

DEFORMACJE TEKTONICZNE A METAMORFIZM — KILKA UWAG O ROZWOJU POGLĄDÓW

UKD 551.25:552.16:551.242.5

Klasyczne podręczniki geologii obszarów metamorficznych wymieniają zazwyczaj możliwość trojkiego stosunku metamorfizmu do deformacji warstw skalnych. Zjawiska metamorficzne mogą wyprzedzać, być współczesne lub późniejsze od deformacji tektonicznych. Każdy z tych wypadków znajduje swe potwierdzenie w istniejącej literaturze.

M. Roques (cf. Read, 8), uważa, iż w Masywie Centralnym we Francji metamorfoza została wywołana statycznym naciskiem (obciążeniem) i dotknęła nie sfałdowane serie osadowe, dając horyzontalne izogrady. Późniejsze deformacje fałdowe, już zmetamorfizowanych skał osadowych, spowodowały fałdowanie tych izograd.

K. Naha (7), badając skały występujące w rejonie Galudih w Indiach doszedł do wniosku, że uległy one metamorfozie progresywnej. Najwcześniejsze powstały tam minerały chlorytowe, potem łuszczyki, następnie granat, wyprzedzający z kolei wzrost staurolitu i dystenu. Powstanie minerałów łuszczykowych było jednocześnie z rozwojem foliacji równoległej do powierzchni osiowych fałdów regionu. Ślady tej foliacji, w postaci wrostków, znajdowane są zarówno w granatach, jak w dystenie i staurolicie. Ziarna granatów mają jednak wrostki ułożone spiralnie, dystenu zaś i staurolitu — prosto. Według K. Naha granat był paratektoniczny, późniejszy od osiowej foliacji i rósł współcześnie z ruchami ślizgowymi zachodzącymi wzdłuż jej powierzchni. Spiralne wrostki w granatach przedłużają się w proste wrostki staurolitu i dystenu, z czego wysnuto wniosek, że oba te minerały są późniejsze od granatu i wzrastały po ustaniu ruchu wzdłuż powierzchni foliacji. Minerały metamorficzne w skałach omawianego regionu, rozwijały się współcześnie z osiową foliacją oraz również po jej powstaniu. Foliacja ta uformowała się przed zanikiem pierwszych ruchów fałdowych, ze zginania z poślizgiem. Zatem, metamorfoza rozpoczęła się tam jeszcze w czasie deformacji i trwała od niej dłużej.

N.D. Chatterjee (2) na obszarze Simplon w Alpach stwierdził, iż ruchy przenikające (ang. penetrative), które zapoczątkowały rozwój wtórnych struktur planarnych i liniowych, zaistniały wkrótce po powstaniu nasunięć pennińskich. Metamorficzna rekrystalizacja i neokrystalizacja zaczęła się zaś jednocześnie z tymi ruchami, trwała jednak znacznie od nich dłużej.

H.J. Zwart (13) z rejonu Bosost w Środkowych Pirenejach podaje, że skały tzw. kopuły Garrone już w czasie pierwszej fazy deformacji doznały metamorfozy w warunkach zony biotytowej. Po tym okresie kinematycznym nastąpiło podwyższenie temperatury i statyczny wzrost porfiroblastów staurolitu, andaluzytu i kordierytu z ułożonymi w proste linie wrostkami. Powstanie pewnej części tych minerałów, cechujących się spiralnie ułożonymi wrostkami, przypisał H.J. Zwart nieco późniejszej krystalizacji, jaka odbyła się w czasie drugiej fazy ruchów. Stały zwrot rotacji tych wrostków oraz niektóre cechy strukturalne pozwoliły temu badaczowi na stwierdzenie, że druga faza kinematyczna przejawiała się ścinaniem, które dzięki temu, iż oś „a” układu kinematycznego leżała na płaszczyźnie foliacji fazy pierwszej doprowadziło do ruchów ślizgowych i nasunięcia w poziomie łupków, o miąższości przynajmniej 3000 m (kumulatywny efekt tych ruchów musiał być znaczny, skoro w warstwie o grubości tylko 100 m zanotowano boczne przesunięcie rzędu 500 m).

M.R.W. Johnson (4) stwierdził, iż skały serii Dalradian i Moine w Szkocji dotknięte zostały przeobrażeniami w trzech fazach metamorficznych, które, jak przypuszcza, były ciągłe w czasie i odbywały się przy stale rosnącej temperaturze. Pierwsza faza metamorficzna M_1 miała miejsce po kinematycznej fazie F_1 . Rosnące wtedy ziarna granatu zamknęły w sobie drobnitkie fragmenty ukierunkowanej struktury fyllitów. W fazie M_1 wykrył zował także syllimanit oraz doszło do migmatyzacji,

która — zależnie od miejsca — była wcześniejsza, jednoczesna, albo późniejsza od ruchów F_2 . Znaczne powiększenie rozmiarów (zgrubienie struktury), jakiego doznały ziarna mineralne w fazie M_1 , zaznaczyło się najwcześniej w rejonach występowania migmatytów wyprzedzających fazę F_2 . Metamorficzna faza M_2 była synkinematyczna z ruchami F_2 . Najbardziej charakterystyczne są dla niej granaty ze spiralnie ułożonymi wrostkami. Faza M_3 odbyła się po fazie deformacji F_2 i była okresem najsilniejszej metamorfozy. W statycznych warunkach rósł wtedy staurolit, dysten i granat, powszechna zaś rekryształizacja i wzrost ziaren doprowadziły do zaniku kierunkowości skał.

Z powyższego wynika, że kulminacja wzrostu kryształów, i praktycznie początek silnej kryształizacji minerałów metamorficznych, w skałach serii Dalradian i Moine są późniejsze od ruchów F_1 formujących płaszczowiny. Główna faza wzrostu kryształów odbywała się w warunkach statycznych, stopniowo, w przerwach między pierwszym i drugim, a szczególnie między drugim i trzecim epizodem deformacji. Stąd też zony metamorficzne, stwierdzone w seriach Dalradian i Moine, tną skośnie granice stratygraficzne, a także skrzydła i płaszczysty osiowe najstarszych fałdów leżących oraz powierzchnie nasunięć. Izogrady i izobary zostały zaburzone przez ruchy fałdowe faz F_3 i F_4 , które miały charakter deformacji sztynnych i odbyły się po zaniku działania czynników metamorfizujących.

Podobne zależności między deformacją i metamorfozą stwierdziłem w skałach formacji strońskiejskiej Gór Orlickich (14). Po pierwszej i po drugiej fazie deformacji fałdowych następowały fazy statycznej kryształizacji i rekryształizacji metamorficznej. Najsilniejsze przeobrażenia miały miejsce w fazie M_2 , która odbyła się po głównej fazie ruchów F_2 . Z końcem fazy M_2 ustąpiła działalność czynników metamorfizujących, następne zaś epizody deformacji miały stopniowo coraz sztynniejszy charakter. Opisywana sekwencja zjawisk pozwoliła przypuścić, że fazy deformacji były okresami rozładowywania naprężeń, gromadzących się w skałach w okresach statycznych, kiedy w warunkach podwyższonej temperatury dochodziło do spokojnego wzrostu minerałów metamorficznych. Wzrost temperatury był, jak sądzę, wywołany podniesieniem się z głębi mas plutonicznych, których powierzchniowym przejawem stała się intruzja granitoidów masywu Kudowy — Oleśnic, zapoczątkowana po głównej fazie deformacji [tego rodzaju stosunek deformacji orogenicznych i kwaśnych intruzji jest, jak podaje A. Miyashiro (6), charakterystyczną cechą niskociśnieniowych pasów metamorficznych]. Wspomniane masywy plutoniczne były źródłem regionalnej metamorfozy w Górach Orlickich, a ich powstanie spowodowane zostało przypuszczalnie zaburzeniami termicznymi, wywołanymi pierwszymi fazami deformacji, w głębszych poziomach tektonicznych.

N. Rast (cf. Johnson, 4) uważa wręcz, że deformacja jest przyczyną reakcji metamorficznych, czego doskonałą ilustracją według niego jest obecność dwóch zespołów zmetamorfizowanych dolerytów w centralnej Szkocji. Grupa pierwsza, sprzed opisanej przez Johnsona (4) fazy F_1 , została całkowicie przeobrażona w foliowane amfibolity, zbudowane z amfibolu i plagioklastu o stałym składzie, występujących w nematoblastycznych przerostach. Skały tej grupy doznały silnych deformacji tektonicznych i znalazły się w stanie równowagi chemicznej. Doleryty drugiego zespołu intrudowały po fazie F_2 , ale przed metamorficzną fazą M_3 . Doleryty te nie zostały zdeformowane i nie osiągnęły stanu równowagi chemicznej. Głównymi minerałami tych skał są beładnie ułożone pasowe plagioklasty o zmiennym składzie oraz znacznie przeobrażone pirokseny, których piroksenowe jądra otoczone są nieregularnymi obwódkami przerostów amfibolu z granatem.

Podobne do powyższego porównania cech różnych orogénów pozwoliły E. den Texowi (12) na zestawienie pewnych, wspólnych dla nich właściwości:

1. Metamorfizm plutoniczny i wzrost typowych dlań minerałów nigdzie nie zaczyna się wcześniej, niż po pierwszej lub głównej fazie deformacji oro-

genicznych (płaszczowiny, fałdy leżące itp.), a zawsze przed fazą, w której ma miejsce spłaszczenie (ang. flattening) czy powstawanie fałdów krzyżowych.

2. Schyłek metamorfizmu plutonicznego pokrywa się w przybliżeniu z przerwą zaznaczającą się przed późniejszą fazą deformacji penetratywnych lub jest jednoczesny z tą właśnie fazą, wyprzedzającą bezpośrednio sztynne fałdowanie, rozwój uskoku i metamorfizm retrogresywny.

3. Kolejne paragenezy różnych izogradów w obrębie aureoli termicznej zazębiają się w przestrzeni i czasie. Zony wyższych stopni metamorfizmu znajdują się w głębszych lub bardziej wewnętrznych partiach orogenu, ich zaś minerały krytyczne rosną dłużej niż minerały krytyczne zon niższych stopni metamorfizmu.

Powyższe fakty pozwalają sądzić, że metamorfizm i deformacje są najprawdopodobniej powiązane ze sobą przyczynowo. Charakter tego związku starają się wyjaśnić różne hipotezy o przyczynach regionalnego metamorfizmu. Mogą nimi być (poczynając od hipotez najsłabiej uzasadnionych):

- 1) wpływ głębokości (np. M. Rouques, cf. Read, 8);
- 2) deformacje orogeniczne (np. J.W. Ambrose, 1);
- 3) iniekcje magmatyczne lub migmatyczne (np. H.H. Read, 8—11).

Wypadek pierwszy. Wydaje się, że statyczne obciążenie i głębokość nie mogą być wystarczającymi przyczynami regionalnego metamorfizmu. Nawet bowiem w tych obszarach metamorficznych, gdzie istnieje pozytywna korelacja między głębokością tektoniczną a stopniem metamorfizmu gradient termiczny jest zawsze przynajmniej kilkakrotnie wyższy od zwykłego gradientu geotermicznego. Znałe są także przecież bardzo grube, a zupełnie nie zmetamorfizowane serie osadowe.

Wypadek drugi. Potwierdzeniem wyłączności tego wypadku powinny być dowody na mało prawdopodobne istnienie prostej zależności między stopniem metamorfozy a stopniem deformacji. Dlatego też wielu badaczy rozróżniało metamorfizm orogeniczny i metamorfizm regionalny, uważając je za dwa niezależne w zasadzie procesy (P. Misch, 5; H.H. Read, 10). Pierwszy, charakteryzujący się niskim stopniem przeobrażeń byłby ograniczony do płytkich części litosfery, a spowodowany ciśnieniem tangencjonalnym przy wpływie stresów ścinających, ciśnienia statycznego i wody zawartej w porach deformowanych skał. Drugi — charakteryzujący się średnim i wysokim stopniem przeobrażeń, powodujących powstanie skał niedalekich genetycznie od migmatytów, byłby związany z plutonizmem. Takiemu ściśnieniu rozróżnieniu zdają się jednakże przeczyć dość powszechnie spotykane serie metamorficzne progresywne w czasie (ciągłe). Dlatego też niektórzy badacze w pewien sposób uzupełniają powyższą hipotezę (np. N.D. Chatterjee, 2), przyjmując, że metamorfizm orogeniczny jest wczesnym procesem w historii deformacji serii geosynklynalnych i odbywa się w ich górnych partiach. Na dużych głębokościach natomiast zostaje zapoczątkowany metamorfizm plutoniczny, który stopniowo rozwija się w coraz wyższych poziomach. Metamorfizm regionalny rozumiany jest jako sumaryczny efekt tych dwóch różnych procesów. Niezgodność powierzchni izofacjalnych i powierzchni stratygraficznych wskazuje, iż idący z głębokości front termiczny dochodzi do wyższych poziomów po paroksyzmie górotwórczym i powoduje metamorfizm plutoniczny, ultrametamorfizm i granityzację skał w regionie już dotkniętym ruchami orogenicznymi. Tam, gdzie wędrówka frontu termicznego ulega zatrzymaniu, zaczyna się domena metamorfizmu orogenicznego.

Wypadek trzeci. Wypadek ten wydaje się podawać najbardziej prawdopodobne przyczyny metamorfizmu regionalnego, jednakże, jak to podkreślają W.S. Fyfe, F.J. Turner i J. Verhoogen (3), kwaśne skały zarówno migmatyczne, jak i magmowe, znajdujące w jądrach stref orogenicznych, są zawsze paligenetyczne i dlatego nie mogą być traktowane jako niezależne, samoistne źródło ciepła, rozchodzą-

cego się od głęboko położonego „centralnego” ogniska. Stąd też wydaje się, że ostatecznym, a i jedynie możliwym źródłem ciepła, koniecznym dla spowodowania regionalnego metamorfizmu, są zaburzenia termiczne w górnej części płaszcza, dokonujące się w czasie fałdowania serii geosynklynalnych.

Teoria taka znajduje szczególne potwierdzenie w mechanizmie nowej tektoniki globalnej, znanej pod nazwą tektoniki kier litosfery (tektoniki płyt). Podstawą tej teorii jest, jak wiadomo, założenie, że stale migrujące płyty litosfery tworzą się w strefie grzbietów oceanicznych, a zanikają w strefie rowów. Mowa tu oczywiście o tych płytach, które nie niosą na sobie kontynentów, działających jak wielkie pływ (boje), uniemożliwiając pograżenie tych płyt w astenosferze. W rowach oceanicznych zanurzają się więc podoceaniczne części litosfery, podsuwając się pod płyty obarczone kontynentami. Takie szybkie obniżanie się płyty podoceanicznej litosfery następuje albo na brzegach kontynentów (Andy), albo w obrębie łuków wysp (Japonia), albo między dwoma zbliżającymi się do siebie krami kontynentalnymi (Alpy, Himalaje). Tektonikę kier litosfery poznano najlepiej w obszarze wokółpacyficznym, a więc w obszarze młodych ruchów górotwórczych, co wskazuje niedwuznacznie na związek między pochłanianiem płyt a źródłami energetycznymi dla procesów górotwórczych. W strefie wokółpacyficznej stwierdzono powszechną obecność, poczynając od paleozoiku, równoległych pasów metamorficznych, współwystępujących parami. Każda para składa się z zewnętrznego peryoceanicznego pasa skał zmetamorfizowanych w warunkach bardzo wysokiego ciśnienia (gradient termiczny poniżej 10°/km) oraz pasa skał przeobrażonych pod niskim ciśnieniem (gradient termiczny powyżej 25°/km), występujących najczęściej od strony kontynentu (A. Miyashiro, 6). Powstanie takich pasów metamorficznych jest nierozdzielnie związane z zanurzaniem się płyt podoceanicznej litosfery w astenosferę i podsuwaniem ich pod płyty kontynentalne.

Stwierdzono, że na początku ery mezozoicznej nastąpił gwałtowny wzrost intensywności ruchu płyt i prędkości ruchu podsuwającego (6). Szybkość tego ruchu, zależna wprost od stale rosnącej grubości płyt, warunkuje powstanie wysokociśnieniowego pasa metamorficznego o niskim gradiencie termicznym, a objawiającego się rozwojem łupków glaukofanowych (łupków niebieskich). Ten rodzaj metamorfizmu dominuje w strefie obniżającej się skorupy oceanicznej i leżących nad nią mas osadowych. W tej części astenosfery i litosfery, która nasuwa się na ową płytę skorupy, dochodzi do niejako zindukowanego podnoszenia się (diapiryzmu) perydotytów płaszcza oraz do migracji magmy i rozтворów wodnych (fazy ciekłej z H₂O) w górne partie płaszcza i skorupy, przy czym część magmy powstaje w obrębie wydymającego się płaszcza, a część w strefie Benioffa, którą można utożsamiać z górną powierzchnią podsuwającej się płyty. Te migrujące do góry masy magmy i wodne roztwory są właśnie ostatecznymi czynnikami, powodującymi regionalną metamorfozę i powstanie pasa metamorficznego, charakteryzującego się niskim ciśnieniem i wysokim gradientem termicznym. Najnowsze osiągnięcia geologii wskazują zatem na nierozzerwalny związek między metamorfizmem i ruchami de-

formującymi skorupę, oba zaś procesy są w skali globu ciągle w czasie.

Warto też, przynajmniej marginesowo, wspomnieć, że w 1966 r. odkryto skały metamorficzne na dnie oceanów — w strefie grzbietów oceanicznych (6). Są to zmetamorfizowane bazalty, doleryty i gabra — znane obecnie tylko z Atlantyki i Oceanu Indyjskiego. Proces powodujący przeobrażenie tych skał magmowych został nazwany przez A. Miyashiro, dla odróżnienia od metamorfizmu regionalnego, metamorfizmem dna oceanicznego. Rozwój jego wiąże się z wysokimi wartościami prądów ciepłych, sugerującymi istnienie dużych gradientów termicznych pod grzbietami oceanicznymi, umożliwiające powstanie skał facji zeolitowej, zieleńcowej lub amfibolitowej (6).

Przytoczone przykłady wskazują, że choć lokalnie w różnych orogenach zjawiska metamorficzne mogą być pre-, para- lub postkinetyczne, to jednak najogólniej, na skalę regionalną, pierwsza lub główna faza deformacji zawsze wyprzedza metamorfozę fałdowanych serii skalnych. Wydaje się, że najbardziej zrozumiałe uzasadnienie takiego następstwa znajduje się w teorii tektoniki płyt, według której ruch kier litosfery wywołuje w strefach tektonicznych zjawiska magmatyczne oraz zmiany ciśnienia i gradientu termicznego, prowadzące do regionalnego metamorfizmu.

LITERATURA

1. Ambrose J.W. — Progressive kinematic metamorphism of the Missi series near Flinflan, Manitoba. Amer. Journ. Sci., 1936, 5-th ser., 32.
2. Chatterjee N.D. — Time and place of progressive regional metamorphism: a discussion. Geol. Rdsch., 1962, 52, 2.
3. Fyfe W.S., Turner F.J., Verhoogen J. — Metamorphic reactions and metamorphic facies. Mem. Geol. Soc. Amer., 1958, 73.
4. Johnson M.R.W. — Some time relations of movement and metamorphism in the Scottish Highlands. Geol. Mijnb., 1963, 5.
5. Mish P. — Metasomatic granitization of batholithic dimensions. Amer. Journ. Sci., 1949, 247, 4.
6. Miyashiro A. — Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. Ibidem, 1972, 272, 7.
7. Naha K. — Time and place of progressive regional metamorphism: a study from the Precambrian of Eastern India. Geol. Rdsch., 1962, 52, 2.
8. Read H.H. — A commentary on place in plutonism. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1948, 104, pt. 1.
9. Read H.H. — A contemplation of time in plutonism. Ibidem, 1949, 105, pt. 1.
10. Read H.H. — Metamorphism and granitization. Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1951, 54.
11. Read H.H. — The granite controversy. London, 1957.
12. Tex E. den — A commentary on the correlation of metamorphism and deformation in space and time. Geol. Mijnb., 1963, 5.
13. Zwart H.J. — Some example of the relation between deformation and metamorphism from the Central Pyrenees. Geol. Mijnb., 1963, 5.
14. Żelaźniewicz A. — Tectonic and metamorphic events in the Polish part of the Orliczkie Mts. Geol. Sudetica, 1976, 11, 1 (w druku).

РЕЗЮМЕ

В статье анализируются разные типы связей между тектоническими нарушениями и метаморфизмом, прослеженные по литературным данным (2, 4, 7, 8, 13) и собственным наблюдениям (14). Вкратце охарактеризованы три главных гипотезы, касающиеся причин регионального метаморфизма, разработанные геологами в прошлом, и рассмотрены в увязке с тектогенными движениями. Анализируется непосредственная связь между нарушениями земной коры и мировым метаморфизмом в свете положений о глобальной тектонике (6).

SUMMARY

Various types of relations between tectonic deformations and metamorphism are illustrated on the basis of several field examples taken from the literature (2, 4, 7, 8, 13) and the author's own experience (14). Three principal hypotheses on the sources of regional metamorphism, proposed in the past by geologists, are briefly characterized and discussed in terms of tectogenic movements (1, 3, 5, 6, 8, 9, 10, 11, 12). Finally, direct relations between the Earth crust deforming movements and the world-wide metamorphism are considered in the light of plate tectonics achievements (6).