień muszlowy. Jednakże, jak wynika z przytoczonych uwag paleontologów, którzy oznaczyli tę faunę, gatunki te są znane głównie z górnego triasu. Koral *Stylophyllopsis* występuje w karniku i retyku, „*Ostrea*” *montis caprilis* w karniku, a pozostałe ostrygi występują głównie w górnej części środkowego triasu, lecz nie są uważane za skamieniałości przewodnie. W dolnej części wapieni został też znaleziony glon wapienny z grupy *Dasycladaceae* – *Gyroporella* sp., skamieniałość przewodnia górnego triasu – karnik-retyk, lecz głównie noryk. W wyższej części wapieni występują już *Dasycladaceae* dolnoliasowe – *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri).

Jak wynika z moich badań, węglanowe skały górnego triasu występują we wszystkich czterech łuskach. Łuski te należy jednak zaliczyć nie do płaszczowiny El Ma, lecz do odrębnej płaszczowiny Tizi Merhlaz, nasuniętej z daleka od północnego zachodu. Jest to najwyższa z płaszczowin istniejących w masywie Szellata, pochodząca z obszaru położonego na północ od „cokołu” kabylskiego, mająca zatem charakter ultrakabylski. Pod płaszczowiną Tizi Merhlaz zachowane są w strzępach wapienie robaczkowe i dolomity środkowego triasu oraz klastyczne utwory kajpru, należące do płaszczowiny El Ma (ryc. 4). Syntetyczne przekroje przez jednostki tektoniczne rejonu Tizi Merhlaz są przedstawione na rycinach 5 i 6.

W ultrakabylskiej płaszczowinie Tizi Merhlaz można wyróżnić trzy główne ogniwa (formacje) litostratigraficzne, typowe dla górnej serii wschodnioalpejskiej (Oberostalpin). Są to od dołu – dolomity typu Ramsau, wapień z Dachstein i wapień z Hallstatt.

Fig. 4. Vue panoramique de la colline avec village Tizi Merhlaz (dessin d'après la photo prise de l'Ouest)

nCh – pli couché de Chellata: cL – calcaires du Lias; nChi – nappe de Chibla: CP – calcaires marnés du Crétacé–Paléogène; nEM – nappe d'El Ma: cv – calcaires vermiculés du Trias moyen, Ke – dépôts rouges clastique du Keuper; nTM – nappe ultrakabyle de Tizi Merhlaz: dR – dolomies du type Ramsau, cD – calcaire de Dachstein, cH – calcaire de Hallstatt

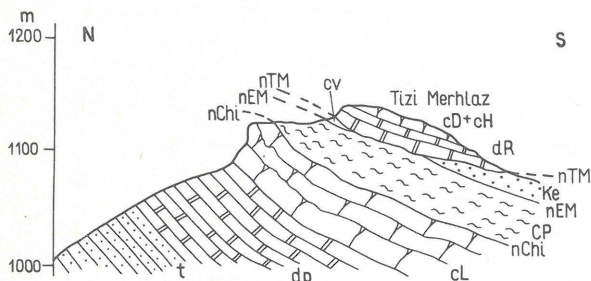
**Dolomit typu Ramsau.** Jest to masywny, brązowoszary dolomit średniokrystaliczny, miejscami cukrowaty lub brekcyjowy, grubo- i średnioławicowy. Jest on najlepiej widoczny we wschodniej łusce, w zachodniej części skałek, na których została zbudowana wioska Tizi Merhlaz. Od północy, południa i zachodu tworzy on urwiska, w których widać strome wschodnie upady. Jego widoczna miąższość przekracza 100 m (ryc. 4). Dolomit ten nie dostarczył dotychczas skamieniałości. Należy on zapewne do górnej części środkowego triasu.

**Wapień z Dachstein.** Jest to biały, bardzo czysty wapień organodetrytyczny o szorstkiej powierzchni, z przekrojami licznych organizmów, widocznych na nadwietrzalej

powierzchni, dźwięczący przy rozbijaniu. Fauna jest w nim bardzo liczna i urozmaicona – korale rafowe i pojedyncze, małże, a głównie ślimaki gruboskorupowe oraz drobne ślimaczki wieżyczkowate. Liczne są także solenopory, a trafiają się przekroje glonów wapiennych Dasycladaceae (prawdopodobnie gyroporelle). Całość osadu ma charakter brekcji przyrafowej z fragmentami rafy koralowej i organizmów towarzyszących. Liczne są także struktury evinospongiowe, widoczne zarówno na nadwietrzalej powierzchni, jak i w płytkach cienkich. W delikatnie warstwowanych szarych wapieniach liczne są małżoraczki.

W płytkach cienkich, wykonanych z różnych odmian wapienia z Dachstein, można wyróżnić organodetrytyczne (allochemiczne) wapień sparytowe osadzone w środowisku o wysokiej energii, jak i allochemiczne wapień mikrokryształiczne (mikrytowe), świadczące o braku silnych prądów. Wśród składników allochemicznych obserwuje się gruboskorupowe małże i ślimaki, drobne ślimaczki, korale, drobny detrytus organiczny różnych organizmów, otwornice oraz glony wapienne (Dasycladaceae i solenopory). Wśród intraklastów trafiają się wapień laminowane, gruzłowe oraz wapień onkolitowe i mikroonkolitowe. Cementacja jest zarówno interjak i intragranularna. Liczne są także powłoki mikrytowe i glonowe w dobrze warstwowanych wapieniach typu loferytowego. Ogólnie można określić charakter facjalny tych wapieni jako rafowo-przyrafowy i lagunowy (back-reef lagoon and reef complex).

Widoczna miąższość wapienia z Dachstein przekracza 150 m, lecz pierwotnie była z pewnością znacznie większa. Jest on najlepiej widoczny we wschodniej części wioski Tizi Merhlaz oraz na północny wschód od tej wsi, na upłazach nad urwiskami liasowymi fałdu leżącego Szellaty (ryc. 4), gdzie znajduje się duże fragmenty rafy koralowej i gruboskorupowe ślimaki. Wapień z Dachstein jest jednak również obecny i w dwóch środkowych łuskach, na W od Tizi Merhlaz, na grzbiecie z kanałem irygacyjnym. Jednakże najliczniejsze skamieniałości można zebrać w zachodniej łusce (ryc. 6), gdzie je pierwszy znalazł i eksploatował J.-P. Gélard (15). Wapień z Dachstein płaszczowiny Tizi Merhlaz należy zapewne do karniku.

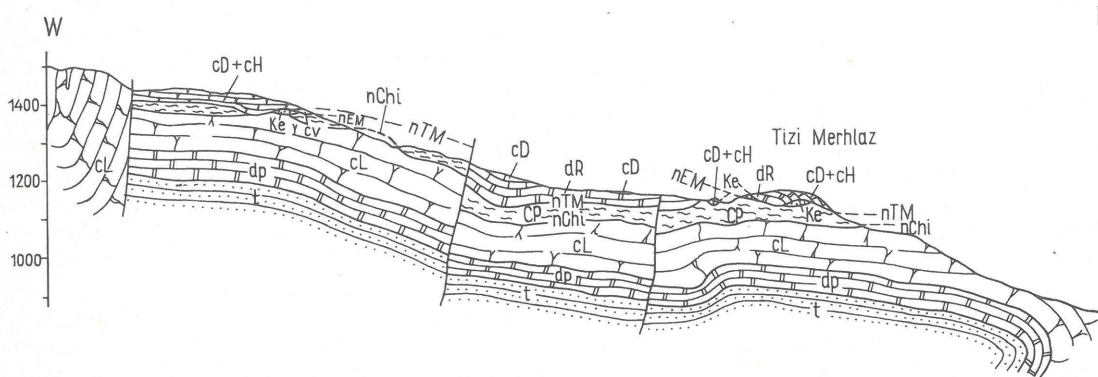


Ryc. 5. Przekrój geologiczny przez wzgórze Tizi Merhlaz

Fałd leżący Szellaty: t – czerwone klastyczne osady triasu, dp – dolomity pylaste retyku, cL – wapień liasu; nChi – płaszczowina Szibli: CP – wapień margliste kredy-paleogenu; nEM – płaszczowina El Ma: cv – wapień robaczkowe środkowego triasu, Ke – czerwone klastyczne osady kajpru, nTM – płaszczowina ultrakabylska Tizi Merhlaz: dR – dolomity typu Ramsau, cD+cH – wapień z Dachstein z penetracjami wapienia z Hallstatt

Fig. 5. Coupe géologique par la colline de Tizi Merhlaz

Pli couché de Chellata: t – dépôts rouges du Trias, dp – dolomies pulvérisantes du Rhétien, cL – calcaires du Lias; nChi – nappe de Chibla: CP – calcaires marnés du Crétacé-Paléogène; nEM – nappe d'El Ma: cv – calcaires vermiculés du Trias moyen, Ke – dépôts rouges clastiques du Keuper; nTM – nappe ultrakabyle de Tizi Merhlaz: dR – dolomies du type Ramsau, cD+cH – calcaire de Dachstein avec pénétrations du calcaire de Hallstatt



Ryc. 6. Syntetyczny przekrój geologiczny rejonu Tizi Merhlaz.

Fałd leżący Szellaty: t – czerwone klastyczne osady triasu, dp – dolomity pylaste retyku, cL – wapień liasu; nChi – płaszczowina Szibli: CP – wapień margliste kredy-paleogenu; nEM – płaszczowina El Ma: cv – wapień robaczkowe, Ke – czerwone klastyczne osady kajpru; nTM – płaszczowina ultrakabylska Tizi Merhlaz: dR – dolomity typu Ramsau, cD – wapień z Dachstein, cH – wapień z Hallstatt, cD+cH – wapień z Dachstein z penetracjami wapienia z Hallstatt

Fig. 6. Coupe géologique synthétique par les collines de Tizi Merhlaz

Pli couché de Chellata: t – dépôts rouges clastiques du Trias, dp – dolomies pulvérisantes du Rhétien, cL – calcaires du Lias; nChi – nappe de Chibla: CP – calcaires marnés du Crétacé-Paléogène; nEM – nappe d'El Ma: cv – calcaires vermiculés du Trias moyen, Ke – dépôts rouges clastiques du Keuper; nTM – nappe ultrakabyle de Tizi Merhlaz: dR – dolomies du type Ramsau, cD – calcaire de Dachstein, cH – calcaire de Hallstatt, cD+cH – calcaire de Dachstein avec pénétrations du calcaire de Hallstatt



Ryc. 7. Nadwierzalą powierzchnia jasnoczekoladowego wapienia halsztackiego z licznymi przekrojami amonitów gładkich (*leiostracon*) i urzeźbionych (*trachyostracon*), małżów pelagicznych i liliowców. pow.  $\times 2,7$ . Zachodnia łuska płaszczowiny ultrakabyłskiej Tizi Merhlaz. Fot. J. Modrzejewska

Fig. 7. Surface altérée du calcaire de Hallstatt du couleur chocolat au lait, avec plusieurs sections des ammonites lisses (*leiostracon*) et sculptés (*trachyostracon*), de pélicypodes pélagiques et des crinoïdes.  $\times 2,7$ . Ecaille occidentale de la nappe ultrakabylye de Tizi Merhlaz. Cliché J. Modrzejewska

**Wapień z Hallstatt.** Jest to ogniwo litostratygraficzne nie znane dotychczas zupełnie ani z masywu Szellata, ani z żadnej innej części łańcuchów wapiennych zachodniej części obszaru mediterraneanego.

Jest to wapień czerwony, jasnoczekoladowy, bardzo drobnokrystaliczny, pelityczny, przeważnie bez fauny. Jednakże w niektórych miejscach jest on przepelniony okruchami fauny. Są to amonity typu *leiostracon* (gładkie) i *trachyostracon* (urzeźbione), tworzące prawdziwy zlepek muszlowy (ryc. 7). Poszczególne muszle amonitów są jednakże zawsze oddzielone od siebie osadem mikrytowym. Wapień jest masywny, nieuwarstwiony i amonity nie dają się łatwo wydobyć ze skały, są zresztą przeważnie pokruszone podczas sedimentacji, a często przekrystalizowane podczas diagenety (ryc. 8 i 9). Prócz amonitów, na nadwierzalą powierzchnię wapienia widoczne są także liliowce o przekroju okrągłym i pięciokątnym. Bardzo ważna jest obecność małżów pelagicznych (ryc. 10 i 11), m. in. z rodzaju *Halobia* (ryc. 11), gdyż pozwalają one datować wapień z Hallstatt serii Tizi Merhlaz na górny trias. Dokładniejsze określenie wieku wapienia będzie możliwe po uzyskaniu lepiej zachowanych halobii i amonitów oraz po ewentualnym wydobyciu konodontów. Niektóre małże pelagiczne, bardzo drobne, występują osobno — bez amonitów, w skałe tworzącej odrębny typ wapienia, nieco ciemniejszego (ryc. 9). Jeszcze inne wapienie pelagiczne są nieco jaśniejsze, cielistobeżowe.

Wapień z Hallstatt jest przeważnie masywny, jednakże miejscami jest on gruzłowaty, wzbogacony w czerwoną żelazistą substancję. W innych miejscach są w nim przewarstwienia czerwonych lub żółtych radiolarytów. Są to rogowce typu czertów o grubości kilku centymetrów, jednakże trafiają się również przewarstwienia czerwonych radiolarytów o grubości kilkunastu centymetrów. Być może

będzie możliwe bezpośrednie określenie wieku radiolarytów, wobec znacznego postępu w tej dziedzinie w ostatnich latach (8).

Wapień z Hallstatt jest ściśle związany z wapieniem z Dachstein. Granica obu wapieni — białego i czerwonego jest zawsze ostra, a w wapieniu halsztackim trafiają się liczne okruchy wapienia dachsteińskiego, tworzące miejscami brekcję osadową. W jednym z bloków wapienia halsztackiego z amonitami znajdują się również okruchy koralu i *gyroporell* dachsteińskich. Miejscami wapień halsztacki wnika głęboko w wapień dachsteiński, tworząc żyły neptuniczne i tylko w tych szczelinach jest on zachowany (ryc. 5 i 6). Jego miąższość jest trudna do określenia, lecz na pewno niewielka, kilkumetrowa. Obecnie jest on jednak prawie zupełnie zerodowany i zachował się przeważnie tylko w postaci luźnych bloków i żył osadowych w wapieniu dachsteińskim. Epizodów penetracji pelagicznych wapieni halsztackich było zresztą kilka, a za każdym razem osadzał się odrębny typ wapieni — jasnoczekoladowe wapień amonitowo-halobiowe, ciemnoczekoladowe wapień z drobnymi małżami pelagicznymi, beżowe wapień pelagiczne oraz czerwone wapień z radiolarytami.

Wapień z Hallstatt, będący bez wątpienia osadem pelagicznym o maksymalnej kondensacji (24, 25), jest najmłodszym ogniwo litostratygraficznym triasu serii Tizi Merhlaz. Utworów retyku tu brak. Wapień onkolitowy z *Thaumatoporella parvovesiculifera*, opisane przez Gélarda (15), należą zapewne do liasu serii Szellaty, gdzie są one bardzo typowo rozwinięte. Są tu natomiast białe i różowawe wapienie krynowidowe typu wapienia z Hierlatz (podobne także do wapieni bajosu wierchowego w Tatrach), które tworzą żyły klastyczne w spękanych wapieniach z Dachstein, podobnie jak to jest w masywie Dachstein w Salzkammergut.



Ryc. 8. Przekryształizowany przekrój podłużny styczny gładkiego amonita (leiostracon). Wapień halsztacki z zachodniej łuski płaszczowiny ultrakabyłskiej Tizi Merhlaz. pow.  $\times 3$ . Fot. J. Modrzejewska

Fig. 8. Section longitudinale tangent d'un ammonite lisse (leiostracon) récrystallisé. Calcaire de Hallstatt de l'écaille occidentale de la nappe ultrakabylye de Tizi Merhlaz.  $\times 3$ . Cliché J. Modrzejewska



Ryc. 9. Przekryształizowany przekrój poprzeczny gładkiego amonita (leiostracon). Na zewnątrz widoczny jest przekrój urzeźbionego amonita (trachyostracon). Wapień halsztacki z zachodniej łuski płaszczowiny ultrakabyłskiej Tizi Merhlaz. pow.  $\times 2,7$ . Fot. J. Modrzejewska

Fig. 9. Section transversale d'un ammonite lisse (leiostracon) récrystallisé. On voit aussi une section d'un ammonite sculpté (trachyostracon). Calcaire de Hallstatt de l'écaille occidentale de la nappe ultrakabylye de Tizi Merhlaz.  $\times 2,7$ . Cliché J. Modrzejewska

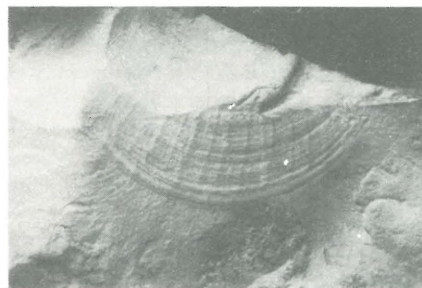


Ryc. 10. Drobný małż pelagiczny z ciemnoczekoladowego wapienia halsztackiego. Zachodnia łuska ultrakabyłskiej płaszczowiny Tizi Merhlaz. pow.  $\times 9$ . Fot. J. Modrzejewska

Fig. 10. Petit pélécy-pode pélagique du calcaire de Hallstatt d'un couleur chocolat foncé. Ecaille occidentale de la nappe ultrakabylye de Tizi Merhlaz.  $\times 9$ . Cliché J. Modrzejewska



a



b

Fig. 11. Dwa fragmenty małżow pelagicznych z rodzaju Halobia z jasnoczekoladowego wapienia halsztackiego z amonitami (ten sam blok wapienny co na rycinach 7-9). Zachodnia łuska ultrakabyłskiej płaszczowiny Tizi Merhlaz. a i b  $\times 5$ . Fot. J. Modrzejewska

Fig. 11. Deux fragments des pélagiques Halobia. Le même bloc du calcaire de Hallstatt aux ammonites d'un couleur chocolat au lait, que celui-ci présenté sur les figures 7-9. Ecaille occidentale de la nappe ultrakabylye de Tizi Merhlaz. a et b  $\times 5$ . Cliché J. Modrzejewska

ZNACZENIE PALEOGEOGRAFICZNO-FACJALNE  
GÓRNOTRIASOWYCH WAPIENI Z DACHSTEIN  
I Z HALLSTATT

Według V. Jacobshagena (16) pojęcie mediterranskiej prowincji triasowej zostało wprowadzone w 1874 r. przez Mojsisivocsa. Polegało ono w jego ujęciu nie tylko na obecności określonych facji osadowych, lecz przede wszystkim na występowaniu urzeźbionych amonitów typu trachyostracon. Natomiast wyróżnienie przez niego prowincji juwawijskiej opierało się na występowaniu gładkoskorupowych amonitów typu leiostracon, dominujących w wapieniu z Hallstatt.

W ujęciu Jacobshagena mediterranski środkowy i górny trias osadzał się na płytkowodnych platformach węglanowych, oddzielonych wąskimi nieckami z osadami pelagicznymi. Główny problem polega na tym, gdzie i w jakich warunkach tworzyły się prawdziwe głębokomorskie osady oceanu Tetyda.

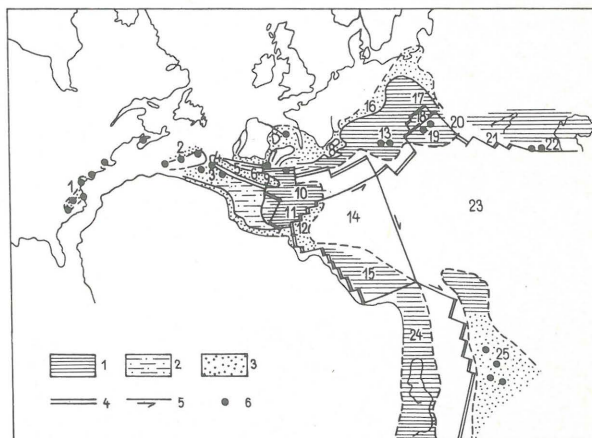
Przez długi czas widziano je w amonitowych wapieniach halsztackich, z którymi często związane są radiolaryty (Bośnia, Peloponez). Jednakże wapień halsztacki ma przeważnie bardzo ograniczony zasięg i zajął się często z płytkowodnymi osadami nerytycznymi, na przykład z wapieniem z Dachstein (24). Obecna w nim miejscami fauna bentoniczna dowodzi, że osadzał się on raczej w głębszej części szelfu, na głębokich krach typu „seamounts” albo w głębszych częściach stoku kontynentalnego, na głębokościach kilkuset metrów. Wapień halsztackie osadzały się na mikroplacie Adrii, ograniczonej szwami ofiolitowymi zarówno od północy, jak i od południa („Kreios” Tollmanna). Występują one także i dalej ku wschodowi – w płaszczynie transylwańskiej w Rumunii i ciągną się przez Turcję i Himalaje oraz wyspę Timor aż do wschodnich wybrzeży Pacyfiku (19). W odróżnieniu od zewnętrznych, brzeżnych facji miogeosynklinalnych, specyfika tych wewnętrzno-geosynklinalnych facji, określanych jako aristogeosynklinalne, polega na obecności halsztackiej facji nieckowo-kanalowej, rozwiniętej w obrębie rafowo-platformowego kompleksu centralnej części Tetydy, w niskich szerokościach geograficznych (LPL – low paleolatitude fauna Tozera, 23).

Według V. Druckmana, F. Hirscha i T. Weissbroda (10), podczas środkowego i górnego triasu ekspansja pelagicznej drogi morskiej („the expanding pelagic seaway – Hallstatt facies”) obejmowała stopniowo Hellenidy, Dynarydy i wschodnie Alpy, jednakże zatrzymała się na linii Lofer (Salzkammergut) – wschodnie Apeniny (Lagonegro) – Sycylia (6, 19). Na zachód od tej linii nie były dotychczas opisywane wapień halsztackie, jednakże rafowe wapień górnotriasowe z megalodontami były znane Dienerowi z łuku Rifu i z Gór Betyckich (19), a W. Wildi (27) pisze wyraźnie o istnieniu w Rifie platformy węglanowej typu austro-alpejskiego.

Jeśli uznać, że powstanie platform węglanowych (back-reef lagoon and reef complex) znaczy określone, przed-ryftowe stadium rozwoju strefy peryadriatyckiej (5, 18), to wówczas można zaakceptować propozycję Dewey’a i współautorów (9 – fig. 9) rekonstrukcji paleogeografii górnotriasowej (ryc. 12). W ich ujęciu bowiem szelfowe węglany górnotriasowe (wapień z Dachstein) nie ograniczają się do płyty Apulii, lecz wnikają głęboko między płytę afrykańską i mikrokontynent Iberii. Natomiast stadium ryftowe zaznacza się powstawaniem facji wapieni halsztackich, osadzonych na „seamounts”, ograniczonych ryftowymi strefami o ścienionej skorupie kontynentalnej, w których osadzały się wapień z radiolarytami (1, 8). Miej-

scami jednak, gdzie wapieniom halsztackim towarzyszą ofiolity, mogła to już być skorupa oceaniczna (8). Dlatego znacznej modyfikacji wymagają najnowsze mapy paleogeograficzne (7, 21), nie uwzględniające możliwości ekspansji górnotriasowego dna oceanicznego w zachodniej części obszaru mediterranskiego.

Obecnie wydaje się pewnie, że geoantyklina Wielkiej i Małej Kabylii oraz Rifu była ograniczona strefami ryftowymi, w których osadzały się wapień pelagiczne i radiolaryty triasowe, nie tylko od południa (od strony strefy tellskiej), jak to przyjmuje J.-P. Bouillin (2, 3), lecz i od północy, gdzie osadziły się ultrakabylskie wapień halsztackie z radiolarytami (ryc. 12). Należy przy tym podkreślić, że wapień halsztacki serii Tizi Merhaz, podobnie jak i innego tego typu wapień pelagiczne (Lagonegro – 6, Pindus i Olonos – 8), należą do płaszczowin typu powierzchniowego, których podłoże nie jest znane. Według wszelkiego prawdopodobieństwa było nią podłoże o typie ścienionej skorupy kontynentalnej, tak jak to przyjmują liczni autorzy (7, 21, 24) dla późniejszych radiolarytów jurajskich. W każdym razie ultrakabylski basen (kanał) halsztacki o silnej, przeważnie niekompensowanej subsydencji, oddzielający geantyklinalny masyw kabylski od masywu korsykańsko-sardyńskiego (14), znaczy bez wątpienia najstarszą w cyklu alpejskim pelagiczną drogę morską (seaway) w zachodniej części obszaru mediterranskiego.



Ryc. 12. Schematyczna mapa paleogeograficzna Tetydy i graniczących z nią płyt w górnym triasie. Wg J.F. Dewey'a i innych (1973), zmienione

1 – węglany szelfowe, 2 – ewaporyty, 3 – czerwone osady klastyczne, 4 – strefy spreadingu, 5 – uskoki transformujące, 6 – bazalty. Znaczenie numerków widocznych na mapce: 1 – rowy ryftowe wschodniego wybrzeża Ameryki Północnej, 2 – Marokko, 3 – Oran, 4 – Rif, 5 – Wielka Kabylija, 6 – Mała Kabylija, 7 – wewnętrzne strefy Gór Betyckich, 8 – Korsyka i Sardynia, 9 – masyw pelorytańsko-kalabryjski, 10 – Apulia, 11 – Hellenidy, 12 – Rodopy i strefa Wardaru, 13 – płyta karnijska (Oberostalpin), 14 – płyta turecka, 15 – południowa Turcja, 16 – wał windelicki, 17 – Tatry, 18 – Tiryg Mures, 19 – Mezja, 20 – Dobrudża, 21 – Krym, 22 – Kaukaz, 23 – płyta Tetydy, 24 – szelf Zagrosu, 25 – Iran

Fig. 12. Carte schématique paléogéographique de la Tethys et des plaques adjacentes au Trias supérieur. D'après J.F. Dewey et les autres (1975), modifiée et changée

1 – carbonates du shelf, 2 – évaporates, 3 – dépôts rouges clastiques, 4 – zones du spreading, 5 – failles transformants, 6 – basaltes. Significations des nombres sur la carte – voir explication polonaise

## PODZIĘKOWANIE

Autor wyraża głęboką wdzięczność profesorowi M. Durand Delga z uniwersytetu w Tuluzie za wszechstronną pomoc w gromadzeniu literatury, za liczne dyskusje ustne i listowne oraz za skontaktowanie ze swymi uczniami i współpracownikami, wykonującymi swe prace doktorskie i habilitacyjne w Algierii i w innych częściach zachodniego obszaru śródziemnomorskiego, którzy zapoznali mnie z wynikami swych wieloletnich badań oraz przysłali mi swe tezy i liczne publikacje. Dziękuję również p. doc. dr Annie Senkowiczowej z Instytutu Geologicznego w Warszawie za cenne uwagi o znalezionej przeze mnie faunie triasowej oraz za wydatną pomoc w zakresie bibliografii i organizacji pracy. Pani Janinie Modrzejewskiej z Laboratorium Fotograficznego Instytutu Geologicznego w Warszawie dziękuję za nadprogramowe wykonanie potrzebnych fotografii, a redaktorowi B. Barejowi za zapewnienie szybkiego wydania tego artykułu w „Przeglądzie Geologicznym”.

## LITERATURA

1. Aubouin J., Le Pichon X., Winterer E., Bonneau M. — The Hellenides as a model for Alpine plate tectonics. VI Colloq. on the Geology of the Aegean Region Athens 1977.
2. Bouillin J.-P. — Carte géologique de la Kabylie de Collo et d'El Milia. Travaux Lab. Géol. Méditerr. CNRS. 1979.
3. Bouillin J.-P. — Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-Maghrébides en Calabre; conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes. Revue Géol. Din. Géogr. Phys. 1984 vol. 25 fasc. 5.
4. Coutelle A. — Etude géologique du sud-est de la Grande Kabylie et des Babors d'Akbou. Univ. Bretagne Occid. Brest. 1982.
5. d'Argenio B., Horvath F., Channell J. — Palaeotectonic evolution of Adria, the African promontory. Colloque 5. Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Publ. du 26 Congr. Géol. Int. Paris 1980. Mém. du BRGM no. 115.
6. De Capoa Bonardi P. — *Halobia* zones in the pelagic Late Triassic sequences of the Central Mediterranean area (Greece, Yougoslavia, Southern Apennines, Sicily). Boll. Società Paleont. Italiana 1985 vol. 23 no. 1.
7. Dercourt J., Zonenshain I.P. et al. — Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000<sup>e</sup> s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. Bull. Soc. Géol. France 1985 no. 5.
8. De Wever P., Dercourt J. — Les Radio-laires triasico-jurassiques — marqueurs stratigraphiques et paléogéographiques dans les chaînes alpines périméditerranéennes: une revue. Bull. Soc. Géol. France 1985 no. 5.
9. Dewey J.F., Pitman III W.C., Ryan W.B.F., Bonnin J. — Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Bull. Geol. Soc. Am. 1973 vol. 84.
10. Druckman Y., Hirsch F., Weissbrod T. — The Triassic of the southern margin of the Tethys in the Levant and its correlation across the Jordan Rift Valley. Geol. Rund. 1982 Bd 71 H. 3.
11. Durand Delga M. — La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Livre Jubilaire de la Soc. Géol. de France. Mém. h. sér. 1980 no. 10.
12. Durand Delga M., Fontboté J.M. — Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. 26<sup>e</sup> Congrès Géol. Intern. Paris 1980. Colloque 5 (Les chaînes alpines issues de la Téthys). Mém. BRGM 1980 no. 115.
13. Flandrin J. — La chaîne du Djurdjura. XIX<sup>ème</sup> Congrès Géol. Intern. Monographies régionales. 1<sup>re</sup> Série: Algérie. Alger 1952 no. 19.
14. Gandin A., Tongiorgi M., Rau A., Wirgili C. — Some examples of the Middle-Triassic marine transgression in South-Western Mediterranean Europe. Geol. Rund. 1982 Bd 71 H. 3.
15. Gélard J.-P. — Géologie du Nord-Est de la Grande Kabylie (Un segment des zones internes de l'orogène littoral maghrébin). Mém. Geol. Univ. de Dijon. Ed. Inst. des Sciences de la Terre Dijon 1979.
16. Jacobshagen V. — Mediterrane Trias — Grundzüge und Probleme. Geol. Rund. 1982 Bd 71 H. 3.
17. Kotański Z. — Trias [In:] Geologia Historyczna. Wyd. Geol. 1978.
18. Kotański Z. — Jeszcze raz o płaszczynie strażowskiej w Tatrach (Once more about the Stražov nappe in the Tatra Mts.). Prz. Geol. 1985 nr 10—11.
19. Kristan-Tollmann E., Tollmann A. — Die Entwicklung der Tethysias und Herkunft ihrer Fauna. The development of the Triassic within the Tethys realm and the origin of its fauna. Geol. Rund. 1982 Bd 71 H. 3.
20. Raoult J.F. — Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie). Thèse, Paris. Mém. Soc. Géol. Fr. LIII mém. Paris 1974 no. 121.
21. Ricou L.E., Zonenshain L.P. et al. — Méthode pour l'établissement de 9 cartes paléogéographiques de l'Atlantique au Pamir depuis le Lias. Bull. Soc. Géol. France 1985.
22. Scandone P. — Triassic seaways and the Jurassic Tethys ocean in the Central Mediterranean area. Nature 1975 vol. 256 no. 5513.
23. Tozer E.T. — Marine Triassic faunas of North America: their significance for assessing plate and terrane movements. Geol. Rund. 1982 Bd 71 H. 3.
24. Trümpy R. — Stratigraphy in mountain belts. Quart. Journ. Geol. Soc. London 1971 vol. 126.
25. Trümpy R. — Das Phänomen Trias. Geol. Rund. 1982 Bd 71 H. 3.
26. Vila J.-M. — La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Travaux du Département de Géotectonique. Lab. de Géologie Structurale. Thèse Paris 1980 vol. 1—3.
27. Wildi W. — Evolution de la plate-forme carbonatée de type austro-alpin de la Dorsale calcaire (Rif interne, Maroc septentrional) au Mésozoïque. Bull. Soc. Géol. Fr. 1979 vol. 21 no. 1.

## RÉSUMÉ

Jusqu'à présent les facies triasiques typiquement alpins ont été connus dans les Alpes Orientales et Carpates et dans les pays de la Méditerranée orientale (Dinarides et Hellenides). La plupart des auteurs a pensé que vers l'Ouest les facies austro-alpines (Oberostalpin — p. ex. calcaires de Dachstein et Hallstatt) ne dépassaient pas la ligne

Salzkammergut — Apennins (Lagonegro) et Sicile, où on trouve encore les calcaires pélagiques à Halobia (6).

Dans les chaînes bético-maghrébines de la Méditerranée occidentale (fig. 1) on connaît le Trias évaporitique dans les Externides et Trias tripartite (Werfenien — Muschelkalk — Keuper) à affinités briançonnais-tatriques (11, 12, 17) dans les Internides (p. ex. la Chaîne du Djurdjura dans la Dorsale Kabyle, 13 — fig. 2). Mais dans la Dorsale Bético-Rifaine et dans les zones bétiques plus internes on connaît les puissantes séries carbonatées du Trias supérieur (Alpujarrides et Malaguides), de type austro-alpin (11, 12, 19, 24, 25, 27).

En Algérie, sauf quelques remarques de J.F. Raoult (20) de la chaîne numidique, c'est uniquement J.-P. Gélard (15), qui a observé l'existence du Trias supérieur carbonaté à côté du Keuper, dans le massif de Chellata (terminaison orientale du Djurdjura), aux environs du village Tizi Merhlaz (fig. 3).

D'après les présentes observations, le Trias de Tizi Merhlaz appartient à la nappe séparée ultrakabyle à caractère faciale austro-alpin (Oberostalpin). Les faciès les plus typiques sont: les calcaires de Dachstein et de Hallstatt (Figs 4—6). Calcaire de Dachstein est un calcaire massif de grande puissance, clair, récifal et fossilifère, avec des coraux, gastropodes à teste épais, pélecypodes et gyro-porelles. C'est un faciès typique de „back reef lagoon and reef complex”, avec brèches sédimentaires et incrustations sparitiques de type évinosponge. Calcaire de Hallstatt c'est un calcaire rougêatre, du couleur chocolat, avec plusieurs ammonites lisses (leiostracon) et sculptés (trachyostracon), fig. 7—9). Très importante est la présence des pélecypodes pélagiques (figs 10 et 11), et surtout de Halobia sp., qui détermine l'âge du Trias supérieur de ce calcaire. Le calcaire de Hallstatt c'est un calcaire d'une faible puissance, condensé et bréchique, avec fragments du calcaire blanc de Dachstein. On trouve plusieurs filons neptuniques du calcaire de Hallstatt dans les fissures du calcaire de Dachstein. Il y a plusieurs pénétrations de quelques variations du calcaire de Hallstatt — plus claires, plus foncés, sans faune, avec ammonites, avec pélecypodes pélagiques, crinoïdes bentoniques etc. On trouve aussi des calcaires pélagiques avec chertes et radiolarites rouges.

Calcaire de Hallstatt est le niveau lithostratigraphique le plus jeune du Trias supérieur de la nappe ultrakabyle de Tizi Merhlaz. Dans quelques fissures du calcaire de Dachstein on a trouvé les calcaires à crinoïdes, blancs et rosés aux brachiopodes, d'un type du calcaire de Hierlatz; ce qui est similaire à la situation bien connue du massif de Dachstein en Salzkammergut.

Le Trias alpin, aussi bien moyen que supérieur, était déposé sur les plateformes carbonatées (10, 27), séparées par les bassins allongés — les canaux avec les calcaires pélagiques de Hallstatt et de Halobia et fréquemment avec les radiolarites (16). Ces calcaires étaient déposés sur les „sea mounts”, ou bien sur les shelves inférieurs, à la profondeur des quelques centaines des mètres (19, 23, 24, 25), sur l'écorce continentale amincie (radiolarites), ou bien sur l'écorce océanique (association des calcaires pélagiques et ophiolites — 8). Maintenant on peut affirmer que l'expansion de la route pélagique marine („the expanding pelagic seaway — Hallstatt facies” — 10, 22) ne c'est pas arrêtée sur la ligne Lofér (Salzkammergut) — Apennin Oriental (Lagonegro) — Sicile (comme c'était présenté sur les cartes paléogéographiques les plus nouvelles — 7, 21), mais a pénétrée très loin vers l'Ouest, par la zone ultrakabyle jusqu'à la Cordillère Bétique, où W. Wildi (27) a souligné l'existence de la plateforme carbonatée de

type austro-alpin. Si on accepte la conception, que l'existence des plateformes carbonatées (back-reef lagoon and reef complex) marque un stade précis pré-rift du développement de la zone périadriatique (5, 18), on peut assimiler la proposition de Dewey et collaborateurs (9), d'une reconstruction de la paléogéographie du Trias supérieur (op. cit. fig. 9).

D'après ces auteurs les carbonates du shelf du Trias supérieur ne sont pas limités à la plaque d'Apulie, mais pénètrent profondément entre la plaque africaine et micro-continent de l'Ibérie. Par suite le stade du rift est marqué par les faciès pélagiques de Hallstatt, déposés sur les „sea-mounts”, et limités par les zones du rift à l'écorce terrestre continentale amincie aux radiolarites, ou bien directement sur l'écorce océanique (1, 8). Il semble bien documenté maintenant, qu'un géanticlinal de la Grande et Petite Kabylie et de Rif a été limité par les zones du rift, avec la sédimentation des radiolarites triasiques non seulement du Sud (de la zone telienne — 2, 3), mais aussi du Nord, ou ont étaient déposés les calcaires ultrakabyles de Hallstatt (fig. 12). Ce bassin ou canal ultrakabyle aux radiolarites, a forte subsidence, non compensée par sédimentation, a séparé le massif (géanticlinal) kabyle d'un massif corso-sarde (fig. 12). C'était sans doute la plus vieille route pélagique marine (seaway) du cycle alpin en Méditerranée occidentale.

*Traduction de l'auteur*

#### РЕЗЮМЕ

До настоящего времени типические альпийские фации триаса были описаны лишь в восточных Альпах и в Карпатах, а также в странах восточного Средиземноморья (Динариды и Геллениды). До сих пор считалось, что в западном направлении восточноальпийские фации (нпр. дахштейнский и галльштатский известняки) не выходят за линию Зальцбург (Salzkammergut) — Апенины (Lagonegro) — Сицилия, где находятся еще пелагические верхнетриасовые известняки с Halobia (6).

В бетико-магрибских горных цепях западного Средиземноморья (фиг. 1) находят эвапоритовый триас в экстернидах, тогда как в интернидах встречается трехдельный триас (верфен-мушелькальк-кейпер), похожий на бриансонский триас из западных Альп и на верховый триас из Татр в западных Карпатах (нпр. триас горной цепи Джурджура в Великой Кабилии). Однако, в бетико-рифском известняковом хребте и во внутренних зонах Бетикской Кордильеры (Альпухарида и Малагиды) описаны мощные карбонатные серии верхнего триаса (11, 12, 19, 24, 45, 27).

В Алжире только в одном месте — в горах Шелльата, на восточном окончании гор Джурджура, был замечен Желардом (15) карбонатовой верхней триас, выступающий совместно с кластическим кейпером — около высоко расположенной деревни Тизи Мерглаз (фиг. 3).

Согласно наблюдениям автора этой статьи, триас с Тизи Мерглаз принадлежит к особому ультракабийскому покрову и имеет восточноальпийский (Oberostalpin) факультетный характер. Наиболее типичными фациями являются: дахштейнский и галльштатский известняки (фиг. 4—6).

Дахштейнский известняк — это массивный известняк большой мощности, очень чистый, светлый, рифовой, со многими окаменелостями, среди которых наиболее важны: кораллы, толстостворчатые гастроподы и пластинчатожаберные моллюски, а также известковые водо-