

TOMASZ JERZYKIEWICZ

Próba wyjaśnienia genezy spękań ciosowych margli opolskich

AN EXPLANATION OF THE GENESIS OF THE JOINTS IN THE OPOLE MARLSTONES

STRESZCZENIE: Wśród spękań ciosowych obserwowanych w marglach turońskich w okolicach Opola wydzielono dwie sieci: sieć spękań pionowych przecinających się wzdłuż linii pionowych i sieć spękań skośnych przecinających się wzdłuż linii prawie poziomych. W szczelinach ciosu skośnego występują niekiedy brekcje tektoniczne, których okruchy spaja kalcytowa sekrecja lateralna. W okruchach tych obserwuje się drobne spękania o orientacji podobnej do dużych spękań skośnych, powstałe jako druga generacja spękań na skutek tych samych naprężeń. Dla obydwu sieci spękań autor przedstawia elipsoidy deformacji i dochodzi do wniosku, że sieci te powstały na skutek innych naprężeń. Sieć spękań pionowych została uznana za pierwotną i powstała w polu działania napięć podobnie zorientowanych do działających w tym czasie w obszarach sąsiednich (Wyżyna Krakowska, Sudety). Sieć spękań skośnych powstała na skutek poziomo przyłożonej tensji, związanej być może z fałdowaniem Karpat.

WSTĘP

Artykuł niniejszy dotyczy rezultatów badań spękań skalnych i innych zjawisk tektonicznych w marglach turońskich okolic Opola. Badania te zostały wykonane pod kierownictwem prof. dr H. Teisseyre'a i sfinansowane przez Zakład Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk. Obserwacje terenowe przeprowadzono w 1967 r. na ścianach kamieniołomów w Opolu i Groszowicach, oraz w nieczynnych kamieniołomach w okolicach Krzanowic i Wróblina.

BADANIA ANALITYCZNE

Ułożenie powierzchni ławic

Margle opolskie są skałami złożonymi z pelitu wapiennego i ilastego, skorupiek otwornic i drobnych fragmentów skorup większych organizmów (vide Biernat 1960). Sedymentacja margli odbywała się w warunkach głębokiego i spokojnego morza, przez co zmienność litologiczna w profilu pionowym jest gołym okiem na ogół niedostrzegalna. W tej sytuacji stwierdzenie ławic w sensie brył geometrycznych nie jest w odkrywkach możliwe.

W profilu pionowym margli opolskich obserwuje się natomiast gęsty cios pokładowy o powierzchniach na ogół prawie poziomych i zmiennej gęstości. Przypuszczać można, że zależy on od niejednorodności litologicznych skały, których megaskopowe stwierdzenie nie jest jednak możliwe. Opierając się na założeniu, że powierzchnie ciosu pokładowego są równoległe do powierzchni ławic, określano nachylenie tektoniczne ławic mierząc nachylenie dużych i płaskich powierzchni ciosu pokładowego.

Powierzchnie ławic margli opolskich są z reguły poziome lub prawie poziome, tzn. ich nachylenie nie przekracza 5° , co można obserwować w kamieniołomach pomiędzy Krzanowicami i Groszowicami (vide fig. 5). Margle opolskie tworzą poziomo leżącą płytę, która jest gęsto pocięta spękaniami pionowymi i skośnymi (vide pl. I, fig. 1 i 2). Wzdłuż powierzchni spękań skośnych obserwuje się niekiedy przesunięcia i tylko w ich sąsiedztwie obserwowano większe nachylenia powierzchni ciosu pokładowego dochodzące do 20° . Te większe nachylenia są jednak lokalne i wygasają w niewielkiej odległości od powierzchni spękań o charakterze uskoków, które je powodują (fig. 2).

Spękania ciosowe

W marglach okolic Opola obserwuje się dwie, różniące się wielkością kątów nachylenia, sieci spękań ciosowych¹. Są to: sieć spękań pionowych oraz sieć spękań skośnych. Oprócz różnicy nachylenia, powierzchnie spękań tych sieci różnią się szeregiem innych cech, przy czym sieć spękań pionowych jest rozwinięta bardziej regularnie.

Orientację powierzchni spękań ciosowych w marglach opolskich przedstawiają diagramy konturowe na figurze 1. Każdy z diagramów jest obrazem orientacji spękań ciosowych w wybranym, stosunkowo niewielkim fragmencie jednego z kamieniołomów. Pomiary zostały przedstawione za pomocą normalnych do powierzchni spękań, w projekcji biegunowej na

¹ Terminologia według W. Boretti-Onyszkiewicz (1969).

górnym półkulach. Rysunek warstwic, pokazujących w procentach ilość pomiarów przypadających na poszczególne kierunki i kąty nachylenia, wykreślono posługując się siatką pomocniczą M. Dimitrijevića (1956). Metody przedstawiania pomiarów kierunków w projekcjach stereograficznych i sposoby określania przy ich pomocy kątów pomiędzy maksimami oraz linii przecięcia się płaszczyzn były wielokrotnie przedstawiane w pracach analitycznych oraz w podręcznikach (vide np. Billings 1949).

Na wszystkich diagramach zaznacza się wyraźnie wspomniana sieć spekań pionowych. Maksima tej sieci wypadają na obwodach kół w pobliżu azymutów 50° (230°) oraz 130° (310°); na diagramach zaznaczono je symbolami P_1 oraz P_2 (fig. 1). Spekania tej sieci przecinają się więc najczęściej pod kątem zbliżonym do 80° , wzdłuż linii prawie pionowej. Omiawiane spekania obserwuje się w całym obszarze występowania margli opolskich — tworzą one sieć regionalną. Oprócz nich obserwuje się systemy spekań pionowych lub prawie pionowych pojawiające się lokalnie, które zaznaczają się w postaci podrzędnych maksimów na diagramach *I*, *II*, *III* oraz *IV* (fig. 1), gdzie zostały oznaczone przez L . Na diagramie *I* tworzą one podrzędne maksimum w pobliżu azymutu 10° ; podobnie usytuowane są one na diagramach *II* oraz *IV*, zaś na diagramie *III* tworzą silne maksimum o kierunku 25° (fig. 1). W ostatnim z przytoczonych diagramów silne maksimum L powstało prawdopodobnie przez zsumowanie się opisanych spekań L z płaszczyznami P_1 .

Drugą sieć spekań tworzą spekania skośne. Kąty nachyleń tych spekań wahają się najczęściej w granicach od 50° do 70° . W odróżnieniu od spekań pionowych, które obserwuje się wszędzie, spekania skośne występują w strefach, powtarzających się w ścianach kamieniołomów co kilkadziesiąt metrów. W miejscach tych powierzchnie spekań sieci pionowej są gorzej widoczne i pocięte przez spekania skośne, a często także wtórnie przez nie wychylone. W strefach występowania spekań skośnych najczęściej zaznacza się wyraźnie jeden z dwóch przeciwnie nachylonych systemów (por. pl. I, fig. 1). Spekania skośne są znacznie trudniejsze do pomiarów, ponieważ tworzą często powierzchnie zluźnień i ściany kamieniołomów w miejscach ich występowania szybciej ulegają zniszczeniu. Maksima spekań skośnych zaznaczają się wyraźnie na diagramach *III*, *V* oraz *VII* (fig. 1). Kierunki nachylenia tych spekań są najczęściej północno-zachodnie (maksimum T_2) i południowo-wschodnie lub wschodnie (maksimum T_1 ; por. diagramy *III* oraz *V*), rzadziej spotyka się inne kierunki (diagram *VII*).

Uskoki, brekcje uskokowe i lustra tektoniczne

Wzdłuż powierzchni niektórych spekań skośnych obserwuje się przemieszczenia o niewielkiej amplitudzie (fig. 2). Uskoki takie mają orien-

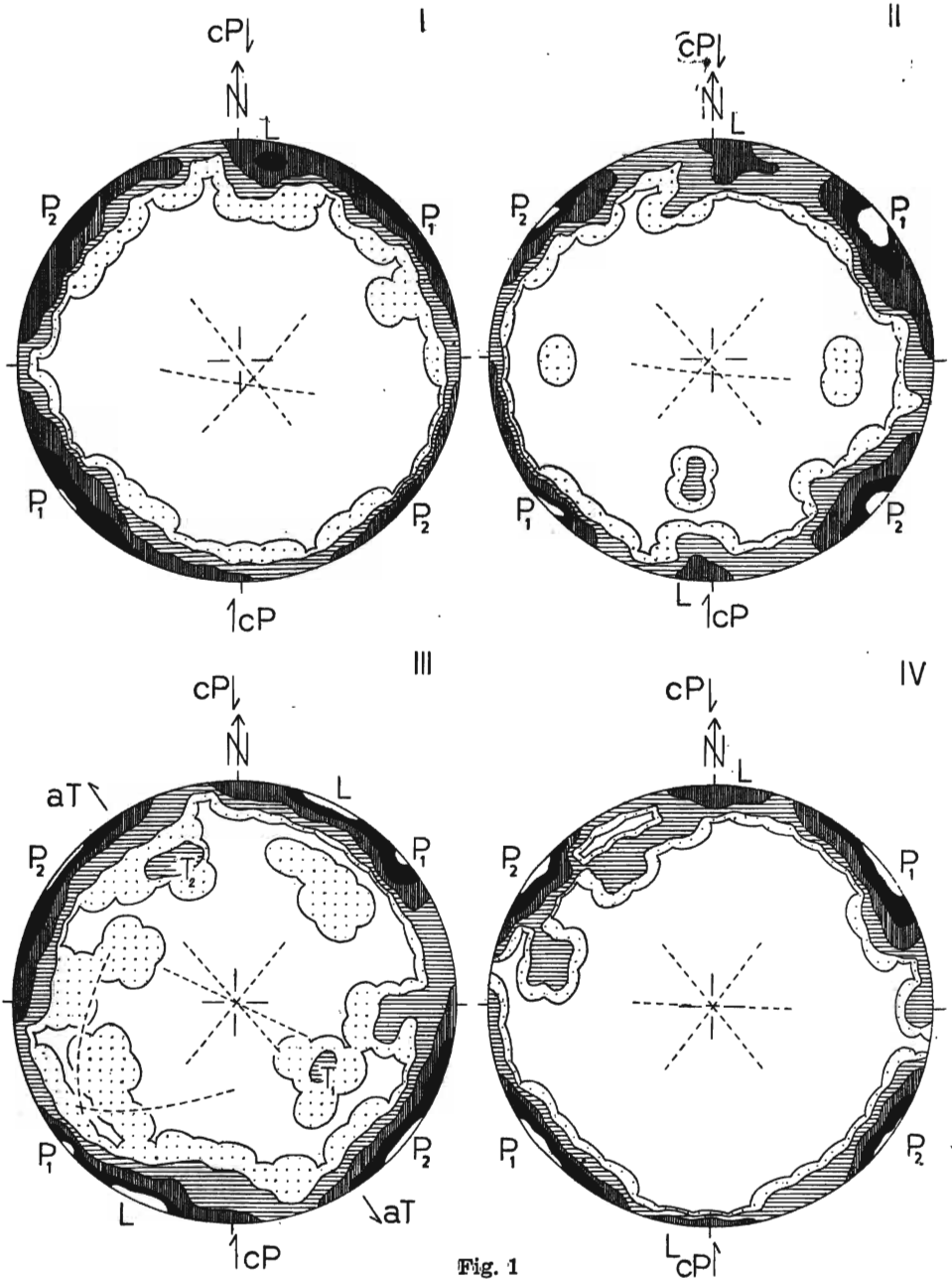
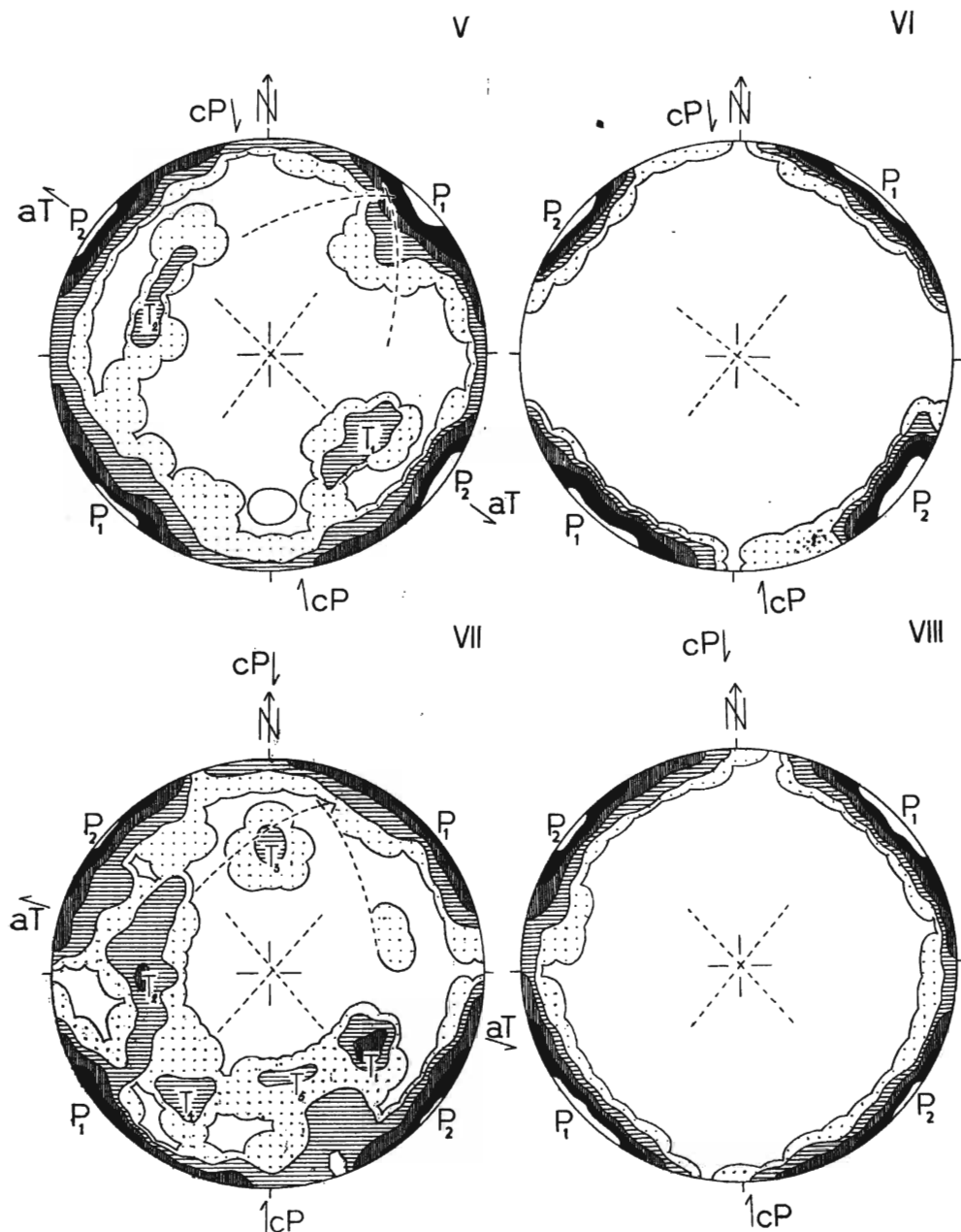


Fig. 1

Diagramy orientacji spękań ciosowych w marglach opolskich (normalne do powierzchni spękań; projekcje górnej półkuli; warstwy 0 — 1 — 3 — 7 — 15 — > 15)

I zatopiony kamieniołom w Krzanowicach, 120 pomiarów; II zatopiony kamieniołom w okolicach Wróblina, 100 pomiarów; III kamieniołom „Odra” w Opolu — ściana zachodnia, 160 pomiarów; IV kamieniołom „Odra” w Opolu — ściana wschodnia, 60 pomiarów; V kamieniołom „Odra” w Opolu — poziom niższy, 150 pomiarów; VI kamieniołom „Odra” w Opolu — za tunelem, 100 pomiarów; VII kamieniołom „Piast” w Opolu — ściana północna, 120 pomiarów; VIII kamieniołom „Groszowice II” w Groszowicach, 160 pomiarów



Diagrams of the orientations of joints in the Opole marlstones (the normals to the surfaces of joints; projections of upper hemisphere; contour lines 0 — 1 — 3 — 7 — 15 — > 15)

I quarry at Krzanowice, 120 measurements; II quarry at Wróblin, 100 measurements; III quarry „Odra” at Opole — western wall, 160 measurements; IV quarry „Odra” at Opole — eastern wall, 60 measurements; V quarry „Odra” at Opole — lower horizon, 150 measurements; VI quarry „Odra” at Opole — behind the tunnel, 100 measurements; VII quarry „Plast” at Opole — northern wall, 120 measurements; VIII quarry „Groszowice III” at Groszowice, 160 measurements

tację tę samą, co większość spękań sieci skośnej, wzdłuż których nie obserwuje się przesunięć. W przedstawionym na figurze 2 przypadku, są to spękania skośne o kierunku nachylenia 130° , należące do maksimum T_1 na diagramie III (fig. 1). Niektóre spękania skośne, niezależnie od tego,

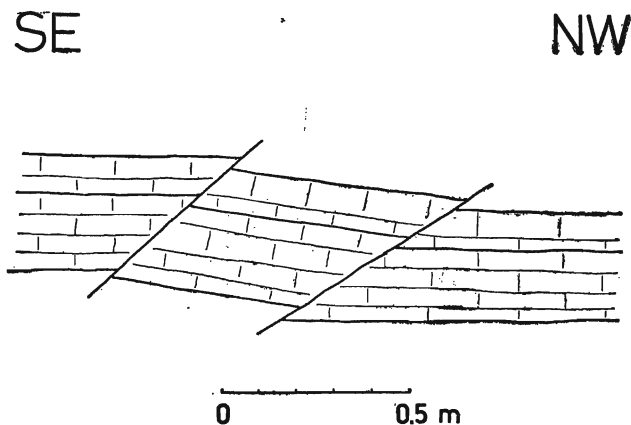


Fig. 2

Spękania skośne o charakterze uskoków; zachodnia ściana kamieniołomu „Odra” w Opolu

Oblique joints having a character of faults; western wall of the quarry „Odra” at Opole

czy wzdłuż nich nastąpiło przemieszczenie czy nie (lub jest ono tak małe, że trudno je dostrzec), są rozchylone.

Szczeliny w stanie świeżym wypełnione są roztartą skałą lub ostrokrawędzistymi okruchami margli sklejonymi kalcytem. Powierzchnie spękań skośnych, wzdłuż których nastąpiło przemieszczenie, oraz występujące w szczelinach bloki tworzące brekcje, pokryte są rysami ślizgowymi. Z zestawień kierunków nachylenia tych rys obserwowanych w kamieniołomach „Odra” i „Piast” (fig. 3) widać wyraźnie, że przesunięcia zachodziły najczęściej w kierunkach zgodnych z maksymalnymi kierunkami pochylenia spękań skośnych. Obserwuje się również rysy wskazujące na inne kierunki przemieszczeń; są one jednak rzadsze. Bardziej skomplikowany sumaryczny obraz kierunków nachylenia rys ślizgowych otrzymano z pomiarów wykonanych w kamieniołomie „Piast”, co spowodowane jest większą zmiennością kierunków nachylenia powierzchni spękań skośnych w tym kamieniołomie (por. diagram VII na fig. 1 z diagramem B na

fig. 3). Wielkości przemieszczeń, o których świadczą opisane rysy ślizgowe, są bardzo nieznaczne, najczęściej rzędu kilku centymetrów (por. fig. 2), a niekiedy stają się prawie niewidoczne.

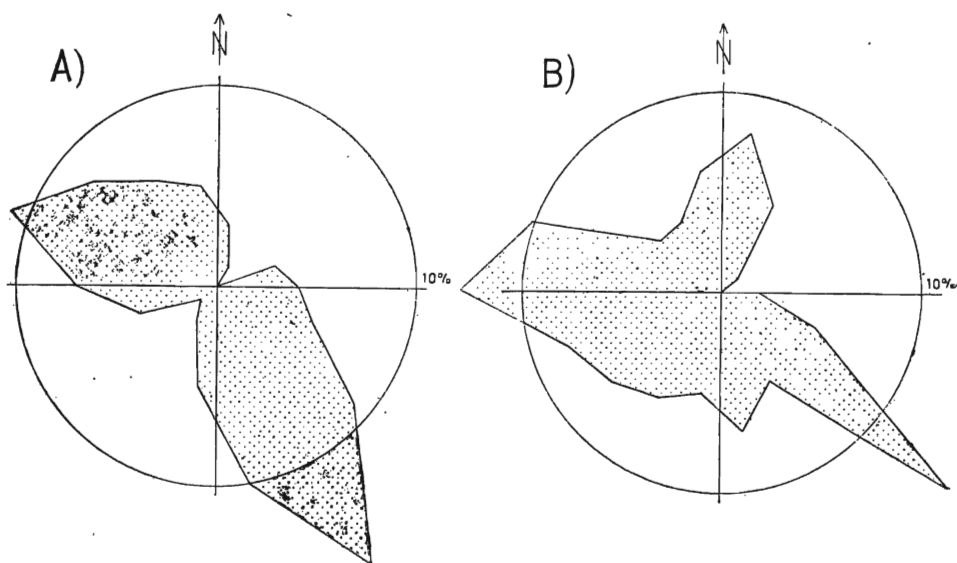


Fig. 3

Diagramy kierunków nachylenia rys ślizgowych

A kamieniołom „Odra” w Opolu — poziom niższy, 100 pomiarów; B kamieniołom „Piast” w Opolu — ściana północna, 100 pomiarów

Diagrams of the directions of slickensides

A quarry „Odra” at Opole — lower horizon, 100 measurements; B quarry „Piast” at Opole — northern wall, 100 measurements

Mikrospeknięcia

W pobliżu rozchylonych i zapełnionych brekcją tektoniczną spekań skośnych można obserwować drobne spekania pionowe i równie drobne spekania skośne, które są powtórzeniem przestrzennym i kontynuacją genetyczną opisanych dużych powierzchni spekań. Szczególnie dobrych przykładów takich mikrospekań dostarczają okruchy margli, które tworzą brekcje (pl. II, fig. 2). Okruchy te są spojone krystalicznym kalcytem tworząc bloczki, których powierzchnie są lustrami tektonicznymi. Kalcytowa sekrecja lateralna nie zawsze zapełnia całą przestrzeń pomiędzy okrucha-

mi brekcji (pl. II, fig. 3), a niekiedy obserwuje się dwie generacje sekrecji (pl. II, fig. 2).

Poniżej zostaną opisane mikrospękania widoczne na przekrojach pionowych bloków brekcji, prostopadle do powierzchni dużych szczelin skośnych, w których brekcje te występują. Na przekrojach takich bloków (pl. II, fig. 2 i 3) okruchy margli są wydłużone i mają najczęściej kształt wieloboków o ostrych wierzchołkach. Boki tworzące górne i dolne wierzchołki tych wieloboków naśladują swoim przebiegiem system dużych spękań skośnych (por. pl. II, fig. 1). Przemieszczenia poszczególnych okruchów względem siebie nie są duże, gdyż krawędzie sąsiednich okruchów posiadają często zarysy współkształtne. Wewnątrz okruchów widoczne są mikrospękania, wśród których wyraźnie zaznaczają się dwa kierunki. Obserwuje się mianowicie system mikrospękań podłużnych w stosunku do wydłużenia bloczków (l), oraz sieć mikrospękań skośnych (s_1 oraz s_2), które swoim przebiegiem naśladują sieć spękań skośnych T_1T_2 (por. pl. II, fig. 1 i 2). Podobnie jak w przypadku spękań skośnych T_1T_2 , z przecięcia się mikrospękań s_1s_2 powstaje ostry kąt skierowany ku górze. Mikrospękania podłużne i skośne tworzą najczęściej rozchylone szczelinki wypełnione sekrecją lateralną. Rozchylenie szczelin nie jest równomierne, a ich długość jest różna; niektóre z nich przecinają cały okruch i są mniej więcej równej szerokości, inne zaś wyklinowują się w obrębie okruchów. Wzdłuż niektórych mikrospękań obserwuje się drobne przemieszczenia, które można zauważyć w przypadkach, gdy mikrospękania przecinają okruchy skorup inoceramów (pl. II, fig. 3).

Jak widać z przedstawionego opisu, mikrospękania skośne naśladują opisane poprzednio sieci spękań skośnych, zaś mikrospękania podłużne wydają się mieć genezę podobną do mikrospękań obserwowanych na diagramach spękań tworzących maksima L . Wśród mikrospękań nie obserwuje się natomiast spękań pionowych, które mogłyby odpowiadać sieci spękań pionowych $P_1 P_2$ widocznej w odkrywkach.

INTERPRETACJA ZJAWISK TEKTONICZNYCH

Orientacja osi elipsoidy deformacji

Obydwie opisane sieci spękań utworzone są przez powierzchnie ciosowe przecinające się pod kątem ostrym. Spękania sieci pionowej przecinają się wzdłuż linii pionowych, zaś spękania skośne — wzdłuż linii prawie poziomych. Orientację tych linii otrzymano konstrukcyjnie dla każdego z diagramów. Na wykresach zaznaczono liniami przerywanymi ślady przecięć powierzchni ciosowych reprezentujących maksima z górną półkulą. Punkty przecięcia się tych śladów wyznaczają orientację osi b

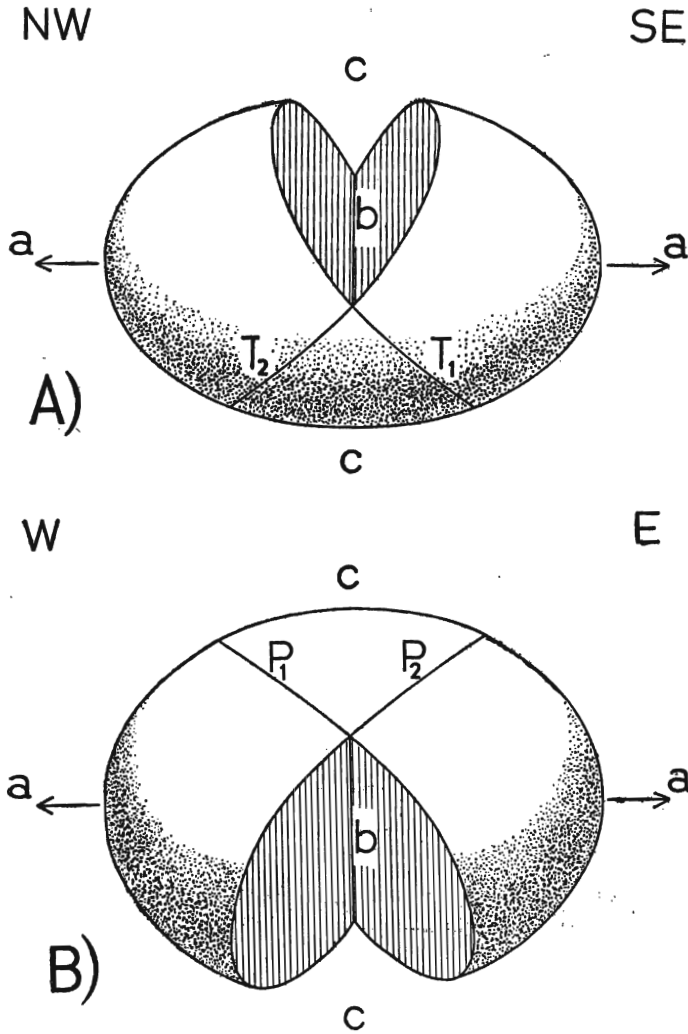


Fig. 4

Hipotetyczne elipsoidy deformacji dla spekań ciosowych w marglach opolskich

A elipsoida deformacji dla sieci spekań skośnych, B elipsoida deformacji dla sieci spekań pionowych

Strain ellipsoids of joints in the Opole marlstones

A strain ellipsoid of the system of oblique joints, B strain ellipsoid of the system of vertical joints

hipotetycznej elipsoidy deformacji. Jak widać na diagramach, orientacja pośredniej osi elipsoidy deformacji dla omawianych systemów jest różna.

Spękania sieci skośnej mają cechy spękań ścinających, powstałych dzięki poziomo położonej tensji. Są one często rozchylone i zablźnione sekrecją laterałą. Poziome rozciąganie spowodowało najpierw powstanie spękań ze ścinania, a następnie rozchyliło szczeliny, w których krystalizował kalcyt. Tak więc najdłuższa oś elipsoidy deformacji dla spękań skośnych była prawie pozioma, a najkrótsza prawie pionowa (por. fig. 4A). Taką orientację osi elipsoidy deformacji wykazuje w podobnych warunkach przestrzennych większość skał nieplastycznych poddanych naprężeniom (por. Billings 1949). Identyczne do opisanych efekty uzyskano również na drodze eksperymentalnej, w warunkach tensji przyłożonej poziomo (por. Cloos 1930).

Należy uważać, że w czasie powstawania sieci spękań pionowych margle opolskie reagowały jak ośrodek o podobnych własnościach sprężystych, co w czasie tworzenia się spękań skośnych. Opierając się na tym założeniu można przypuszczać, że oś a elipsoidy deformacji dla sieci spękań pionowych leżała również w płaszczyźnie dzielącej utworzony przez nie większy kąt dwuścienny (fig. 4B).

Hipotetyczna geneza naprężeń

Z porównania orientacji osi przedstawionych elipsoid deformacji wynika, że rozkłady naprężeń w okresie powstawania omawianych sieci spękań były różne. Ponieważ w pobliżu spękań skośnych obserwuje się wtórne pochylenia (pierwotnie zapewne pionowych) powierzchni ciosów sieci $P_1 P_2$, można sądzić, że sieć ta jest wcześniejsza. Na poparcie powyższego przypuszczenia można przytoczyć podobne argumenty do tych, jakie użyto w celu udowodnienia, że cios prostopadły do powierzchni ławic w skałach turonu niecki śródsudeckiej jest pierwotny, a jego ewentualne wychylenie jest zjawiskiem wtórnym (Jerzykiewicz 1968).

Zagadnienie występowania sieci spękań prostopadłych do powierzchni ławic (pionowych, jeżeli nie są wtórnie wychylone), zarówno w skałach osadowych, słabo lub zupełnie tektonicznie niezaburzonych jak i sfałdowanych, posiada bogatą literaturę, lecz dotąd nie zostało ostatecznie rozwiązane (por. np. Parker 1942, Murray 1967). Tektoniczna geneza takich sieci wydała się wielu autorom wątpliwa (por. np. Hoefler 1915, Lotze 1933 — *vide* Dżużyński 1953, Schultz 1964). W skałach osadowych, zwłaszcza nie mających nadkładu lub posiadających nadkład niewielki (do takich trzeba zaliczać margle opolskie), trudno znaleźć uzasadnienie tektoniczne dla sieci spękań pionowych, gdyż pośrednia osi elipsoidy deformacji jest dla nich pionowa.

Nie cytując wszystkich poglądów o atektonicznym pochodzeniu pionowych sieci spekań, które omówiono wcześniej (Jerzykiewicz 1968), należy jeszcze raz zwrócić uwagę na poglądy S. Schultza (1964) o powstawaniu tych sieci na skutek ogólnych przyczyn planetarnych. Założenie takich przyczyn tłumaczy dobrze stałość kierunków ciosu pionowego na wielkich obszarach. Z opublikowanych dotąd zestawień orientacji spekań ciosowych na północ od brzegu Karpat wynika, że w słabo zaburzonych tektonicznie skałach osadowych, od karbonu do kredy, obserwuje się podobne, a nawet identyczne maksima spekań z występującymi na diagramach przedstawionych na figurze 1 (por. Dżułyński 1953, Koziół 1953, S. Alexandrowicz & Z. Alexandrowicz 1960, Jerzykiewicz 1968). Trudno przyjąć, aby zbieżność tych kierunków była przypadkowa. Można natomiast przypuszczać, że naprężenia w rozważanych skałach wyładowywały się w polu działania napięć o podobnej orientacji. Prawdopodobny wydaje się więc pogląd S. Schultza (1964), iż sieć spekań pionowych powstaje na skutek naprężeń wywołanych w skałach osadowych dzięki zmianom objętości skał przy konsolidacji. Ponieważ zmiany objętości skał zachodzą w polu działania napięć planetarnych, kierunek spekań zostaje zachowany. Naprężenia planetarne działają stale, ale same są zbyt słabe, aby wywołać spekania; działają one jedynie jak mechanizm wyzwalający.

Hipotetyczną orientację naprężeń dla sieci spekań pionowych w marglach opolskich przedstawiono na figurze 5; kierunki osi elipsoid deformacji zostały znalezione z diagramów (fig. 1) metodą konstrukcyjną. Na figurze 5 odczytać też można kierunek maksymalnej tensji, która spowodowała powstanie sieci spekań skośnych. Powołując się na przedstawiony powyżej opis sieci spekań skośnych można stwierdzić, że spekania te są niewątpliwie pochodzenia tektonicznego. Płyta margli opolskich była rozciągana przede wszystkim w kierunku NW-SE. Tensja była przyłożona tutaj prawie poziomo i działała przez dłuższy czas. Potwierdzeniem jej długotrwałego działania jest występowanie dwóch generacji spekań ścinających powstałych dzięki niej. Drugą generacją są mikrospekania, które powstały w okrucach brekcji dopiero po jej spojeniu sekrecją lateralną, kiedy krystaliczny kalcyt był ośrodkiem przenoszącym stale działające naprężenia tensyjne rozchylające szczeliny wypełnione brekcją (por. pl. II, fig. 2 i 3).

W pracy o tektonice Wyżyny Krakowskiej S. Dżułyński (1953) stwierdził „ogólną skłonność do rozciągania” tego obszaru, przy czym występujące tam tektoniczne elementy zapadliskowe zawdzięczać mają swoje powstanie rozciąganiu przedmurza w czasie fałdowania się Karpat. Fałdowanie powodowało bowiem ubytek mas wglębnych w obrębie przedmurza. Masy te, dzięki prądom konwekcyjnym, były odprowadzane w kierunku geosynkliny (por. Venig Meinesz 1948). W ten sposób znajduje S. Dżułyński (op. cit.) potwierdzenie poglądów W. Teisseyre'a (1920) na zagadnienie fałdowania Karpat.

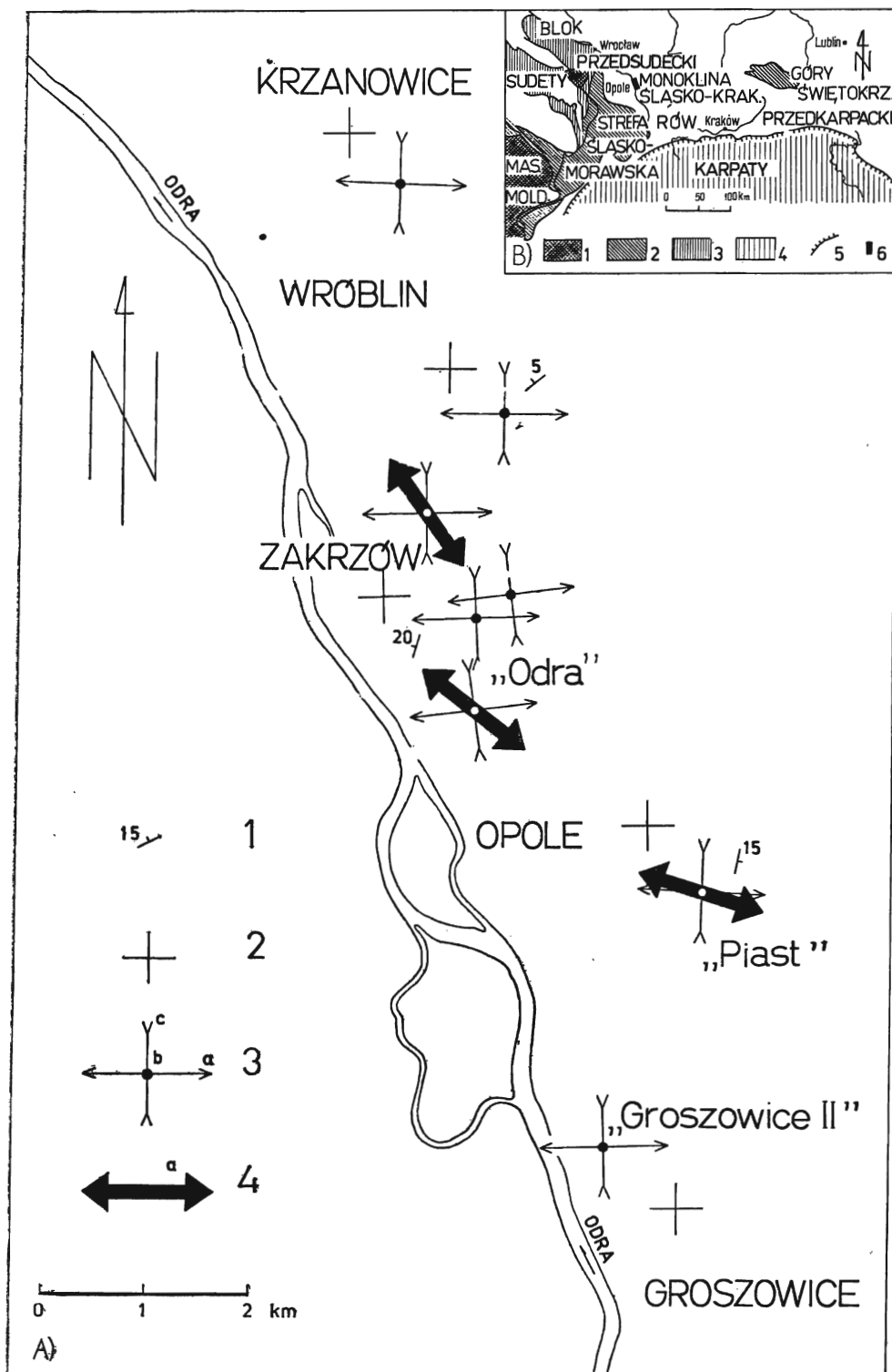


Fig. 5

Należy podkreślić, że przecinające się spękania skośne, podobnie do opisanych zorientowane, a występujące w skałach jury i kredy Wyżyny Krakowskiej, S. Dżułyński (1953) wiąże z drganiami sejsmicznymi uważając, że powstanie ich na tej drodze jest najbardziej prawdopodobne. W opisanym przypadku podobny system spękań powstał wyłącznie dzięki tensji. Nie obserwuje się tu natomiast żadnych oznak poziomej kompresji, która powinna się również zaznaczyć, gdyby przyczyną tensji były fale sejsmiczne. Epizodyczny charakter trzęsień ziemi również nie przemawia za tą ostatnią hipotezą, ponieważ występowanie dwóch generacji spękań, a także co najmniej dwóch generacji druz kalcytowych świadczy o tym, że margle opolskie pozostawały przez czas dłuższy w warunkach stressowych.

Zwrócić należy także uwagę na fakt, że maksymalne kierunki udokumentowanej poziomej tensji są w przybliżeniu prostopadłe do brzegu nasunięcia Karpat. Cytowane powyżej poglądy o możliwości wyjaśnienia załomowej tektoniki przedmurza Karpat przez uznanie, że pozioma tensja była związana z ich fałdowaniem, mogą się stosować również do omawia-

Fig. 5

A — Hipotetyczna orientacja naprężeń, które spowodowały powstanie spękań ciosowych w marglach opolskich

1 lokalne kierunki nachyleń ławic margli, 2 regionalny kierunek ułożenia ławic margli, 3 kierunki maksymalnych naprężeń w okresie powstawania sieci spękań pionowych, 4 kierunki maksymalnej tensji w okresie powstawania sieci spękań skośnych

B — Położenie obszaru badań (na podstawie szkicu Książkiewicza, Samsonowicza & Rühlego, 1965)

1 obszary fałdowań prekambryjskich, 2 obszary fałdowań kaledońskich, 3 obszary fałdowań hercyńskich, 4 obszary fałdowań alpejskich, 5 brzeg nasunięcia Karpat, 6 obszar badań

A — Orientation of stresses which caused the formation of the joints in the Opole marlstones

1 local dip of marlstones, 2 regional dip of marlstones, 3 directions of greatest strain in the period of formation of system of vertical joints, 4 directions of greatest tension in the period of formation of system of oblique joints

B — Location of the investigated area (according to a sketch by Książkiewicz, Samsonowicz & Rühle, 1965)

1 areas of pre-Cambrian folding, 2 areas of Caledonian folding, 3 areas of Hercynian folding, 4 areas of Alpine folding, 5 border of the thrust of the Carpathians, 6 area under investigation

nego obszaru. Płyta margli opolskich, jako bardziej oddalony fragment przedmurza Karpat, była słabiej rozciągana i w związku z tym obserwuje się w niej jedynie spękania.

*Pracownia Geologii Starych Struktur
Zakładu Nauk Geologicznych PAN
Wrocław, ul. Cybulskiego 30
Wrocław, w lutym 1968 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ALEXANDROWICZ S. & ALEXANDROWICZ Z. 1960. Utwory triasowe w okolicach Strzemieszyc i Sławkowa (Triassic deposits in the vicinity of Strzemieszyce and Sławków, Upper Silesia). — *Biul. I.G.* (*Bull. Inst. Géol. Pol.*) 152. Warszawa.
- BIERNAT S. 1960. Budowa geologiczna kredy opolskiej (Geological structure of the Opole Cretaceous, Upper Silesia). — *Ibidem*.
- BILLINGS M. P. 1949. Structural geology. New York.
- BORETTI-ONYSZKIEWICZ W. 1968. Cios we fliszu zachodniego Podhala (Joints in the Flysch of Western Podhale). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 18, no. 1. Warszawa.
- CLOOS H. 1930. Zur experimentellen Tektonik. Methodik und Beispiele. — *Naturwissenschaften*, Jg. 18, H. 34. Berlin.
- DIMITRIJEVIĆ M. 1956. Jedna nova mreza ze izrada konturnih dijagrama. — *Trans. Miner. Geol. Fac. Univ. Beograd*, vol. 1. Beograd.
- DZUŁYŃSKI S. 1953. Tektonika pd. części Wyżyny Krakowskiej (Tectonics of the southern part of the Cracovian Upland). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 3, no. 3. Warszawa.
- HOEFER H. 1915. Schwundspalten. — *Mitt. Geol. Ges.*, Bd. 8. Wien.
- JERZYKIEWICZ T. 1968. Uwagi o orientacji i genezie ciosu w skałach górno-kredowych niecki śródsudeckiej (Remarks about the orientation and genesis of the joints in the Upper Cretaceous deposits of the Intrasedimentary Basin). — *Geologia Sudetica*, vol. 4. Warszawa.
- KOZIOL S. 1953. Wykształcenie ciosu w karbonie i w nadkładzie triasowym w północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. — *Biul. I.G.*, Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J. & RÜHLE E. 1965. *Zarys geologii Polski*. Warszawa.
- MURRAY F. N. 1967. Jointing in sedimentary rocks along the Grand Hogback monocline, Colorado. — *J. Geol.*, vol. 75, no. 3. Chicago.
- NEVIN CH. M. 1950. Principles of structural geology. New York.
- PARKER J. M. 1942. Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 53, no. 3. Washington.
- SCHULTZ S. S. 1964. Ob izučenii planetarnej treščinovatosti (To the study of planetary jointing). — *Intern. Geol. Congr., XXII Sess., Raport. Sov. Geol. Probl.*, vyp. 4. Moskva.
- TEISSEYRE W. 1920. O stosunku wewnętrznym brzegów zapadlin przedkarpackich do krawędzi fliszu karpacciego (La limite interne de l'affaissement subcarpa-

thique et ses relations avec la bordure du Flysch carpatique). — Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. 1, z. 2. Warszawa.

VENIG MEINERZ F. A. 1948. Major tectonic phenomena and the hypothesis of convection currents in the Earth. — Quart. J. Geol. Soc. London, no. 411. London.

SUMMARY

ABSTRACT: The joints observed in the Turonian marlstones in the vicinities of Opole are classified into two systems, viz., a system of vertical joints and a system of oblique ones. The joints of the oblique system cross each other along almost horizontal lines. In the slits of the oblique jointing sometimes there appear the tectonic breccias, pieces of which are glued with lateral secretion. In the pieces of breccias oblique microjoints, which follow the oblique joints, were found. The strain ellipsoids of both systems of joints are constructed. A comparison of the orientation of their axes shows that the described systems of joints were caused by different stresses. The system of vertical joints is regarded as formed earlier, probably by tension oriented similarly as that which acted contemporarily in the adjacent areas (Cracovian Upland, Sudetes). The system of oblique joints was formed as a result of horizontally acting tension. A supposition that the latter tension was connected with the folding of the Carpathians is expressed.

INTRODUCTION

Walls of quarries of the Turonian marlstones in the vicinities of Opole are exceptionally well suited to study jointing. Accordingly, in the summer of 1967, the author carried out there an investigation of joints and other tectonic phenomena, the results of which are presented. The paper has been written under scientific guidance of Prof. Dr. H. Teisseyre and the expences of investigation were paid for by the Institute of Geological Sciences of the Polish Academy of Sciences.

ANALYTICAL DATA

The orientation of the bedding surfaces

The bedding surfaces of the Opole marlstones are, as a rule, horizontal or almost so, i.e., their tectonic tilt is not greater than 5° (cf. fig. 5). The Opole marlstones form a horizontally laying plate which is frequently crossed with vertical and oblique joints. Some of the oblique joints are simply faults and only in the vicinity of them one can find tectonic tilts of bedding surfaces greater than 5° , some reaching even 20° . These greatest tilts are local, however, and they vanish not far from the faults where they originated (cf. fig. 2).

Systems of joints

In the Opole marlstones one can distinguish two systems of joints. They have different angles of inclination, viz., there is a system of vertical joints and a system of oblique joints. The orientations of the joint surfaces are shown in fig. 1. Each diagram of this figure shows the orientations of joints in a relatively small fragment of one of the quarries. The diagrams were constructed and interpreted according to the methods of Billings (1949) and of Dimitrijević (1956).

On all diagrams the system of vertical joints, and on some of them also the system of oblique joints are easily seen (cf. fig. 1). Joints of first of those systems cross each other along vertical lines, whereas the oblique joints cross each other along lines which are almost horizontal.

Faults, fault breccias and slickensides

On the surfaces of some oblique joints there appear throws (cf. fig. 2). Some of the oblique joints, with or without throws, are widened and form slits. Fresh slits are filled with ground rock or angular pieces of marlstone glued with lateral secretion. The surfaces of the oblique joints along which faults took place, as well as blocks of breccias appearing in the slits, are covered with slickensides. The directions of the slickensides from measurements taken in quarries „Odra” and „Piast” are shown in fig. 3.

Microjoints

The microjoints are best seen on the vertical cross-sections of the blocks of breccias, cut perpendicularly to the surfaces of the oblique joints in which the blocks were found (pl. II, figs. 2 and 3). Pieces of marlstone give on them elongated and most often sharp-cornered polygons. Those sides of the polygons which form their top and bottom corners follow the system of large oblique joints. The microjoints are seen inside the polygons. Here we also may distinguish two different directions, viz., longitudinal microjoints and a system of oblique microjoints, which also follows the system of oblique joints T_1 and T_2 . Just as in the case of the oblique joints, the oblique microjoints when crossing each other form a pair sharp angles with a vertical axis.

INTERPRETATION

The orientation of axes of the strain ellipsoid

Joints of the vertical system cross each other along a line almost vertical. Hence it follows that the orientations of the b axes of the strain ellipsoids of those two systems differed from each other. Joints of the oblique system have features of a system of shear joints originating as a result of the horizontally acting tension. Therefore the longest axis of the strain ellipsoid of the oblique joints was almost horizontal and the shortest one was almost vertical (cf. fig. 4A). Such an orientation of the axes show usually rocks exposed to tension (cf. Billings 1949, Nevin 1950). Effects identical with described above were also produced experimentally under conditions of a horizontally acting tension (cf. Cloos 1930).

It might reasonably be supposed, that during formation of the system of vertical joints the Opole marlstones acted as a medium with the same elastic pro-

perties as they did during formation of the oblique joints. Assuming this we have determined the orientation of axes of the strain ellipsoid of the vertical system of joints (cf. fig. 4B).

The genesis of tension

It follows from a comparison of the orientations of the axes shown above that the distribution of tension during formation of the oblique joints was different from the distribution of tension which acted during formation of the vertical-joints system. The vertical system of joints has been formed earlier than the oblique joints, as may be inferred from the fact that the tectonic tilts were observed only close to the faults, i.e. to the oblique joints.

The genesis of systems of joints perpendicular to the bedding surfaces (vertical, if not subsequently inclined) in sedimentary rocks which are tectonically undisturbed or disturbed slightly, as well as in those which are folded, has been already discussed by several authors (Parker 1942, Murray 1967, and others) but is not satisfactorily accounted for. The tectonic origin of such systems appeared doubtful to many workers (Hoefler 1915, Lotze 1933, Schultz 1964, and others). Especially in the case of sedimentary rocks without overlying strata or having only thin ones (this is the case for the Opole marlstones) it is difficult to find a tectonic explanation of the genesis of the vertical systems of joints, because the *b* axis of their strain ellipsoid was vertical.

The hypothetical orientation of tension for the system of vertical joints in the Opole marlstones is shown in fig. 5. The directions of the axes of the strain ellipsoid were determined graphically from the diagrams (cf. fig. 1).

Figure 5 shows also the direction of the greatest tension, which caused the formation of the system of oblique joints. According to their features presented above, it should be stated that they are undoubtedly of tectonic origin. The plate of the marlstones of Opole was stretched mostly in direction NW-SE. The tension was acting almost horizontally and during a long time. The long duration of the tension was necessary to produce two generations of shear joints. The second generation consists of the microjoints, which were formed in pieces of breccias after they were glued with lateral secretion. Then the lateral secretion acted as a medium transferring the still lasting tension, which was widening the slits filled with the breccias (cf. pl. II, figs. 2 and 3).

In a paper about tectonics of the Cracovian Upland, Dzułyński (1953) pointed out „a general tendency of tension” in this region. According to him, the horsts and grabens originated as a result of tension of the Carpathian Foreland during the folding of the Carpathians, for the folding caused by the removal of depth masses driven out by convection currents towards the geosyncline (cf. Venig Meinesz 1948). Therefore Dzułyński (1953) has found a confirmation of W. Teisseyre (1920) views on the problem of folding of the Carpathians.

It should be pointed out that the crossing each other oblique joints, oriented similarly to the ones described above, which were found in the rocks of the Cracovian Upland, have been connected by Dzułyński (1953) with seismic vibration. He believes that their seismic origin is most probable. In the described above case the system of oblique joints originated as a result of tension alone. There are no signs of horizontal compression, which would have taken place should the tension be caused by the seismic vibration. Episodal character of the earthquakes is also against such a hypothesis in our case, because the presence of two generations of joints and at least two generations of lateral secretions requires the conclusion that the Opole marlstones were exposed to tension for a considerable period of time.

Moreover, it would be stressed that the directions of greatest horizontal tension in described above case are, on the average, perpendicular to the border of the thrust of the Carpathians. The above quoted opinions about a possibility of explaining of the tectonics of the Carpathian Foreland by an assumption that the horizontal tension was connected with the folding of the Carpathians might apply also in our case. The plate of marlstones of Opole as a more distant part of the Carpathian Foreland was less stretched and therefore only joints were formed there.

*Laboratory of Old Structures
of the Institute of Geological Sciences
Polish Academy of Sciences
Wrocław, ul. Cybulskiego 30
Wrocław, February 1968*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I—II

DESCRIPTION OF PLATES I—II

PL. I

- 1 — Dwie sieci spękań w marglach opolskich; P sieć spękań pionowych, T sieć spękań skośnych. Poziom niższy kamieniołomu „Odra” w Opolu.

Two systems of joints in the Opole marlstones; P system of vertical joints, T system of oblique joints. Lower horizon of quarry „Odra” at Opole.

- 2 — Sieć spękań pionowych; P_1 i P_2 przecinające się powierzchnie sieci spękań pionowych. Poziom niższy kamieniołomu „Odra” w Opolu.

System of vertical joints. P_1 and P_2 denote crossing each other surfaces of vertical joints. Lower horizon of quarry „Odra” at Opole.

PL. II

- 1 — Przecinające się i rozchylone powierzchnie spękań skośnych; w szczelinach widoczne brekcje tektoniczne. Kamieniołom „Odra” w Opolu — ściana wschodnia.

Crossing each other widened surfaces of the oblique joints; in the slits the fault breccias are seen. Quarry „Odra” at Opole, eastern wall.

- 2 — Blok brekcji składający się z okruchów margli spojonych krystalicznym kalcytem; w okruchach margli widoczne mikrospękania s oraz l.

Block of breccia consisting of pieces of marlstones glued with lateral secretion; in the pieces of marlstones the microjoints are seen (s and l).

- 3 — Blok brekcji z widocznymi w okruchach margli przemieszczeniami okruchów skorup inoceramów wzdłuż mikrospękań l (w kółku) $\times 1,5$

Block of breccia with throws of a fragment of *Inoceramus* valve seen in the pieces of marlstones (circled) $\times 1.5$

*Fotografie wykonał autor
Photographs by the writer*

