

Janina ŁYCZEWSKA

Przyczynek do zjawiska deformacji warstw skalnych na obszarach sejsmicznych*

WSTĘP

Aktualny temat trzęsień ziemi i działalności wulkanicznej w strefach sejsmicznych dostarcza coraz bogatszego materiału z różnych dziedzin naukowych, między innymi nasuwa też uwagi natury tektonicznej. Wstrząsy sejsmiczne powodują bowiem tworzenie się deformacji, dyslokacji oraz różnorodnych zaburzeń w układzie warstw skalnych. W dotychczasowym schemacie tektonicznym istnieje jeszcze wiele zjawisk nie wyjaśnionych. Tektonika eksperymentalna dostarczy niewątpliwie niejednego ogniwa w łańcuchu zjawisk górotwórczości. Z tego tytułu sędzę, że obserwacje i wnioski podane w niniejszym artykule mogą stanowić jeden z przyczynków do poznania pasjonującego zagadnienia genezy gór fałdowych. Omawiany temat dotyczy mechanizmu przemieszczania się osadu w obrębie zbiornika sedymentacyjnego pod wpływem długotrwałych, jednolicie ukierunkowanych i zlokalizowanych impulsów sejsmicznych.

NIEKTÓRE ZJAWISKA ZWIĄZANE Z TRZĘSIENIEM ZIEMI

Badania sejsmiczne współczesnych trzęsień ziemi zasygnalizowały szereg ważnych zjawisk natury tektonicznej. Są to m.in.:

1. Linijne strefy wstrząsów wydłużone miejscami do paruset kilometrów. Strefy te mogą być prostolinijne lub łukowe. Np. znane trzęsienia ziemi pod San Francisco występują wzdłuż uskoku San Andreas, o długości około 900 km, równoległe do łańcucha Gór Nadbrzeżnych (P. Rousseau, 1961). Wielkie trzęsienia ziemi w Turcji (1939, 1943, 1970) związane są z uskokiem ciągnącym się około 600 km na linii Kastamonu-Amasya-Erzincan. W Mino-Owari w Japonii trzęsienie ziemi w 1891 r. objęło linijską strefę przecinającą całą wyspę na długości około 200 km. Trzęsienie ziemi w 1950 r. w Assam-Birmie (Indie Wschodnie) objęło strefę ponad 250 km długości. Cały obszar intensywnych trzęsień ziemi dokoła Pacyfiku znaczą również linijskie strefy, wydłużone setki kilometrów, tworzące tzw. pacyficzne struktury łukowe (Z. Kottański, 1955). Stanowią one epicentrum sejsmiczne i wulkaniczne kuli ziemskiej.

* Prezentowany w artykule temat opracowałam już w 1962 r. („Sejsmiczna hipoteza gór fałdowych”). Po uzgodnieniu z prof. drem K. Maślankiewiczem, złożyłam wspomniany artykuł do redakcji „Wszecławiat”. Ostatecznie jednak wycofałam się z zamierzonej publikacji. Dziś wracam do tego tematu, gdyż ujęcie problemu przed 10 laty nie straciło na aktualności.

2. Wielokrotność wstrząsów sejsmicznych wzdłuż tych samych linii. Zjawisko to podkreślane jest powszechnie. Wstrząsy sejsmiczne wzdłuż tych samych linii wykazują ogromną częstotliwość, nasilającą się na szereg miesięcy przed zasadniczą falą wstrząsu i trwającą przez wiele miesięcy, a nawet lat po głównym trzęsieniu ziemi. Np. w Meksynie potężne trzęsienia ziemi w latach: 1740, 1783, 1823, 1894, 1896, 1905, 1908 miały miejsce wzdłuż uskoku o kierunku NE-SW na długości 45 km i nie były związane z działalnością wulkanu Etna. Trzęsienie ziemi w Lizbonie w 1755 r. objawiło niszczącą falę w dniu 1.XI, ale powtarzało się jeszcze w dniach 8.XI, 15.XI, 17—18.XI, i 11.XII. Wzdłuż uskoku San Andreas trzęsienia ziemi notowano w latach: 1769, 1812, 1838, 1857, 1865, 1868, 1872, 1906, zaś do 1956 r. 32 trzęsienia ziemi o natężeniu powyżej 6°MS. W 1957 r. dało się odczuć znowu 5 silnych wstrząsów, a pomiędzy głównymi falami wstrząsów obserwowano liczne ruchy słabsze.

Zachodnie wybrzeże Ameryki Południowej stanowi również intensywnie czynną strefę sejsmiczną i tektoniczną. Najsilniejsze trzęsienia ziemi w czasie ostatnich dwóch stuleci zaznaczyły się tu w następujących latach: 1822, 1835, 1837, 1906, 1922, 1928, 1929, 1939 i wreszcie w 1960 r.; osiągały one natężenie 7—12°MS. W Chinach północnych — w prowincji Kansu — znane są trzykrotne trzęsienia ziemi o wielkiej mocy, powtarzające się stale wzdłuż tej samej strefy (1556, 1920, 1927 r.). Trzęsienie ziemi z 1920 r. zakwalifikowane zostało przez P. Rothé (*vide* P. Rousseau, 1961) jako kataklizm planetarny. Wyzwolona energia była wtedy 10-krotnie większa niż w San Francisco w 1906 r. Przed katastrofalnym wstrząsem (16.XII.1920 r.) sejsmografy rejestrowały od miesiąca liczne wstrząsy poprzedzające, główne trzęsienie ziemi składało się również z szeregu impulsów. Jeden ze świadków podaje, że wstrząsy w tym właśnie dniu od godz. 19³⁰ powtarzały się w odstępach 10—15-minutowych, następnie 15—20-minutowych. Po północy zaznaczyła się następna seria wstrząsów co 30—40 minut, które występowały coraz rzadziej aż do dnia 25.XII, kiedy znowu miało miejsce bardzo silne trzęsienie ziemi. Wśród licznych obserwacji efektów tego kataklizmu zwracało uwagę silne falowanie gruntu.

W Assamie (Indie Wschodnie) odnotowano w 1897 r. szereg potężnych wstrząsów, zaś liczne wstrząsy następne trwały na tym obszarze jeszcze przeszło rok; zarejestrowano ich 5523.

Największą liczbę silnych wstrząsów sejsmicznych notuje się w Japonii — według rejestracji sejsmografów około 7500 rocznie (C. F. Richter — *vide* P. Rousseau, 1961). Japoński Instytut Badań Sejsmicznych zorganizowany w 1925 r. prowadzi systematyczne badania dotyczące mechanizmu wstrząsów sejsmicznych. Spośród uzyskanych wyników na uwagę zasługują tzw. wstrząsy rojowe, poprzedzające zasadniczą falę trzęsienia ziemi oraz wstrząsy następne. Np. w Mino-Owarii po potężnym trzęsieniu ziemi w 1891 r. notowano w ciągu doby 318 wstrząsów następnych, w ciągu miesiąca liczba ich wynosiła 1746, a w okresie najbliższych 2 lat wzrosła do 3365. W japońskiej prowincji Kanto wystąpiło w 1923 r. szereg wstrząsów następnych: od godz. 3 rano do 18 zarejestrowano 171 wstrząsów, do godz. 24 dalszych 51, do godz. 6 rano następnego dnia jeszcze 53 i do godz. 24 — 103. Przez niecały miesiąc zanotowano w sumie 1256 wstrząsów. Na półwyspie Idzu stwierdzono od lutego 1930 r. w

ciągu doby około 200 wstrząsów, których liczba stopniowo wzrastała do ponad 600 i wreszcie w końcu listopada tegoż roku nastąpiło niszczycielskie trzęsienie ziemi.

Tego typu wstrząsy sejsmiczne narastające przez szereg miesięcy, a po zasadniczej fali trzęsienia ziemi wstrząsy następcze, obserwuje się i bada szczególnie nie tylko w Japonii, ale i w Kalifornii. Organizacją koordynującą prace w dziedzinie sejsmologii jest Międzynarodowe Stowarzyszenie Sejsmologii i Fizyki Wnętrza Ziemi.

Wstrząsy sejsmiczne na obszarach mórz i oceanów przejawiają się m. in. wytwarzaniem fal zwanych tsunami, których katastrofalne skutki notowane były wielokrotnie w nadmorskich obszarach nawiedzanych trzęsieniami ziemi. W Lizbonie w 1755 r. na obszar miasta nawiedzonego trzęsieniem ziemi, spiętrzone do 20 m wysokości fale morskie wtargnęły trzykrotnie, zmywając wszystko wraz z wielotysięcznym tłumem ludzi. Równocześnie potężne fale odnotowano wzdłuż wybrzeży Maroka, o sile prawie równej falam lizbońskim oraz wzdłuż wybrzeży Francji (ucierpiałły bardzo porty Bordeaux i La Rochelle). W Holandii obserwowano falę, która jak obliczono, przybyła z szybkością 600 km/godz. W Anglii ta sama fala zniszczyła port Dover i dotarła do Skandynawii i Finlandii, wzburząc jeziora. Na Atlantyku tsunami obiegła wyspy i wybrzeża Brazylii, powodując przypiły do 7 m wysokości, gdzie normalnie zalewy nie przekraczają 1 m.

W Japonii w okresie od 599 r. do 1943 r. podczas licznych trzęsień ziemi odnotowano 69 katastrof, którym towarzyszyły niszczycielskie tsunami. Podobne zjawisko zaobserwowano w Chile. W 1960 r. wraz z katastrofalnym trzęsieniem ziemi działała tam potężna fala, która następnie rozprzestrzeniła się po Pacyfiku, siejąc zniszczenia na Hawajach, Nowej Zelandii, wybrzeżach Australii, Nowej Gwinei, Filipin i Japonii; w Japonii fale wdarły się na brzegi od północy i południa tworząc 10-metrową ścianę wodną i wyrządzając ogromne zniszczenie.

W Messynie w czasie trzęsienia ziemi w 1823 r. tsunami załazy nie tylko to miasto, ale zniszczyły Kalabrię i północno-wschodnią Sycylię. Fale morskie dokończyły również dzieła zniszczenia Messyny po trzęsieniu ziemi w 1908 r. Siła fal była wtedy ogromna,niosła odłamy skalne długości 150 m, całe przesła mostu itp. (P. Rousseau, 1961).

Z zestawienia wykonanego przez B. Gutenberga i C. F. Richtera (*vide* E. W. Janczewski, 1955) wynika, że roczna liczba silnych wstrząsów w strefach czynnych sejsmicznie wynosi średnio 150 000, nie licząc w tym wstrząsów rojowych i następczych; obserwacje dotyczyły okresu 1904—1947 r. Według N. Oulianoffa (1960a) wszystkie aparaty sejsmiczne na kuli ziemskiej notują ponad milion wstrząsów rocznie.

3. Trwałe skutki wstrząsów sejsmicznych. Znane są powszechnie katastrofalne i tragiczne skutki licznych trzęsień ziemi, a także deformacje skał na powierzchni ziemi. W zależności od szeregu czynników, a przede wszystkim od siły wstrząsów, odległości od epicentrum, rodzaju skał, budowy geologicznej i ukształtowania terenu, występuje ogromne zróżnicowanie deformacji warstw powierzchniowych. Główne zmiany w topografii terenu polegają na zluźnieniach pewnych partii skał i ich pionowych i poziomych przemieszczeniach. Zjawiska te wywołują z kolei efekty wtórne prowadzące do katastrofalnych zniszczeń. Świad-

kwie z Agadiru opowiadali, że podczas trzęsienia ziemi w 1960 r. domy były gwałtownie wstrząsane, rozrywane, wyrzucane w górę, a głazy „lały” ze wszystkich stron — z góry, z dołu, z boków (P. Rousseau, 1961).

Badania A. Sieberga (*vide* E. W. Janczewski, 1955) prowadzone na obszarze przedalpejskim, objętym w 1935 r. trzęsieniem ziemi, wykazały, że najsilniejszym odkształceniom ulegają skały najmłodsze, coraz słabiej skonsolidowane. Na obszarze tym występują w podłożu zbite wapienie malmu, które ku południowemu wschodowi zapadają schodkowo szeregami uskoków pod coraz grubszą serią piaszczysto-ilastej molassy przedpola alpejskiego. Jest to obszar wyjątkowo dogodny do obserwacji i wykonywania pomiarów dyslokacji i zaburzeń.

Do podobnych wyników doszedł H. F. Reid (*vide* E. W. Janczewski, 1955) badając skutki trzęsienia ziemi w Kalifornii w 1906 r. Obliczył on współczynnik nateżenia wstrząsów w zależności od typu skały. Otrzymane wyniki wykazują szerokie granice amplifikacji — od 1 dla skał paleozoicznych do 12 dla torfów.

Po trzęsieniu ziemi w Messynie w 1908 r. dokonano przeglądu zmian w topografii najbliższych okolic i stwierdzono, że rozległe obszary (do 1 km długości) zapadły się 6—7 m i znalazły się pod wodą. Na wybrzeżu Kalabrii wytworzyły się ogromne osuwiska, zaś całe wybrzeże Sycylii i obszar Messyny obniżył się o 67 cm. Geolodzy orzekli, że deformacjom uległy tereny pokryte osadami aluwialnymi, natomiast masywy centralnej Kalabrii i Sycylii nie uległy zmianom (P. Rousseau, 1961). Podczas trzęsień ziemi naczni świadkowie zawsze odnotowują zjawisko silnego falowania ziemi. Niektórzy zaobserwowali, że można nawet uchwycić rytm tego falowania i ustawiając się poprzecznie do biegnącej fali, rytmicznie się kołysząc, zachować równowagę i nie upaść. Ten falujący ruch obserwowano wielokrotnie w czasie trzęsień ziemi, np. w Chinach podczas trzęsienia ziemi w 1920 r. widziano domy podnoszone i opuszczane jak na potężnej fali morskiej, a nawet jeszcze w odległości 600 km — w Mongolii — „domy chwiały się jak na statku wstrząsanym falami” (P. Rousseau, 1961).

W jednym z obszarów lessowych zaobserwowano następujące zjawisko: na długości paru kilometrów warstwa lessu zboczowego, kilka stóp miąższości, zaczęła wędrować w kierunku szczytu, przez który spłynęła jak ogromna fala, stoczyła się w dolinę i poprzez rzekę wzniosła się jeszcze na przeciwległe zbocze do znacznej jego wysokości. Poruszone warstwy lessu przesuwały się jak rozgrzany wosk i tworzyły grzbiety do 20—30 m wysokie. Dewastacja gór w czasie tego trzęsienia ziemi była znacznie potężniejsza niż na obszarach nizin i równin — stoki wzniesień zostały porozrywane i jak gdyby przeorane gigantycznym pługiem w brzdę prawie regularne (P. Rousseau, 1961).

W Assamie w 1897 r. obserwowano na gruntach skalistych powstawanie tysięcy wielkich i szerokich szczelin do 11 km długości, które podczas wstrząsów rozwierały się i zamykały. Na stokach górskich tworzyły się na wielką skalę obrywy skalne i osuwiska, liczne pionowe uskoki mierzyły często ponad 10 m wysokości. W niektórych okolicach wyrzucane były bloki skalne o dużych, parumetrowych wymiarach (E. W. Janczewski, 1955; M. Książkiewicz, 1959).

W prowincji japońskiej Kanto, nad zatoką Sagami, w czasie trzęsienia ziemi w 1925 r. stwierdzono zarówno na lądzie, jak i w dnie morskim poważne zmiany topograficzne, obejmujące obszar setek km². Obserwowano falowanie terenu, po którym pozostały faliste nierówności na jezdniach asfaltowych, szynach kolejowych, szpalerach ogrodów. Teren nad zatoką podniósł się miejscami o 7,3 m w czasie maksimum trzęsienia ziemi, a następnie w ciągu niecałego miesiąca obniżył się z wolna i pozostał na 1,5 do 1,9 m ponad pierwotnym poziomem. Inne ruchy terenu odznaczały się tendencją obrotową, prawoskrętną, ze środkiem w zatoce Sagami. Pomiary wykonane w dnie zatoki wykazały, że południowa część dna na obszarze około 700 km² obniżyła się o 210 m. Natomiast obszar północny dna zatoki, obejmujący około 240 km², uległ wypiętrzeniu o 400 m. Zmiany w konfiguracji dna w omawianej zatoce musiały przebiegać z niezbyt wielką prędkością, gdyż fale tsunami nie osiągnęły niezwykłych rozmiarów, jakie musiałyby zaistnieć przy gwałtownych przemieszczeniach mas skalnych w podłożu. Najwyższa fala osiągnęła wówczas 11 m wysokości, powodując zresztą i tak ogromne spustoszenia na wybrzeżach.

Poziome przesunięcia i ślizgi warstw skalnych zaobserwowano wielokrotnie oraz wykonano pomiary niektórych elementów tego zjawiska. Np. w Kalifornii na linii uskoku San Andreas po trzęsieniu ziemi w 1906 r. zaznaczyło się ożywienie tektoniczne na odcinku 450 km długości. Zaobserwowano duży poślizg poziomy dochodzący do 6,5 m. Wzgórza zostały porozrywane i poprzesuwane, m. in. wzniesienie Hamilton z obserwatorium Lich zostało przesunięte o 1,6 m ku zachodowi, zaś punkt Reyes — ponad 3,1 m ku północy. Znaczna część uskoku San Andreas stanowi granicę pomiędzy strefą lekko sfałdowanych utworów mioceńskich, leżących po stronie południowo-zachodniej, a masywem krystalicznym od strony kontynentu. Pacyficzna część obszaru przesuwa się stale ku północnemu-wschodowi, dołączając do masy krystalicznej oporowej. Współczesne badania wykazały, że w pasie nadmorskim o szerokości 50—100 km trwają ciągle ruchy poziome, przemieszczające warstwy skalne o 2—10 cm rocznie.

Po trzęsieniu ziemi w Chile w 1960 r. całe nadbrzeżne Kordyliery uległy przeobrażeniom na długości około 800 km. Brzeg miejscami obniżył się do 5 m, miejscami zaś został wydzwignięty. W obrębie gór zaszły również poważne zmiany. Potężne osuwiska zasypując jedne jeziora, potworzyły inne tamując odpływ rzek, rzeki pozmieniały koryta, jedne partie gór dzwignęły się, inne zapadły.

4. Ilość wyzwalanej energii w czasie wstrząsów sejsmicznych. Wstępne pomiary i obliczenia wykonane przez B. Gutenberga i C. F. Richtera (*fide* E. W. Janczewski, 1955) w latach 1904—1945 dostarczyły następujących danych: średnia roczna wyzwalanej energii w czasie trzęsień ziemi wynosi 12,01 w jednostkach 10²⁶ erg; maksymalną zanotowano w 1904 r. w ilości 59,7 jednostek 10²⁶ erg. W każdym prawie dziesięcioleciu jest rok, w którym wyzwalana energia przekracza 20 jednostek 10²⁶ erg. Szczegółowe badania energii sejsmicznej wyzwalanej trzęsieniami ziemi są prowadzone na szeroką skalę wokół Pacyfiku (m. in. S. J. Duda, 1865). Natężenia trzęsień ziemi przekraczają często w tej strefie 12° MS.

ZJAWISKA TEKTONICZNE NA TLE SEJSMIKI

Wymienione wyżej niektóre aspekty działalności sejsmicznej wiążą się niewątpliwie ze zjawiskami deformacji skalnych.

Rozbudowany w ostatnich latach dział tektoniki zajmuje się szczegółowymi badaniami na ten temat przy uwzględnieniu najnowszych zdobyczy nauki i techniki. Przeważają ciągle jeszcze teorie górotwórczości bazujące na ruchach poziomych i pionowych poszczególnych bloków, naciskających na strefy mobilne, deformowane (z ostatnich prac — W. W. Bielousow, 1965; A. Je. Michajłow, 1968; W. Je. Chain, 1970). W. W. Bielousow zwraca również uwagę na fakt, że obok ruchów blokowych wywołujących naciski deformujące występuje też fałdowanie plastyczne, „iniekcyjne”, powodujące wyciskanie mas bardziej plastycznych w strefy spękań mas usztywnionych. Autor ten uwzględnia też w swoich hipotezach górotwórczości występowanie zjawisk fałdowań wywołanych przemieszczaniem grawitacyjnym warstw skalnych.

Inny typ teorii fałdowań reprezentuje m. in. Vening Meinesz (*fide* E. Passendorfer, 1954), który za fundament orogenezy uznaje prądy konwekcyjne. One powodują naprężenia prowadzące do fałdowań warstw skalnych, ich zdyslokowania i przewodzą fale sejsmiczne, które przekształcają się w trzęsienia ziemi, a także powodują procesy wulkaniczne.

Istnieją ponadto liczne hipotezy tworzenia się gór fałdowych, niektóre z bogatym materiałem dokumentacyjnym, ale wszystkie zawierają wiele niejasnych punktów. Pełne udokumentowanie którejkolwiek z tych hipotez nie jest jeszcze możliwe w ramach dzisiejszej nauki i muszą pozostać one nadal hipotezami.

W opracowaniach polskich dotyczących fałdowań panuje dość powszechnie teoria sptywów grawitacyjnych. Zjawiskami tymi tłumaczone są różnorodne formy deformacji z płaszczowinami włącznie. Praca Z. Kotańskiego (1961) o tektogenezie Tatr zawiera szczegółowe omówienie poglądów na temat górotwórczości. Dla wyjaśnienia budowy Tatr i Karpat Z. Kotański wykorzystał teorię sptywów i ześlizgów grawitacyjnych, przyznając jednak, że istnieje szereg podstawowych niejasności, zwłaszcza dotyczących mechanizmu i kolejności ruchów fałdowych, a także genezy płaszczowin, tworzenia się rowów przedgórskich itp. zjawisk.

Przy wyjaśnieniu procesów górotwórczych nie wykorzystuje się zjawisk dynamicznych związanych z trzęsieniami ziemi i wyzwolanej energii sejsmicznej, prowadzącej do deformacji warstw skalnych. Wprawdzie J. Goguel (1952) wspomina o wpływie wstrząsów sejsmicznych przy tworzeniu się osadów, ale ogranicza go do powstawania domieszek skał egzotycznych, pochodzących ze znacznych odległości. Odnotowuje on, że wśród osadów rozwijających się normalnie występują bloki kanciaste o różnych, nieraz znacznych rozmiarach, lub brekcje wciśnięte pomiędzy ławice skał pelagicznych i one właśnie według J. Goguela świadczą o wstrząsach sejsmicznych. Tylko wyzwolona siła sejsmiczna mogła przenieść tak duże bloki i ułamki skalne ze znaczniejszych odległości i gwałtownym ich wtargnięciem zaburzyć normalny układ osadu. Przykładem może być zbiornik sedimentacyjny w Alès, w którym wśród bardzo drobnoziarnistych osadów jeziornych zaobserwowano 8 warstw brekcji gruboziarnistej, związanych z 8 fazami wstrząsów tektonicznych. Według J.

Goguela zjawiska tego typu, traktowane najczęściej jako rezultat wpływów podmorskich, należałoby ująć przestrzennie, generalnie i wtedy uzyskano by się regularny obraz związany z rysami tektonicznymi danego obszaru.

M. Książkiewicz (1965) zwraca uwagę, że flisz Karpat północnych zawiera głązy i żwiry egzotyczne, których rozmiary i obfitość wykluczają odległy transport wodny. Za obszary macierzyste tych egzotyków uważa on struktury kordylierów utworzone z cokołu krystalicznego, a odpreparowane w trzeciorzędzie spod osadów mezozoicznych.

J. Goguel podaje jeszcze jedną ważną obserwację na przykładzie uskoku San Andreas. W strefie uskoku widać mianowicie sukcesywne przemieszczanie się warstw skalnych, spowodowane powtarzającą się serią ruchów tektonicznych tego obszaru. Przy intensywnych przemieszczeniach warstw tworzą się lustra tektoniczne.

W Laboratorium Geologicznym Uniwersytetu w Lozannie N. Oulianoff (1958a-c, 1960b-c) prowadzi badania nad zagadnieniem przemieszczania się osadów, ich segregacją i kompaktacją pod wpływem trwałych sił mechanicznych działających w skorupie ziemskiej. Wyniki swoich badań zreferował on na Międzynarodowym Kongresie Geologicznym w Kopenhadze w 1960 r. i wysunął hipotezę, że wibracje skorupy ziemskiej są zjawiskiem nowszym i stałym (*une vibration universelle et perpétuelle*) i stanowią najważniejszy czynnik powodujący stałą segregację cząsteczek skalnych w zbiornikach morskich.

Zjawisko segregacji materiału skalnego w zbiorniku sedymentacyjnym tłumaczy się powszechnie działalnością prądów zawieszinowych i grawitacją. Ale powszechność i ciągłość przestrzenna zjawiska segregacji nie mieści się w ramach działalności wymienionych czynników. Żaden z nich nie dysponuje bowiem ani tak rozległym, a właściwie powszechnym w każdych warunkach rozprzestrzenieniem ani siłą odpowiednią do wytworzenia segregacji i przemieszczeń na taką skalę, jaką obserwujemy w osadach budujących skorupę ziemską w ciągu dziejów geologicznych. N. Oulianoff wykonał szereg doświadczeń laboratoryjnych badając wpływ wibracji na materiał terygeniczny: żwir, piasek i glinę. Skąły te pozostające przez długi okres w spokoju nie wykazywały zmian typu kompaktacji. Wystarczyło jednak 10 minut wibracji, aby zmniejszyła się objętość osadu o około 20% przez pozbycie się wody i aby nastąpiła segregacja cząstek skalnych. Rodzaj i ukierunkowanie wibracji daje różne efekty: jeśli wstrząsy ukierunkowane są prostopadle do planu sedymentacji, wtedy frakcja najgrubsza przemieszcza się ku powierzchni, a najdrobniejsza opada. Wibracje skierowane natomiast wzdłuż planu sedymentacji dają efekty odwrotne — frakcja grubsza przemieszcza się w dół. Jeśli podczas wstrząsów następują zmiany w ukierunkowaniu, wtedy osad reaguje odpowiednimi zakłóceniami i odwracaniem ułożenia frakcji.

N. Oulianoff prowadząc badania laboratoryjne zaznaczył, że wprawdzie nigdy w warunkach laboratoryjnych nie uzyskamy zjawisk, które powstają w naturze w wyniku splotu szeregu czynników, ale niewątpliwie można prowadzić badania nad poszczególnymi składowymi tych zjawisk i uzyskiwać prawidłowe wyniki.

W 1788 r. J. Halle (*vide* J. Goguel, 1952) wyjaśnił mechanizm tworzenia się fałdowań na przykładzie warstw sukna, nałożonych na siebie i zsuwanych naciskiem bocznym. Eksperyment ten w różnych wersjach

służy do dziś przy poglądowych, dydaktycznych wyjaśnieniach mechanizmu fałdowań warstw skalnych (m. in. M. Książkiewicz, 1959). W rzeczywistości jednak wszyscy badacze przyznają, że wpływ nacisku boczego jako źródła siły deformującej jest nie wystarczający dla wyjaśnienia skomplikowanych układów tektonicznych, np. łukowe struktury fałdowe, często przebiegające koncentrycznie wokół jednego punktu, nie mogą być wyjaśniane siłami horyzontalnymi.

Kontynuując myśl N. Oulianoffa o stałej wibracji skorupy ziemskiej i przemieszczaniu się cząsteczek skalnych oraz wykorzystując obserwacje

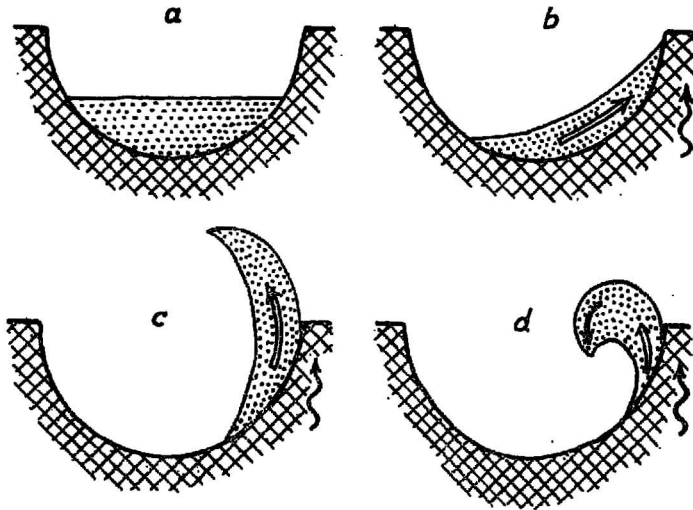


Fig. 1. Kolejne etapy przemieszczania się osadu wskutek wstrząsów

Successive stages of displacement of deposits due to shocks

a — spokojne ułożenie warstw; b — przemieszczanie się warstw ruchem wibracyjno-wstępującym ku brzegowi wskutek wstrząsów; c — spleźnienie warstw w brzeżnej strefie zbiornika; d — załamanie warstw i zapoczątkowanie spływu grawitacyjnego

a — quiet position of beds; b — displacement of beds by vibration-ascending motion shoreward due to shocks; c — grouping of beds in the marginal zone of a basin; d — bending of beds and initiation of gravity flow

sejsmiczne współczesnych trzęsień ziemi, można eksperymentalnie wyjaśnić mechanizm przemieszczania się osadów i wytworzenia deformacji.

W czasie szlamowania zróżnicowanego osadu przy pomocy sita ręcznego zwraca uwagę nie tylko znana powszechnie segregacja osadów pod wpływem wstrząsów, ale i stała tendencja przemieszczania się osadu ku brzegowi sita. Zjawisko to można wykorzystać do interpretacji tego typu przemian zachodzących w naturze, na skalę oczywiście nieporównywalnie większą.

Niżej przedstawiam proste doświadczenie ilustrujące jedną ze składowych tego mechanizmu. Sito wypełnione jakąkolwiek skałą detrytyczną zanurzamy w wodzie, następnie brzeg sita wstrząsamy uderzeniami je-

dnokierunkowymi. Warstwa osadu pozbywając się wody i ulegając segregacji frakcjonalnej zacznie się stopniowo przemieszczać ku brzegowi sita. Następnie wzniesie się znacznie powyżej krawędzi sita i ulegnie załamaniu, obalając się wstecz dużym łukiem. Wtedy jako warstwa odwrócona będzie zsuwać się po powierzchni warstwy inicjalnej, a jeśli odwróciła się cała masa skalna, nawet bezpośrednio po wewnętrznej powierzchni sita. Przy plastycznym materiale skalnym warstwa odwraca się plastycznie, tworząc fałd, natomiast przy materiale gruboziarnistym następuje wcześniejsze „załamanie się” warstwy i osunięcie bez odwrócenia. Fig. 1

Fig. 2. Szkic ułożenia warstw skalnych u stóp Petit Saint-Bernard według J. Goguela (1965)



Sketch of arrangement of rock beds at the foot of Petit Saint-Bernard, according to J. Goguel (1965)

Układ ten J. Goguel tłumaczy zachwianiem równowagi warstw na stoku; takie spleźnienie i częściowe obalenie warstw można jednak wyjaśnić ruchem wibracyjno-wstępującym przy udziale wstrząsów sejsmicznych

This arrangement is explained by J. Goguel by losing of balance in beds on the slope. Such a grouping and a partial overthrow of beds can, however, be explained also by the vibration-ascending motion accompanied by seismic forces

przedstawia kolejne etapy przemieszczenia się osadu wskutek wstrząsów. Tablice fotograficzne ilustrują dodatkowo przebieg omawianego eksperymentu. Na zdjęciach starano się uchwycić charakterystyczne momenty, ale właściwiej byłoby zjawisko to utrwalić i pokazać na taśmie filmowej. Należy zwrócić uwagę, że zmiana kierunku wstrząsów czy też ich zlokalizowania powoduje natychmiastową zmianę kierunku przemieszczania się osadu. W związku z tym eksperyment ten można modyfikować zarówno różnorodnymi zespołami skalnymi, różnymi kierunkami wstrząsów, jak i różnym ich natężeniem, a poza tym kształtem sita, i w ten sposób uzyskać zróżnicowane efekty deformacyjne.

Powyższe doświadczenia nasuwają uwagi natury sedymentacyjno-tektonicznej, gdyż odtwarzają zjawiska analogiczne do spotykanych w naturze. Dotychczas jednak ruch „wstępujący” tego typu nie był uwzględniany przy interpretacji zjawisk tektonicznych, nawet w przypadkach bardzo wyraźnych odsłoneń. J. Goguel (1965, str. 100) podaje szkic ułożenia warstw skalnych u stóp Petit Saint-Bernard, ale tłumaczy je zachwianiem równowagi warstw na stoku (*balancement des couches sur une pente*) i zalicza je do „deformacji nie tektonicznych”. Szkic podanego przez J. Goguela rysunku przedstawia fig. 2.

Współzależność silnych wstrząsów sejsmicznych ze stałą wibracją skorupy ziemskiej prowadzi do segregacji i przemieszczania się osadów w zbiornikach sedymentacyjnych. Daje to podstawę do wysunięcia hipotezy, że przyczyną fałdowań są procesy sejsmiczne.

Jak wiadomo, stare usztywnione struktury tworzą ramy zbiorników sedymentacyjnych. Wstrząsy sejsmiczne, zlokalizowane przez długie okresy czasu w jednej strefie, wyzwalają ogromną energię, która powoduje wibrację cząsteczek skalnych i wprawia w ruch masy skalne. Efekty tego

zjawiska są bardzo zróżnicowane w zależności od szeregu czynników: od budowy zbiornika, jego obramowania i ukształtowania dna, od zróżnicowania osadów, ich skonsolidowania, szybkości sedymentacji, wreszcie od natężenia, długotrwałości, zlokalizowania i ukierunkowania wstrząsów sejsmicznych, a także od współdziałającego wulkanizmu, magmatyzmu itp.

W związku z tym w zbiorniku sedymentacyjnym zarysowuje się następujący schemat zjawisk: w wyniku wstrząsów sejsmicznych osady obejmuje wzmożony, ukierunkowany ruch wibracyjny, który powoduje zarówno segregację osadu, jak i jego przemieszczenie ku usztywnionym ramom zbiornika. Jeśli dno zbiornika jest zróżnicowane, wówczas zjawiska deformacji związane z przemieszczaniem się warstw skalnych zaznaczają się już w zetknięciu z przegrodami dna. Przy dużym natężeniu sił sejsmicznych, powodującym szybkie przemieszczanie się osadu, nastąpi wyraźny ubytek mas skalnych, zlokalizowany po przeciwnej do kierunku ruchu stronie zbiornika. Sedymentacja nie nadaży bowiem wypełniać tworzącego się przegłębienia (rowu przedgórskiego).

Przemieszczanie się osadów zróżnicowanych petrograficznie, o różnym stopniu diagenety i kompaktacji, uzależnione od częstotliwości i natężenia wstrząsów sejsmicznych, prowadzi do deformacji we wzajemnym ułożeniu warstw: wyklinowywania się, nasunięć, złuskowań, zlustrowania i temu podobnych dyslokacji i deformacji. Główna jednak masa skalna spychana ku brzegom zbiornika przemieszcza się ruchem wibracyjno-wstępującym po stoku masy oporowej aż do krawędzi brzeżnej. Tam ulega spiętrzeniu — do pionowego włącznie — i przegięciu wstecznemu aż do obalenia, przy równoczesnym odwróceniu układu warstw. Dalsza droga obalonej warstwy odbywa się zgodnie z prawem grawitacji, dając początek płaszczowinom.

W czasie jednego cyklu diastroficznego mogą zaznaczyć się zarówno przerwy w działaniu sił sejsmicznych, jak i ich wzmożone działanie z udziałem wulkanizmu. Zjawiska te powodują dodatkowe zaburzenia w układzie warstw skalnych, luki stratygraficzne, dyslokacje, osuwiska, wzmożone spiętrzania warstw i ich obalania. Prawdopodobnie w czasie wzmożonego diastrofizmu tworzą się obrywy skał ze szczytów i wzniesień strefy ramowej i obalenie ich (nierzadko narzucanie) na warstwy skał osadowych. Stąd mogą pochodzić ułamki i duże odłamy skał krystalicznych, znajdujące w fałdach i płaszczowinach, egzotyki we fliszu, brekcje w obrębie osadów pelagicznych itd.

W świetle przedstawionej wyżej sejsmicznej hipotezy deformacji warstw skalnych w obrębie zbiornika sedymentacyjnego można wyjaśnić m. in. następujące zjawiska:

1. Genezę fałdów odwróconych, fazę inicjalną płaszczowin, wytwarzania się rowów przedgórskich.
2. Teoria spływów grawitacyjnych uzyskuje potwierdzenie, ale równocześnie zostaje przesunięta na drugi plan przy wyjaśnianiu powstawania płaszczowin, ponieważ stanowi tylko końcowy efekt przemieszczania się warstw skalnych w obrębie zbiornika sedymentacyjnego (a — ruch wibracyjno-wstępujący, b — spiętrzenie i załamanie warstw, c — ruch zstępujący, grawitacyjny).

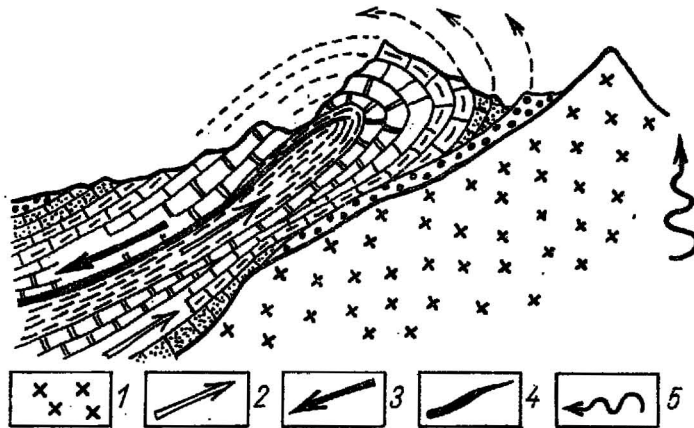


Fig. 3. Schemat przemieszczania się warstw skalnych ruchem wibracyjno-wstępującym; załamanie szczytowe z odwróceniem warstw i spływ grawitacyjny

Scheme of displacement of rock beds by vibration-ascending motion; top bending with reversal of beds and gravity flow

1 — usztywnione ramy zbiornika sedymentacyjnego; 2 — kierunek przemieszczania się warstw ruchem wibracyjno-wstępującym; 3 — kierunek spływu grawitacyjnego warstw; 4 — warstwa ślizgowa; 5 — zlokalizowanie długotrwałych wstrząsów sejsmicznych

1 — stiffened frameworks of a sedimentary basin; 2 — displacement direction of beds by vibration-ascending motion; 3 — direction of gravity flow of beds; 4 — slide bed; 5 — location of long-lasting seismic shocks

3. Zjawiska niezwyklej plastyczności, zaznaczającej się na przestrzeni dziesiątków kilometrów w postaci łukowego harmonijnego przebiegu łańcuchów górskich.

4. Zjawiska zróżnicowania deformacji w obrębie poszczególnych ławic, dyskordancje tektoniczne i sedymentacyjne. Efekty przemieszczania cząsteczek skalnych ruchem wibracyjno-wstępującym uzależnione są bowiem od litologii, struktury, konsystencji, stopnia diagenety, wahań w natężeniu sił sejsmicznych, a także sedymentacyjnych, konfiguracji podłoża itp. Te same czynniki powodują też m. in. charakterystyczne złuszkowanie warstw, warstwowanie frakcjonalne niezwykle rytmiczne, redukcje warstw, wyklinowywanie się poszczególnych ławic, niezgodności kątowe, odkłucia i in.

5. Formy grani szczytowych wytwarzane są przy katastrofalnych wstrząsach sejsmicznych, kiedy następuje załamanie i obalenie spiętrzonych warstw skalnych, ustawionych pionowo w wyniku przemieszczeń wibracyjno-wstępujących.

6. Dygitalcje i zmiany kierunków deformacji warstw w obrębie serii skalnej wskazywałyby na wpływ drugorzędnych impulsów sejsmicznych, zakłócających lokalnie główny kierunek przemieszczenia mas skalnych.

7. Na drugorzędne miejsce zostałyby usunięte zjawiska ruchów pionowych i poziomych, przyjmowane dotychczas przy wyjaśnianiu tworzenia się płaszczowin.

8. Przy interpretacji zjawisk skomplikowanych fałdowań nie trzeba będzie „rozprostowywać” fałdów i rozszerzać granic basenu sedymentacyjnego do ogromnych rozmiarów, ani też „nadbudowywać” potężnych gmachów antyklinalnych ponad zachowanymi ich szczątkowymi partiami. Interpretacja najbardziej nawet skomplikowanych fałdowań zmieści się bowiem w nienaruszonych ramach zbiornika sedymentacyjnego.

Jako przykład interpretacji fałdowań zgodnej z hipotezą referowaną w niniejszym artykule załączono fig. 3.

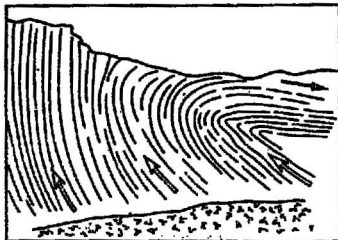
W przypadku fałdowań Karpat płaszczowiny są obalone i przemieszczane ku północy. Wskazywałoby to, w myśl przedstawionej hipotezy, na inicjalny wibracyjno-wstępujący ruch mas skalnych w zbiorniku karpackim ku południowi — w kierunku krystalicznej bariery, której zachowany fragment reprezentują dziś Tatry. Wstrząsy sejsmiczne mogły

Fig. 4. Szkic ułożenia warstw wapieni górnodewońskich w Słuchowicach Kieleckich (tabl. II, fig. 10)

Sketch of position of beds of the Upper Devonian limestones at Słuchowice Kieleckie (Table II, Fig. 10)

Strzałki puste wskazują na kierunek przemieszczania się warstw ruchem wibracyjno-wstępującym, wytworzonym wskutek wstrząsów sejsmicznych. Strzałki pełne wskazują na ruch grawitacyjny; wyraźnie zaznacza się załamanie i obalenie warstw

Hollow arrows point to the displacement of beds by vibration-ascending motion due to seismic shocks. Full arrows point to gravitational motion; bending and overthrow of beds are distinctly visible



być zlokalizowane albo w centralnych partiach kordylierowych basenu, albo na południu — w miejscu dzisiejszej strefy zapadisk (zapadisko węgierskie, lombardzkie oraz wszystkie morza południowej strefy alpidów).

Fig. 4 i tabl. II, fig. 9 obrazują przefałdowane warstwy dewonu w Słuchowicach Kieleckich, ilustrują sugestywnie przemieszczanie się warstw ruchem wstępującym. Jest to znany geologom przykład plastycznych deformacji warstw skalnych wytworzonych, według dotychczasowej interpretacji, w wyniku nacisku idącego z północy (m. in. M. Książkiewicz, 1959). W odsłonięciach kamieniołomu zwracają uwagę pionowo zakorzenione partie czoła fałdów oraz silnie zgięte warstwy centralne fałdu. Taki styl deformacji można by też tłumaczyć wstecznym obaleniem spiętrzonych pionowo serii wapieni dewonu. Interpretacja ta rzutowałaby w sposób zasadniczy na nowe ujęcie zagadnień zjawisk dynamicznych i diastrofizmu obszarów sfaldowanych, typowałaby strefy wstrząsów sejsmicznych oraz strefy mas oporowych, tworzących ramy zbiorników sedymentacyjnych, stanowiłaby również ważny element przy odtwarzaniu warunków paleogeograficznych poprzednich okresów geologicznych.

PISMIENICTWO

- UDA S. J. (1965) — Secular seismic energy release in the circum-Pacific belt. *Tectonophysics*, 2, nr 5. Amsterdam.
- GOGUEL J. (1952) — *Traité de tectonique*. Paris.
- JANCZEWSKI E. (1955) — *Zarys sejsmologii ogólnej i stosowanej*. Wyd. Geol. Warszawa.
- KOTAŃSKI Z. (1955) — Łuki wysp. *Kosmos*, ser. B, 1, nr 3. Warszawa.
- KOTAŃSKI Z. (1961) — Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach. *Acta geol. pol.*, 11, p. 187—412, nr 2—3. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1959) — *Geologia dynamiczna*. Wyd. Geol. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1966) — Les cordillères dans les mers crétacées et paléogènes des Carpates du Nord. *Bull. Soc. Geol. France*, ser. 7, nr 3. Paris.
- OULIANOFF N. (1958a) — *Sédimentologie et Géophysique*. C.-R. Ac. Sc. Paris.
- OULIANOFF N. (1958b) — Effet des vibrations expérimentales sur la sédimentation. C.-R. Ac. Sc. Paris.
- OULIANOFF N. (1958c) — Répercussion des phénomènes géophysiques sur la sédimentation marine. *Acta. Soc. Helvétique des Sc. Nat. Basel*.
- OULIANOFF N. (1960a) — Compaction, déplacement et granoclasement des sédiments. *Intern. Geol. Congr., Ses. XXI, part X. Copenhagen*.
- OULIANOFF N. (1960b) — *Problème du Flysch et Géophysic*. Basel (Bâle).
- OULIANOFF N. (1960c) — *Tassements et enfondrements dans les séries sédimentaires*. Paris.
- OULIANOFF N. (1960d) — *Transport des matériaux meubles sur les fonds océaniques*. Paris.
- PASSENDORFER E. (1954) — *O budowie i ruchach skorupy ziemskiej*. Wyd. Geol. Warszawa.
- ROUSSEAU P. (1961) — *Les tremblements de Terre*. Paris.
- БЕЛОУСОВ В. В. (1965) — О коре и верхней мантии материков. *Сов. геология*, No 1. Москва.
- МИХАЙЛОВ А. Е. (1968) — Тектонические движения и складчатость геосинклинальных областей. *Геотектоника*, No 5. Акад. Наук СССР. Москва.
- ХАИН В. Е. (1970) — Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости. *Геотектоника*, No 3. Акад. Наук СССР. Москва.

Янина ЛЫЧЕВСКА

**К ВОПРОСУ О ЯВЛЕНИИ ДЕФОРМАЦИИ ПЛАСТОВ НА СЕЙСМИЧЕСКИХ
ТЕРРИТОРИЯХ**

Резюме

Проанализировано явление землетрясений и выделены некоторые характерные для них элементы: 1 — прямолинейные зоны толчков или дугообразные, местами вытянутые до нескольких сотен километров; 2 — многократность сейсмических толчков вдоль одних и тех же линий; 3 — стабильные результаты толчков в виде перемещений, деформаций и ди-

сложения пластов; 4 — количество энергии, освобождаемой во время сейсмических толчков — за год в среднем 12 единиц 10^{26} эрг, максимум до 60 ед. 10^{26} .

Отложения в седиментационных бассейнах постоянно подвергаются перемещениям и сегрегации из-за постоянной и обычной вибрации (Н. Ульянофф). Усиленные же сейсмические импульсы придают пластам вибрационно-восходящее движение, направленное в сторону краевых частей седиментационного бассейна. Сильные сейсмические толчки приводят к вздыбливанию пластов на краях бассейна и затем к их обвалу с опрокидыванием пластов (складок) или к переламыванию пластов и их обвалу без опрокидывания. В обоих случаях отсюда берут начало шарьяжи, самотек которых повсеместно известен и детально исследован.

Представленная сейсмическая гипотеза образования складок, могла бы объяснить ряд явлений, наблюдавшихся на складчатых территориях. Таких как: генезис опрокинутых складок, шарьяжей, предгорных прогибов, пластичности складчатости на протяжении десятков километров, гармонического расположения горных цепей, дифференциации складчатостей в пределах одного комплекса, образования чешуй, выклинивания, дигитации, примеси припесенных пород и т.п.

Принятие вышеописанной гипотезы существенным образом повлияло бы на новую трактовку динамических явлений и явлений диастрофизма складчатых территорий, позволило бы выделить зоны сейсмических толчков и зоны опорных масс, образующих рамки седиментационных бассейнов.

Janina ŁYCZEWSKA

A CONTRIBUTION OF THE PHENOMENA OF ROCK BED DEFORMATION WITHIN SEISMIC AREAS

Summary

Earthquake phenomena have been analysed and the following characteristic elements of these phenomena have been taken into consideration: 1 — rectilinear or arcuate zones of shocks, at places several hundred kilometres long; 2 — multiplicity of seismic shocks along the same lines; 3 — irreversible effects of earth shocks in the form of displacements, deformations, and dislocations of rock beds; 4 — amount of liberated energy during the seismic shocks (annually 12 units 10^{26} erg on the average, maximum — up to 60 units 10^{26}).

Deposits in the sedimentary basins are uninterruptedly displaced and undergo segregation due to a continuous and common vibration (N. Oulianoff). On the other hand, intensified seismic impulses set the rock beds in vibration-ascending motion directed towards the shores of the sedimentary basins. Strong seismic shocks are responsible for the grouping of the rock beds at the shores of the basins, and for the reversal of beds (a fold), or for a bending of beds and a subsidence without inversion. In both cases are initiated overthrust nappes, the gravitation flow of which is commonly known and elaborated.

The presented seismic hypothesis of the formation of foldings would explain a series of phenomena observed within the folded areas mainly, however, the following ones: origin of reverse folds, overthrust nappes, and foredeeps; plasticity of foldings along several ten kilometres; harmonious course of mountain chains; dif-

ferentiation of foldings within one rock complex; dislodged slices; wedging-out phenomena; digitations; admixtures of exotic rocks, etc.

The acceptance of the above hypothesis would considerably affect the new conception as to the dynamic phenomena and diastrophism of the folded areas, and would point to the zone of seismic shocks, and to the zones of resistance masses that make the frameworks of the sedimentary basins.

TABLICA I

Kolejne etapy przemieszczania się warstw wskutek wstrząsów zlokalizowanych i ukierunkowanych jednolicie

Successive stages of displacement of beds due to shocks uniformly situated and directed

Fig. 5. Warstwy wypełniają część zbiornika

Beds filling part of a basin

Fig. 6. Wskutek zlokalizowanych wstrząsów warstwy zostają wprawione w ruch wibracyjno-wstępujący i przemieszczone ku brzegowi zbiornika

Due to the localized shocks the beds are set in vibration-ascending motion and displaced shoreward

Fig. 7. Dalszy etap — spiętrzenie warstw

Successive stage — grouping beds

Fig. 8. Dalsze zlokalizowane w jednym miejscu wstrząsy prowadzą do zsynchronizowania ruchu wibracyjno-wstępującego z ruchem grawitacyjnym o przeciwnym kierunku

Another shocks localized in one site lead to the synchronization of the vibration-ascending motion with the gravitational motion of opposite direction

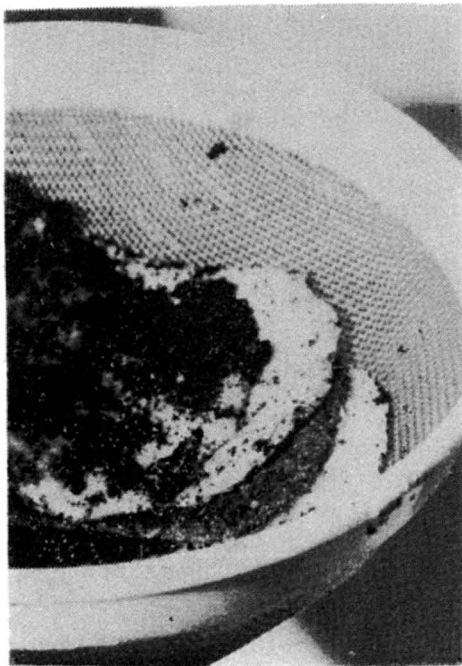


Fig. 5

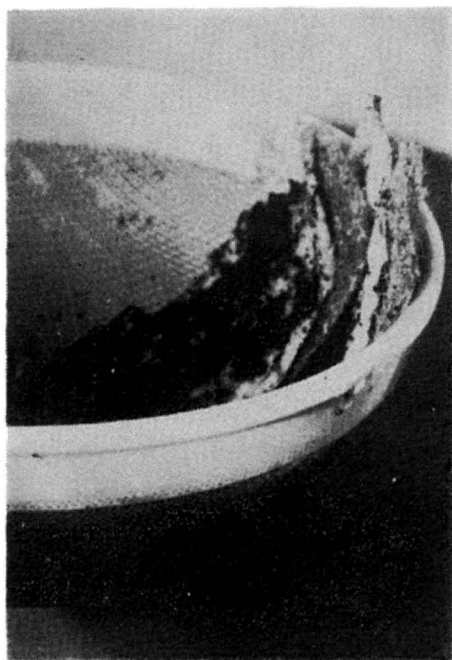


Fig. 6

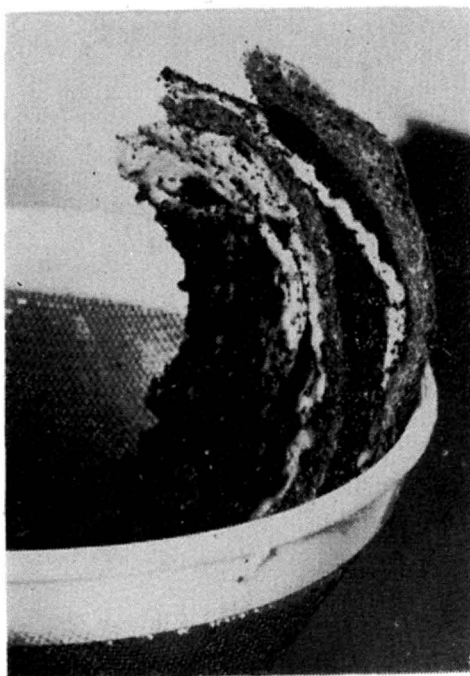


Fig. 7



Fig. 8

TABLICA II

- Fig. 9. Słuchowice Kieleckie — pionowe ustawienie warstw wapieni dewońskich oraz zaczątek fałdu ilustrują fazę spiętrzenia i załamania warstw**
Słuchowice Kieleckie — vertical position of the Devonian limestones and a nucleus of fold illustrate the phases of grouping and of bending of beds
- Fig. 10. Słuchowice Kieleckie — widok ogólny ściany kamieniołomu**
Słuchowice Kieleckie — general view of a wall in the quarry

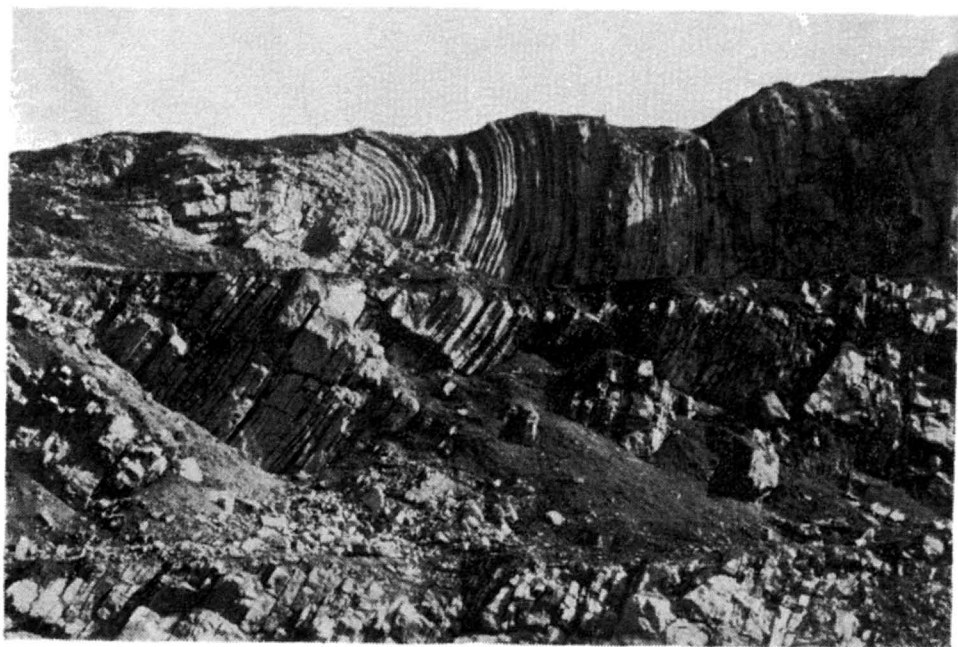


Fig. 9

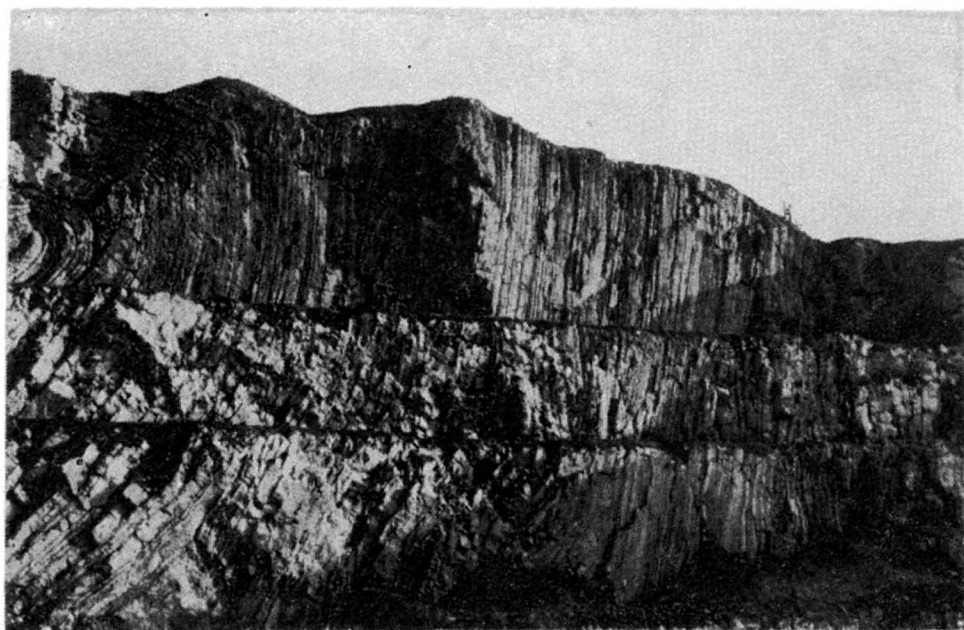


Fig. 10