

JOZEF OBERC

ROZRZUT B-LINEACJI W KRYSTALINIKU IZERSKIM

(5 fig.)

Dispersion of B-lineation in the Iżera Mts Crystalline Massif (Sudetes Mts.)

(5 Figs.)

Treść. W pracy omówiono zjawiska przebudowy struktury staroassyntyjskiej składającej się z leżących fałdów o kierunku NW-SE w czasie ruchów młodoassyntyjskich, w których dominował nacisk skierowany ku południowi. Na skrzydłach odwróconych nowo powstałych równoleżnikowych struktur fałdowych B_{fyA} staroassyntyjska lineacja B_{eA} doznała reorientacji ustawiając się w kierunku SW-NE. Na skrzydłach normalnych tych jednostek doszło jedynie do zestromienia B-lineacji i związanej z tym zjawiskiem słabej reorientacji w poziomie. Na tej zasadzie wydzielono około 20 fałdów. Trzy znane pasma łupkowe, przebiegające równoleżnikowo wśród gnejsów i granitów przedwaryscyjskich, powstały prawdopodobnie przez młodoassyntyjskie przełażdowanie jednego olbrzymiego nie zgranityzowanego reliktu wśród gnejsów. Granit rumburski i leukogranit izerski są autochtoniczne i powstały przez rekrystalizację głównie gnejsów bezpośrednio po ruchach młodoassyntyjskich i granityzację skał serii suprakrustalnej. Występujące w nich enklawy tektonitów mają zorientowaną foliację i B-lineację analogicznie jak w miejscach występowania większych mas tych skał.

Kryształinik izerski położony jest w Sudetach zachodnich. Od południa ogranicza go wychodnia waryscyjskiego granitu karkonosko-izerskiego, od północy staropaleozoiczne serie Gór Kaczawskich. Na zachodnim odcinku północną jego granicę stanowią szarogłazy lużyckie wieku eokambryjskiego.

Wśród skał bloku izerskiego przeważają gnejsy zwane izerskimi i granity rumburskie oraz leukogranit. Seria łupków łyszczkowych z podrzędnymi wtrąceniami kwarcytów, wapieni i amfibolitów jest reprezentowana skąpo przez trzy wąskie pasma o przebiegu równoleżnikowym: południowe pasmo Szklarskiej Poręby, środkowe najdłuższe i najszersze Starej Kamienicy z wkładką gnejsów na odcinku zachodnim i północne pasmo Żłotnik Lubańskich.

Dla interpretacji budowy geologicznej kryształiniku izerskiego i jego historii ważne jest zagadnienie genezy gnejsów. Do roku 1958 (J. O b e r c, 1958, str. 389) powszechny był pogląd, że powstały one z granitów rumburskich przez kaledońską deformację tych skał. Łupki w tym ujęciu miały stanowić, jak przyjmowano, fragmenty osłony granitu pochodzenia magmowego. Autor w cytowanej pracy i pracach późniejszych wysunął nową koncepcję powstania gnejsów na drodze granityzacji serii łupkowej. Podobny pogląd wypowiedziała później M. K o z ł o w s k a - K o c h (1960, str. 190) w odniesieniu do części gnejsów izerskich. Granit

rumburski tworzący zarówno znacznej wielkości ciała, jak i drobne nieregularne wtrącenia głównie wśród gnejsów jest, zdaniem autora, skałą najmłodszą powstałą przez homogenizację, głównie przez rekrytalizację (częściowo przez pegmatytyzację) gnejsów izerskich, a także innych skał należących do serii łupkowej: łupków łyszczkowych, łupków chlorytowych i amfibolitów (J. O b e r c, 1961, str. 148). Podobnie wtórną genezę ma leukogranit izerski. K. S m u l i k o w s k i (in H. T e i s s e y r e, K. S m u l i k o w s k i, J. O b e r c, 1957, str. 249, 250) wysunął tezę, że skała ta utworzyła się z gnejsów izerskich pod wpływem roztworów zawierających sód, bor i fluor. Badania autora potwierdzają pogląd o wtórnej genezie leukogranitu, z tym że zjawisko przechodzenia części gnejsów (a może i skał serii łupkowych) w leukogranit jest związane z rekrytalizacją lokalnie wielokrotną, a w odniesieniu do najgrubiej uziarnionych leukogranitów również z pegmatytyzacją.

Zagadnienie granitów przedwarwyscyjskich w krystaliniku izerskim jest, jak widać kluczowe, nie tylko dla problemu petrogenety skał, ale i dla określenia względnego wieku zjawisk tektonicznych.

Skały krystaliniku izerskiego są wieku przedkambryjskiego i należą do gałęzi orlicko-izerskiej orogenu staroassyntyjskiego (J. O b e r c, 1966a, str. 63). Najmłodsze skały tego krystaliniku, tj. granity przedwarwyscyjskie powstały nieco później — po ustaniu ruchów młodoassyntyjskich. Na górną granicę wieku tych granitów rzuca światło znane od dawna występowanie niebieskiego kwarcu pochodzącego z granitu rumburskiego w formie okruchów w skałach górnoordowickich dookoła bloku karkonosko-izerskiego. W seriach tych w południowych Karkonoszach znalazł J. C h a l o u p s k y (1963, str. 152) otoczaki leukogranitu izerskiego zwanego przez tego autora granitem albitowym. W tym więc czasie skały ościenne granitów rumburskich i leukogranitów izerskich grubości kilkunastu kilometrów były już zerodowane. (J. O b e r c, 1966a, str. 62).

POWIERZCHNIE FOLIACJI

Powierzchnie foliacji w krystaliniku izerskim są zawsze równoległe do pierwotnego warstwowania. Z diagramu (fig. 1, 4) wynika, że przebiegają one NW-SE przy częstszych zapadach o składowej północnej niż południowej. Kąty zapadów są mierne lub strome. W pasmie łupkowym Starej Kamienicy na zachód od tej miejscowości oraz w pasmie Złotnik Lubańskich i koło Leśnej układają się one równoleżnikowo jako wynik nacisków południkowych w czasie ostatniego głównego fałdowania. W okolicy Bogatyni częste są kierunki południkowe i wschodnie zapady.

B-lineacja staroassyntyjska (ogólnie B_{eA})

B-lineacja związana z orogenezą staroassyntyjską jest różnorodnie wykształcona i różnego wieku w ramach tej orogenezy. Jest to lineacja ziarna, lineacja typu osi fałdów mezoskopowych. Najstarsza jest lineacja w łupkach łyszczkowych wykształcona jako linijne wyciągnięcie bądź linijne ułożenie łyszczków, w amfibolitach linijne ułożenie amfiboli. Określamy ją symbolem B_{1eA} (J. O b e r c, 1966b, str. 88). W gnejsach, które, jak już wiemy, są produktem granityzacji głównie parakinematycznej łupków, więc skałami młodszymi od tych ostatnich najważniejszym typem lineacji jest elongacja lub linijne ułożenie ziarn skalenia i agregatów kwarcowo-skaleniowych. Stosujemy dla nich symbol B_{2eA} (op. cit.,

str. 89). W niektórych odmianach gnejsów, w których łyszczki reliktowe są ułożone względnie wyciągnięte linijnie, występuje lineacja reliktowa typu B_{1eA} . Natomiast fałdy mezoskopowe zarówno w gnejsach, jak i w serii łupkowej są trudne do wiekowego odróżnienia od siebie. Podczas fałdowania gnejsów tworzyły się bowiem fałdy ciągnięte mezoskopowe zarówno w łupkach, jak i w gnejsach. Osie fałdów w obu typach skał określamy symbolem B_{feA} (op. cit., str. 90). Niewątpliwie jednak część drobnych fałdów mezoskopowych w łupkach jest przedgranityzacyjna.

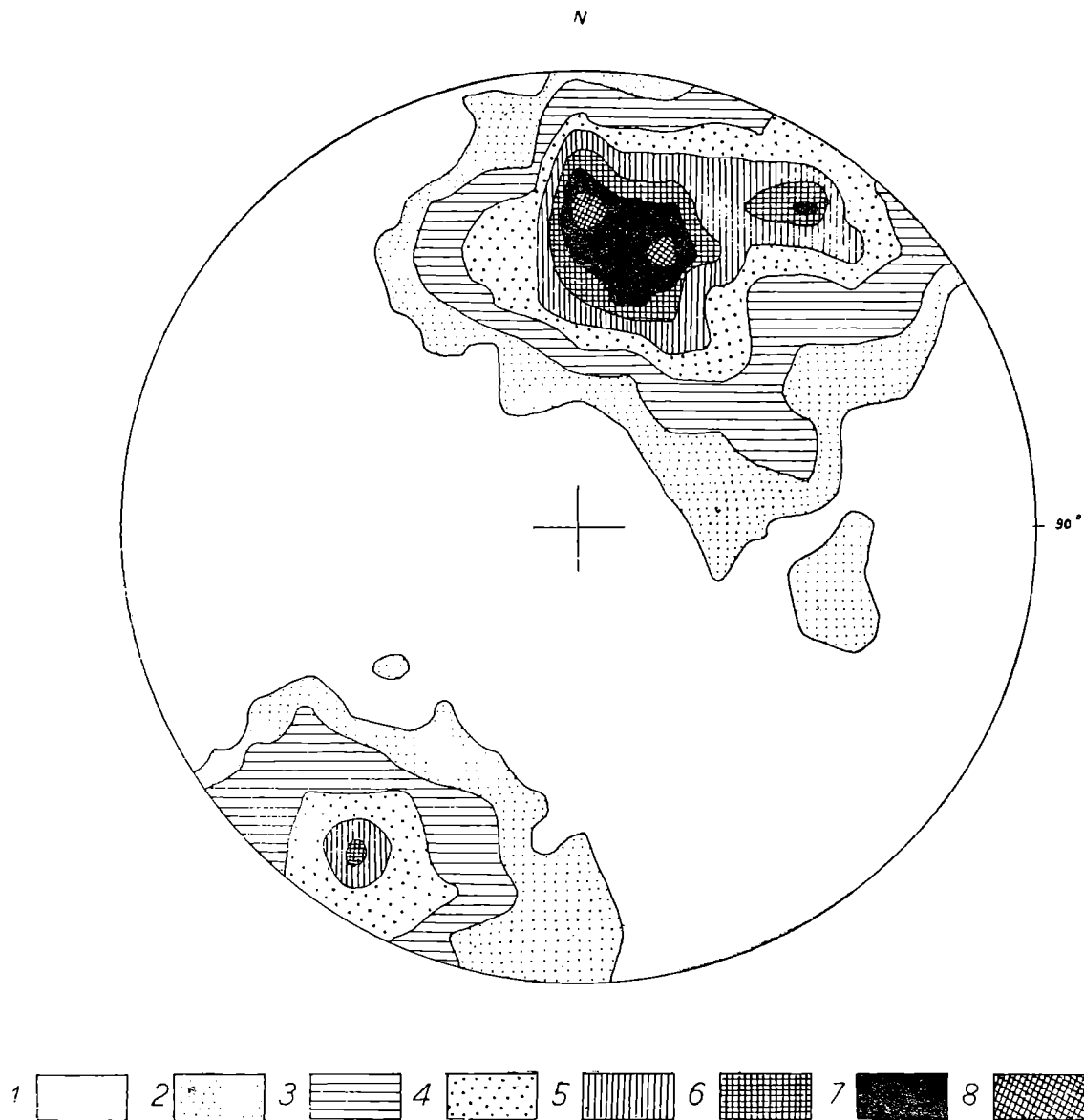


Fig. 1. Diagram foliacji w krystaliniku izerskim. 1456 pomiarów. Półkula górna:
 1. 0—1/2%; 2. 1/2—1%; 3. 1—2%; 4. 2—3%; 5. 3—4%; 6. 4—5%; 7. 5—6%; 8. > 6%
 Fig. 1. Diagram of foliation in the Izer Mts. crystalline massifs. 1456 measurements.
 Projection on the upper hemisphere

Wymienione typy lineacji w skałach izerskich są równoległe do siebie, co zostało stwierdzone w gnejsach, gdzie różnorodne skały występują obok siebie. Powstały więc w czasie ruchów mających jeden plan budowy, a trwających przez długi czas geologiczny. Mają one zapewne charakter fazowy, czego nie udało się jeszcze niezbicie udowodnić.

Systematyczne badanie orientacji przestrzennej B-lineacji zostało

zapoczątkowane przez autora (J. Oberc, 1961). Dalsze badania autora oraz magistrantów Zakładu Geologii Dynamicznej a obecnie po przemianowaniu Katedry Geologii Fizycznej Uniwersytetu Wrocławskiego nad tym zagadnieniem doprowadziły do uzyskania obrazu, który pozwala na szczegółową analizę i głębsze wnioski co do charakteru budowy krystaliniku izerskiego. Fig. 2 przedstawiająca B-lineację staroassyntyjską (B_{1eA} , B_{2eA} , B_{feA}) wykazuje wielki rozrzut tych struktur liniowych, co dowodzi daleko posuniętej przebudowy związanej w tym przypadku ze zmianami

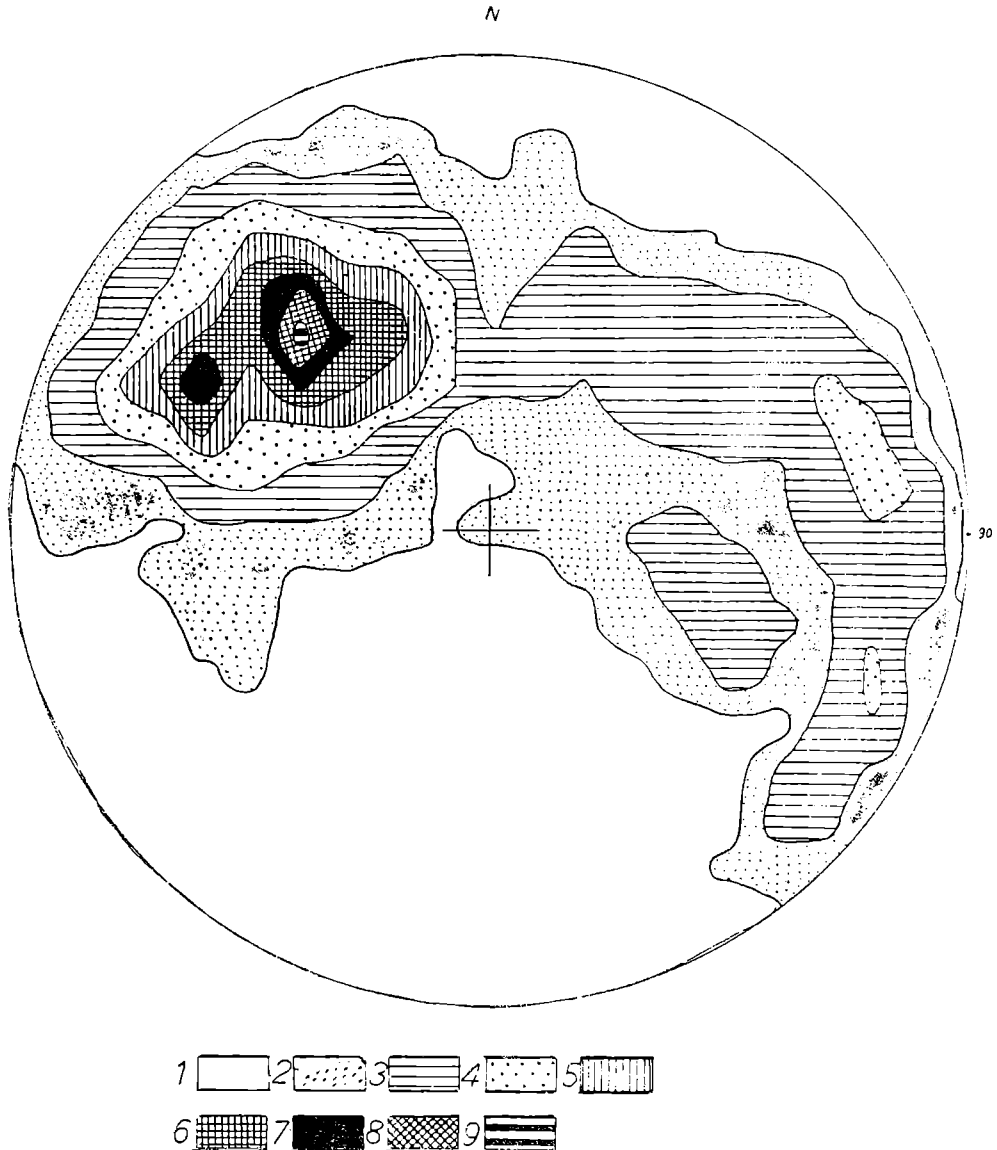


Fig. 2. Diagram lineacji B_{eA} w krystaliniku izerskim. 1308 pomiarów. półkula dolna: 1. 0—1/2%; 2. 1/2—1%; 3. 1—2%; 4. 2—3%; 5. 3—4%; 6. 4—5%; 7. 5—6%; 8. 6—7%; 9. > 7%

Fig. 2. Diagram of the B_{eA} lineation in Izera Mts. crystalline massif. 1308 measurements. Projection on the lower hemisphere

kierunku nacisków w postaroassyntyjskiej orogenezie. Zjawiska tej przebudowy były poruszane przez autora w jego wcześniejszych pracach (J. Oberc, 1961, str. 157, 158; 1965a, str. 301; 1965b, str. 82; 1966, str. 70, 71). Zjawiska te omawiał autor jedynie na podstawie przebiegu powierzchni foliacji. Z diagramu fig. 2 wynika wyraźnie, że B-lineacja staroassyntyjska zapada w różnych kierunkach: NW, SE, NE, oraz SW (WSN) na ogół pod kątami średnimi, co jest godne uwagi.

W tym zawiłym obrazie uzupełnionym przez fig. 5 możemy zauważyć pewne regularności, jeśli poszczególne kierunki zapadu lineacji ujmemy w ich rozprzestrzenieniu geograficznym. Zauważamy tu szereg pasów równoleżnikowych, w których obrębie lineacja B_{eA} układa się na zmianę w sposób charakterystyczny: w jednej grupie pasów zapady jej są skierowane ku NW, w drugiej panują zapady ku NE lub SW przy analogicznych — w obu typach pasów — północno-wschodnich lub południowo-zachodnich zapadach powierzchni foliacji. Między tymi typowymi kierunkami zapadów istnieją kierunki przejściowe, co uwidocznione jest w diagramie fig. 2 i 5. Również kierunki przejściowe spotykamy między zapadami lineacji ku NE, a rzadko na ogół zaznaczającymi się zapadami ku SE.

Powyższe cechy budowy krystaliniku izerskiego oparte na strefowym przebiegu określonych kierunków zapadu lineacji B_{eA} tłumaczy autor przebudową fałdów staroassyntyjskich w czasie ruchów młodoassyntyjskich. W starszej orogenezie powstała struktura leżących fałdów o kierunku NW-SE i wergencji SW (J. O b e r c, 1961, str. 158). W następnej młodoassyntyjskiej orogenezie zmienił się kierunek nacisków na południowy (J. O b e r c, 1965a, str. 301). Powierzchnie foliacji przyjęły orientację dzisiejszą. Wobec tego na skrzydłach normalnych nowo powstałych fałdów B-lineacja utrzymała poprzedni zasadniczy NW kierunek, lecz w związku ze stromieniem powierzchni foliacji ma ona znacznie stromszy kąt zapadu skierowany ku NW. Na skrzydłach normalnych doszło więc głównie do reorientacji pionowej (w płaszczyźnie pionowej) w mniejszym stopniu do reorientacji poziomej (w płaszczyźnie poziomej), aczkolwiek i taka miała miejsce, zwłaszcza przy wtórnym lokalnie pionowym i równoleżnikowym ustawieniu powierzchni foliacji. Północno-zachodnie kierunki zapadu B-lineacji występują też na skrzydłach odwróconych podrzędnych fałdów w obrębie skrzydła odwróconego fałdu nadrzędnego.

Na skrzydłach południowych fałdów umiarowych lub asymetrycznych (lub na odcinkach skrzydeł, na których fałdy mają te cechy) zapady B-lineacji skierowane są ku SE. Natomiast na skrzydłach odwróconych¹ nowo powstałych fałdów zapady lineacji B_{eA} są skierowane ku północnemu wschodowi (fig. 3a, b)². Na południowych skrzydłach wtórnych za-fałdowań skrzydła odwróconego fałdu nadrzędnego B-lineacja zapada ku południowemu zachodowi (fig. 3c). Wschodnie kierunki zapadu tej lineacji pojawiają się w strefach przegubów antyklinalnych lub synklinalnych nowo powstałych fałdów. Natomiast zapady zachodnie należy zaliczyć do przegubów wtórnych fałdów obalonych w obrębie skrzydła odwróconego większej struktury fałdowej.

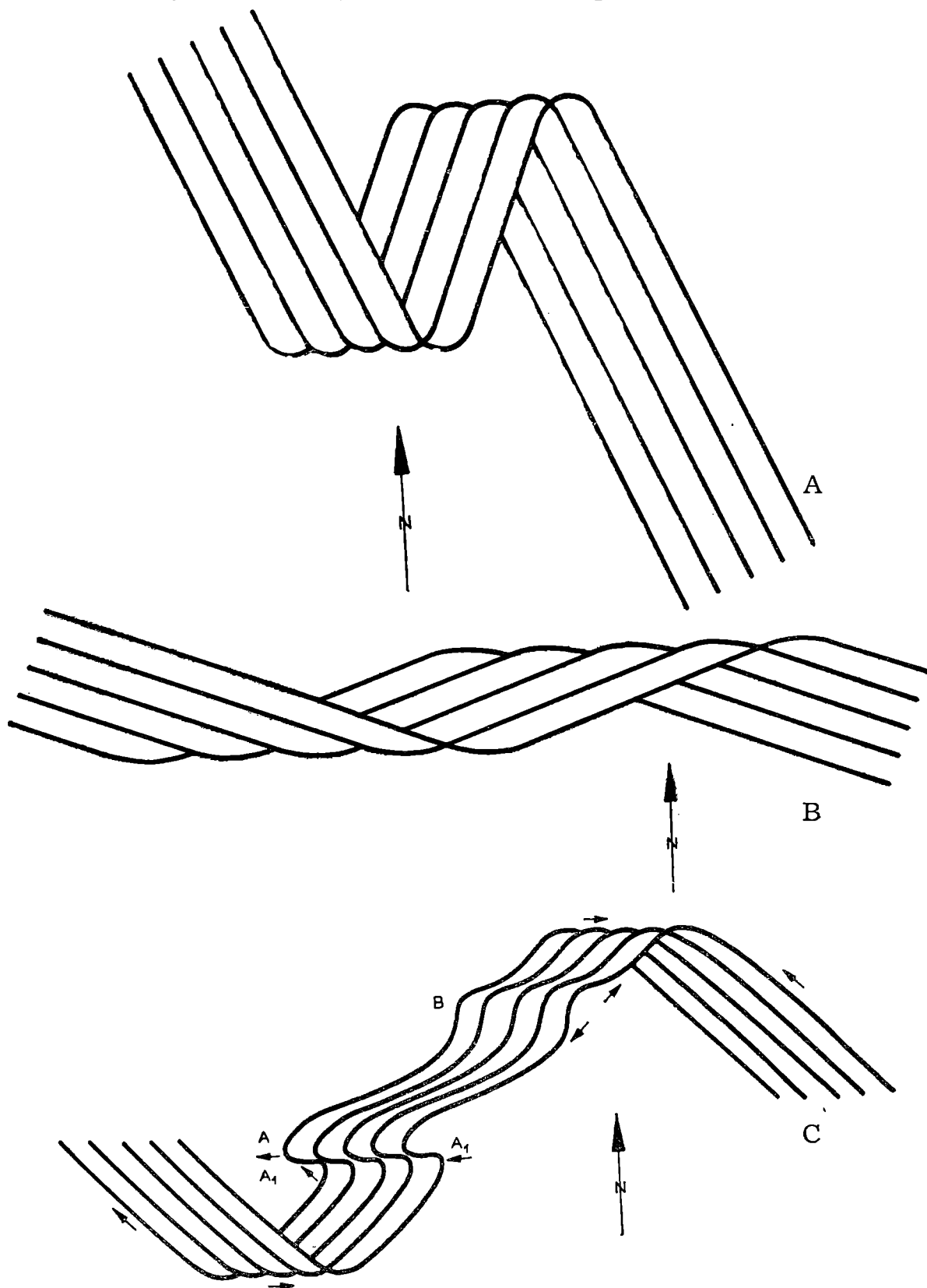
Schemat reorientacji lineacji B_{eA} w czasie ruchów młodoassyntyjskich przedstawia fig. 3. Osie powstałych nowych struktur możemy więc okre-

¹ Pojęcie skrzydła odwróconego nowo powstałego fałdu młodoassyntyjskiego B_{fjA} nie może być identyfikowane z serią odwróconą. W budowie przebudowywanych fałdów staroassyntyjskich o kierunku SE — NW niewątpliwie leżących brały udział zapewne zarówno serie normalne, jak i odwrócone. I jedno, i drugie weszły w skład skrzydeł normalnych i odwróconych nowo powstałych fałdów. Na tych ostatnich serie normalne fałdów starszych stały się odwróconymi, odwrócone normalnymi. Dlatego też autor mówi o skrzydłach, nie o seriach odwróconych fałdów młodoassyntyjskich.

² Przy wykonywaniu rysunków fig. 3a, b, c współpracował mgr inż. J. Sławomir Z e m ł a. Miło mi złożyć mu na tym miejscu wyrazy podziękowania.

ślic symboliem B_{fyA} . Są to fałdy nałożone (superposed folds). Obecna orientacja lineacji B_{eA} jest wynikiem nacisków skierowanych skośnie do osi struktury staroassyntyjskiej w czasie fałdowania młodoassyntyjskiego. Naciski te doprowadziły do intensywnej przebudowy starej struktury tektonicznej.

Reasumując to, co wyżej powiedziałem poszczególnym kierunkom



lineacji B_{eA} przypisać należy określoną pozycję w budowie nowo powstałych makroskopowych struktur tektonicznych B_{fyA} , i tak:

- zapad ku NW (najczęstszy) — skrzydło normalne północne fałdów dużych lub południowe skrzydła odwrócone wtórnych fałdów w obrębie skrzydła odwróconego większych fałdów leżących,
- zapad ku NE — skrzydło odwrócone,
- zapad ku SE — skrzydło normalne południowe,
- zapad ku SW — skrzydło południowe fałdów wtórnych w obrębie skrzydła odwróconego.
- Nietypowe i rzadko spotykane kierunki zapadu B-lineacji:
- zapady ku E — położone są w strefach przegubów antyklinalnych i synklinalnych,
- zapady ku W — przeguby wtórnych fałdów obalonych, na skrzydle odwróconym.

Przy zastosowanych w pracy kryteriach nie do uchwycenia są istniejące zapewne złuski, w których na powierzchni brak jest kompletnych skrzydła odwróconego. Takich sytuacji należy oczekiwać tam, gdzie szerokie rozprzestrzenienie mają skrzydła normalne. Nie można też udowodnić złuski począwszy od miejsc, gdzie na powierzchni zanikają skrzydła odwrócone fałdów.

Przyjmując powyższe regularności za punkt wyjścia możemy skonstruować mapę strukturalną budowy młodocasyntyjskiej krystaliniki izerskiej opartą na orientacji i reorientacji lineacji B_{eA} w czasie młodszych ruchów assyntyjskich. Konstrukcja tego rodzaju mapy jest więc kartowaniem tektonicznym opartym na strukturach mezoskopowych.

Powstała mapa ma charakter ciągle jeszcze przeglądowy. Przyczyną tego jest z jednej strony słabe odsłonięcie terenu, z drugiej zajmowanie znacznych terenów przez granit rumburski i leukogranit izerski oraz granodioryt zawidowski, w których obrębie materiału do skonstruowania tej mapy dostarczają jedynie enklawy szkieletowe tektonitów staroas-

Fig. 3. Schemat reorientacji lineacji B_{eA} w nałożonych fałdach makroskopowych B_{fyA} : 3A — rzut pionowy fałdu. Kierunek zapadu lineacji na skrzydłach normalnych około 340° , na skrzydle odwróconym około 20° . W strefach przegubów antyklinalnego i synklinalnego lineacja zapada ku E; 3B — rzut pionowy fałdu. Kierunek zapadu na skrzydłach normalnych 290° , na skrzydle odwróconym 70° . W strefach przegubów jak 3A; 3C — rzut aksometryczny fałdu. Kierunek zapadu lineacji na skrzydłach normalnych około 310° . Na skrzydle odwróconym wtórnie pofałdowanym generalny kierunek lineacji SW — NE. A — fałd obalony, na skrzydle odwróconym zapad lineacji ku NW (jak na skrzydle normalnym fałdu nadrzędnego); B — na skrzydle południowym fałdu umiarowego kierunek zapadu lineacji jest południowo-zachodni, na północnym — północno-wschodni. W strefach przegubów antyklinalnego i synklinalnego fałdu głównego zapad lineacji skierowany jest ku E; w strefach przegubu fałdu A — ku W (punkty A_1)

Fig. 3. Schematic diagram of reorientation of the B_{eA} lineation in the superposed macroscopic folds B_{fyA} : 3A — vertical projection of a fold. Direction of pitch of lineation in normal wings c. 340° , in the overturned limb c. 20° . In the hinge zones of the anticline and of the syncline the lineation pitches east; 3B — vertical projection of a fold. Direction of pitch of lineation in normal limbs c. 290° , in the overturned limb 70° , in the hinge zones as in 3A; 3C — axonometric projection of a fold. Direction of pitch of lineation in normal limbs c. 310° . In the overturned limb with secondary folds the general direction of lineation is SW — NE. A — Inclined fold. In the overturned limb lineation pitches towards NW, similarly as in the normal limb of the major fold; B — Symmetrical fold. In the southern limb lineation pitches south-west, in the northern limb lineation pitches north-east. In the hinge zones of the fold A lineation pitches west (Points A_1)

syntyjskich. W przyszłości obraz ten będzie ulegał uzupełnianiu i zapewne modyfikacjom przez zdobywanie nowych pomiarów głównie przy robotach ziemnych.

Jednostki tektoniczne krystaliniku izerskiego

Dotychczas nie były znane istotne cechy tektoniki skał obszaru izerskiego. Głównym kryterium podziału były pasma łupkowe przebiegające wśród gnejsów i granitów. Poszczególne pasma i poszczególne obszary zbudowane z gnejsów i granitów (przedwaryscyjskich) były traktowane jako jednostki początkowo tektoniczne (J. O b e r c, 1961, str. 155—157), a później już tylko geologiczne (J. O b e r c, 1965b, str. 82).

Obecnie najważniejszym kryterium dla odróżnienia jednostek tektonicznych jest kierunek zapadu lineacji B_{eA} , który został ustalony w czasie ruchów młodoassyntyjskich.

Przy wergencji południowej nowo powstałych licznych fałdów B_{fUA} kompletny fałd tego wieku składa się ze skrzydła normalnego północnego, gdzie lineacja B_{eA} zapada ku NW i południowego odwróconego, gdzie odnośna lineacja zapada ku NE lub nawet E, a na skrzydłach południowych wtórnych fałdów w obrębie skrzydła odwróconego ku SW. Fałdy normalne lub asymetryczne B_{fUA} odznaczają się południowo-wschodnim zapadem lineacji B_{eA} w obrębie skrzydeł południowych.

Do tych reguł należą drobne modyfikacje odcinka zachodniego struktury izerskiej. Na południe od Bogatyni lineacja B_{eA} na skrzydle normalnym fałdu Jasnej Góry zapada ku N lub NNE. Zjawisko to związane jest z południkowym w przybliżeniu przebiegiem powierzchni foliacji bliżej dotychczas nie wyjaśnionym.

Nomenklatura jednostek tektonicznych, które zostały wydzielone w dalszym ciągu pracy i na fig. 5, została przyjęta od miejscowości lub nazw obiektów topograficznych położonych na skrzydłach odwróconych fałdów lub w przypadku fałdów symetrycznych ewentualnie asymetrycznych od miejscowości położonych w obrębie skrzydeł południowych czy w strefach przegubu antyklinalnego. Symbole służące do oznaczania jednostek tektonicznych na fig. 5 zostały umieszczone w pobliżu śladów powierzchni nasunięć skierowanych ku południowi (zapadających ku północy) a ograniczających od południa poszczególne jednostki. Jednostki nie nasunięte mają symbole umieszczone w obrębie skrzydła odwróconego.

Wydzielone jednostki nie dają się prześledzić w całym swoim przebiegu. Przyczyną tego jest brak odkrywek na znacznych niekiedy obszarach, szerokie na niektórych terenach rozprzestrzenienie granitu rumberskiego, który powstając na drodze rekrytalizacji po ruchach młodoassyntyjskich powoduje zatarcie całych struktur fałdowych, wreszcie szerokie rozprzestrzenienie osadów młodszych. Poważną przeszkodą w prześledzeniu tektoniki krystaliniku izerskiego są luki w obserwacjach w okolicach Pobiednej, na północ od Rozdroża Izerskiego oraz na wschód i południowy wschód od Starej Kamienicy. Na zachód od Leśnej brak obserwacji z powodu zakrycia terenu i rozprzestrzenienia granodiorytu zawidowskiego. Konieczne więc było opracowanie oddzielnej nomenklatury jednostek po obu stronach wymienionych luk, zwłaszcza tam, gdzie niewątpliwie na ich przestrzeni zmienia się charakter budowy geologicznej. Granice jednostek młodoassyntyjskich B_{fUA} przebiegają równoleżnikowo. Jak wynika z diagramu (fig. 1) przecinają one w zasadzie pod kątem powierzchni foliacji zwłaszcza w gnejsach.

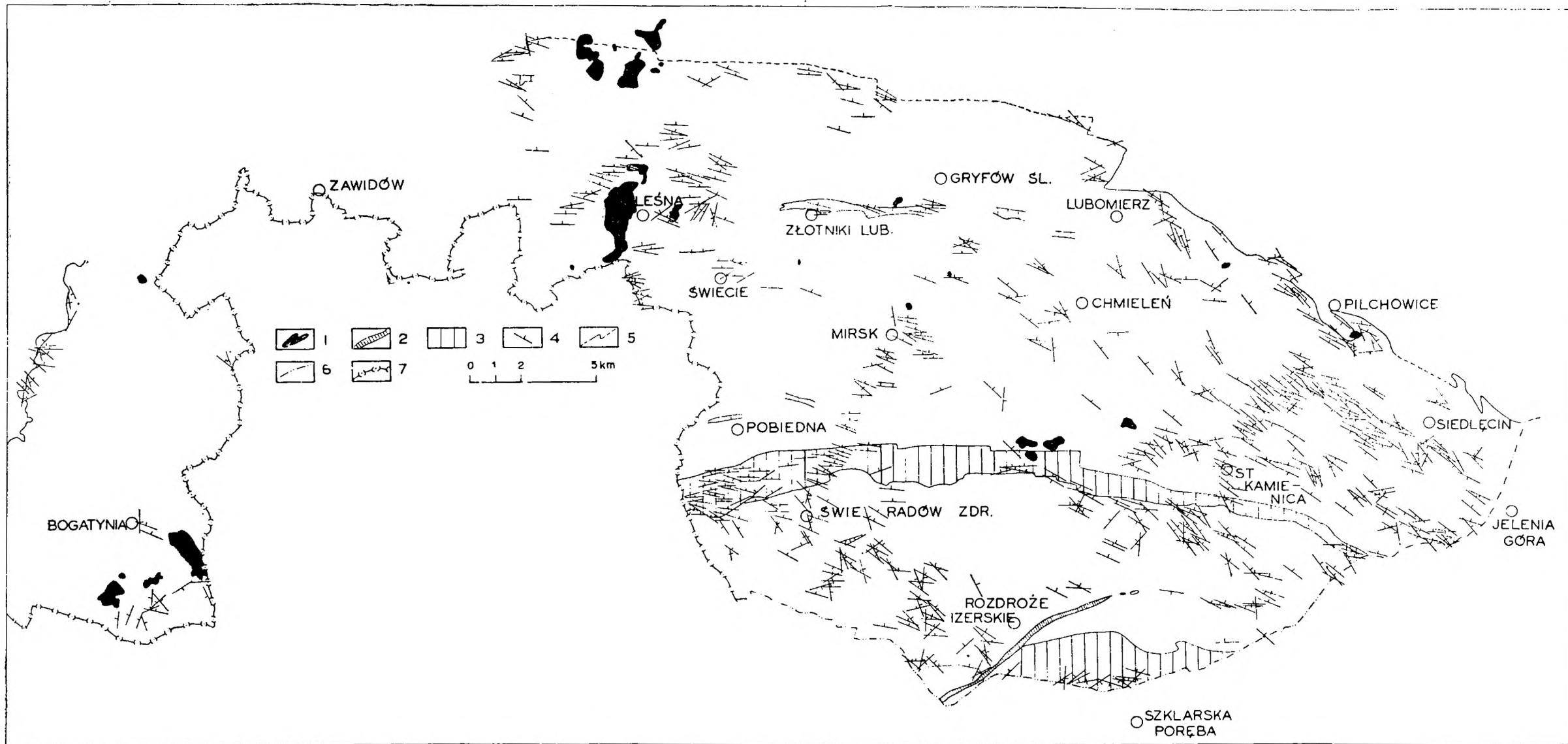


Fig. 4. Mapa kierunków powierzchni foliacji w gnejsach i serii łupkowej krystaliniku iżerskiego: 1 — bazalty i skały alkaliczne trzeciorzędu; 2 — skały kwarcytowe Rozdroża Iżerskiego — proterozoik; 3 — seria łupków łuszczykowych — proterozoik; 4 — orientacja powierzchni foliacji; 5 — północno-wschodnia granica krystaliniku iżerskiego; 6 — granica krystaliniku z karkonosko-iżerską intruzją waryscyjską granitów; 7 — granica państwa

Fig. 4. Map of directions of foliation in gneisses and schists in the Iżera Mts. crystalline massif: 1 — Tertiary basalts and alkaline rocks; 2 — Proterozoic quartzites of Rozdroże Iżerskie; 3 — Proterozoic mica schists; 4 — orientation of foliation planes, 5 — north-east boundary of the Iżera Mts. massif; 6 — boundary of the Iżera Mts., crystalline massif and of the variscan granite of the Karkonosze Mts.; 7 — state boundary

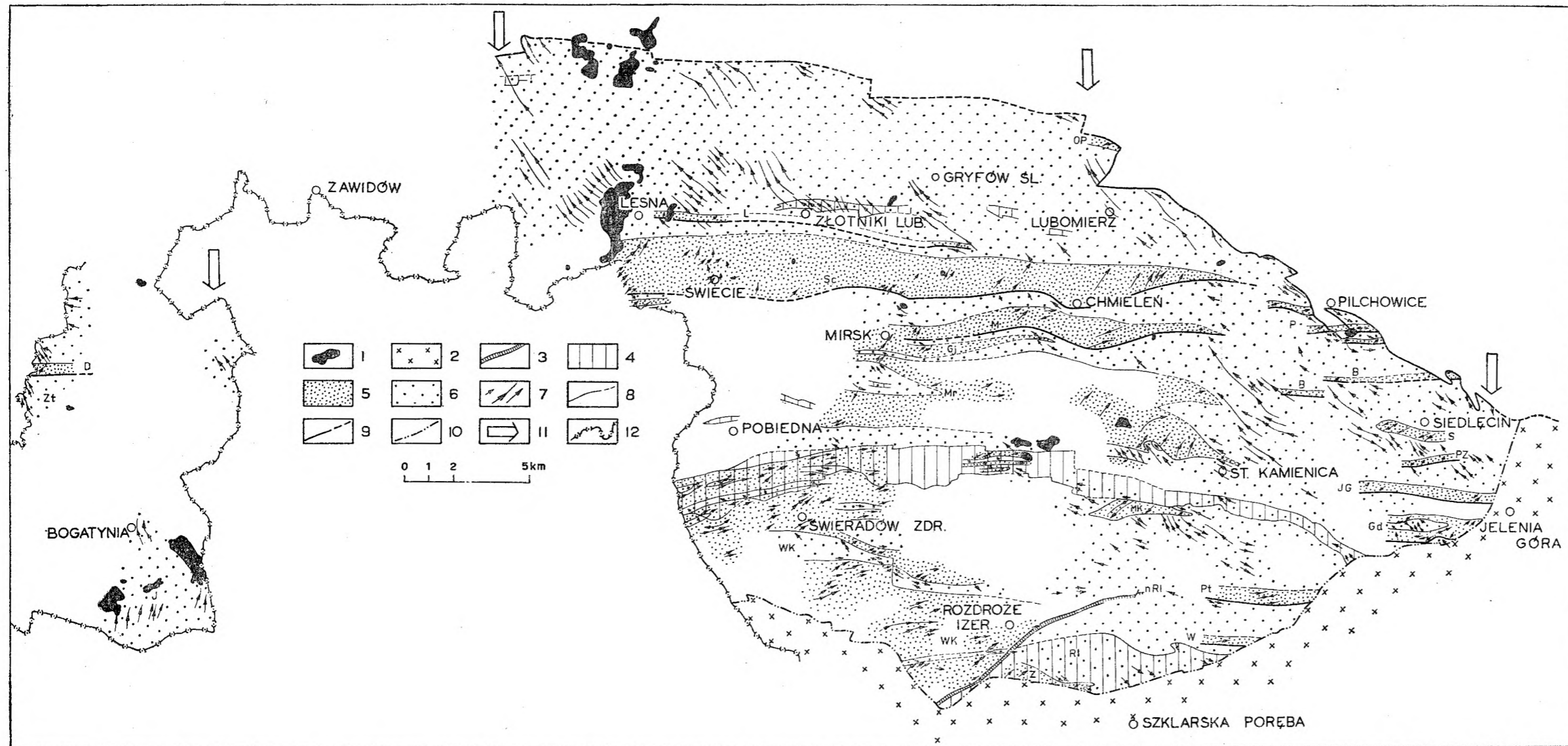


Fig. 5. Struktura tektoniczna obszaru izerskiego. Serie skalne: 1 — bazalty i skały alkaliczne młodszego trzeciorzędu; 2 — granit waryscyjski karkonosko-izerski; 3 — skały kwarcowe Rozdroża Izerskiego; 4 — seria łupków łyszczykowych (proterozoik) U w a g a: Nie wydzielone na obszarze izerskim skały to: gnejsy (proterozoik), granit rumburski i leukogranit (eokambry). Fałdy młodooasyntyjskie B_{fJA} : 5 — skrzydła odwrócone fałdów; 6 — skrzydła normalne fałdów.

Inne znaki: 7 — kierunek i zapad B-lineacji staroasyntyjskiej B_{eA} ; 8 — granice warstw, granice między skrzydłami normalnymi i odwróconymi fałdów B_{fJA} ; 9 — nasunięcia młodooasyntyjskie, północno-wschodnia granica krystaliniku izerskiego; 10 — kontakt intruzyjny granitu karkonosko-izerskiego; 11 — kierunek transportu tektonicznego podczas formowania się struktury młodooasyntyjskiej na obszarze izerskim; 12 — granica państwa.

U w a g a: Granice granitu rumburskiego i leukogranitu izerskiego rozwijających się przez rekrystalizację głównie gnejsów izerskich skrzydeł normalnych i odwróconych fałdów B_{fJA} nie zostały zaznaczone.

Symbole ważniejszych fałdów B_{fJA} : B — fałd Barcinka; D — Działoszyna; GJ — Gajówki; Gd — Goduszyna; J — Jasnej Góry; JG — Jeleniej Góry; L — Leśnej; M — Mirskiej; MK — Małej Kamienicy; Mr — Mroczkowiec; OP — Olesznej Podgórskiej; P — fałdy Pilchowice; Pt — fałd Piaśtowa; PZ — Perły Zachodu; RI — struktura Rozdroża Izerskiego; S — fałd Siedlecin; Sc — Swiecia; W — Wrześnicy; WK — Wysokiej Kopy; Z — Zwaliska; Zt — Zatonia

Fig. 5. Tectonic structure of Izer Mts. massif: 1 — Neogene basalts and alkaline rocks; 2 — variscan granite of the Karkonosze Mts.; 3 — Quartz rocks of Rozdroże Izerskie; 4 — Proterozoic micaschists;

Remark: The Proterozoic gneisses and the Eocambrian Rumburk granite and the leucogranite are not marked on the map. Late Assynthian folds B_{fJA} ; 5 — normal limbs; 6 — overturned limbs.

Other symbols: 7 — direction and pitch of the Early Assynthian B-lineation B_{eA} ; 8 — boundaries of strata, boundaries between normal and overturned limbs of the B_{fJA} folds; 9 — Late Assynthian overthrusts, north-eastern boundary of the Izer Mts. massif; 10 — intrusive contact of the Karkonosze Mts. granite; 11 — direction of the tectonic transport during the formation of the Late Assynthian structure in the Izer Mts. area; 12 — state boundary.

Remark: The boundaries of the Rumburk granite and of the leucogranite formed by recrystallization mainly of the Izer Mts. gneisses of the normal and overturned limbs of the B_{fJA} folds are not marked.

Symbols denoting the major B_{fJA} folds: B — Barcinek fold; D — Działoszyn fold; GJ — Gajówka fold; Gd — Goduszyn fold; J — Jasna Góra fold; JG — Jelenia Góra fold; M — Mirsk fold; MK — Mała kamienica fold; Mr — Mroczkowiec fold; OP — Oleszna Podgórska fold; P — Pilchowice folds; Pt — Piaśtowo fold; PZ — Perła Zachodu fold; RI — Rozdroże Izerskie structure; S — Siedlecin fold; Sc — Swiecia fold; W — Wrześnica fold; Z — Zwalisko fold; Zt — Zatonie fold

W północnej części obszaru w okolicy Gryfowa Śląskiego i Leśnej szerokie rozprzestrzenienie mają skrzydła normalne. Na obecność oddzielnych fałdów wskazują jedynie odwrócone skrzydła w okolicy Olesznej Podgórskiej oraz wąskie silnie zredukowane skrzydło odwrócone fałdu na wschód od Leśnej (fałd Leśnej).

Na wschód od linii Rozdroże Izerskie — Stara Kamienica, a od tej miejscowości dalej ku północy szerokie rozprzestrzenienie mają skrzydła normalne fałdów młodoassyntyjskich. Podobnie ma się sprawa na zachodzie, tj. w dalszej okolicy Bogatyni.

Skrzydła odwrócone fałdów B_{fyA} mają wielki zasięg w środkowej części obszaru między okolicami Świecia, Chmielena, Starej Kamienicy oraz między Pobiedną a Rozdrożem Izerskim.

Fałd Świecia jest pierwszą od północy strukturą o szerokim skrzydle odwróconym. W pozostałych fałdach tej strefy między Mirskiem a Starą Kamienicą przy dzisiejszym stanie odkrywek duży zasięg powierzchniowy mają skrzydła odwrócone. Są tu też fałdy nie złuskowane w obrębie skrzydła odwróconego (fałdy Gajówki i Mroczkowic) lub złuskowane jak fałd Mirska.

Drugim wielkim obszarem rozprzestrzenienia skrzydła odwróconego jest zachodni odcinek Wysokiego Grzbietu. Jest to struktura tektoniczna Wysokiej Kopy. W jej obrębie pojawiają się liczne, lecz wąskie równoleżnikowe strefy skrzydeł normalnych zarówno w obrębie łupków pasa Starej Kamienicy w okolicy Czerniawy, jak i leżącej ku południowi strefy gnejsowej. Są to wtórne zafałdowania skrzydła odwróconego jednej dużej jednostki tektonicznej, których wyszczególnienie w tej pracy nie jest konieczne. Jednostka Wysokiej Kopy zanurza się ku SSE pod nasunięte skały kwarcytowe przebiegające wąską strefą przez Izerskie Garby, Rozdroże Izerskie, Piaskową Górę w kierunku Kopańca, do którego zdają się nie dochodzić. Skały kwarcytowe stanowią spagową partię jednostki nasuniętej ku północy, której wyższe partie obejmują wschodni odcinek Wysokiego Grzbietu. Proponuję dla niej nazwę struktury Rozdroża Izerskiego. W jej budowie skrzydła odwrócone tworzą jedynie wąskie pasy w fałdach Wrześnicy, Piastowa i Zwaliska, który reprezentowany jest przez pasmo łupkowe Szklarskiej Poręby.

Skały kwarcowe Rozdroża Izerskiego badali ostatnio J. M. Sz a ł a m a c h o w i e (1966). Autorzy ci doszli do wniosku, że powstały one kosztem gnejsów po ich uprzedniej mylonityzacji. Kwarc wypiera pozostałe składniki gnejsów, głównie skażeń.

Nasunięcie Rozdroża Izerskiego powstało w końcowym etapie ruchów młodoassyntyjskich, kiedy fałdy Wysokiego Grzbietu były już uformowane. Nasunięcie to ścina skośnie osie fałdów po obu jego stronach. Jest ono wyrazem stressu kompresyjnego działającego prostopadle do fałdów B_{fyA} .

Północno-wschodni odcinek struktury izerskiej składa się z łusek: Barcinka, Perły Zachodu i Jeleniej Góry, kilku łusek w okolicy Pilchowic, antyklinalnego zafałdowania skrzydła odwróconego w fałdzie Siedlęcina oraz skomplikowanej choć niewielkiej struktury Goduszyna. Na przeszkodzie w powiązaniu tych jednostek z jednostkami centralnej partii obszaru izerskiego stoi szerokie rozprzestrzenienie młodszego od tych struktur granitu rumburskiego i słabe odsłonięcie terenu. Jest możliwe, że jednostki obu tych obszarów nie łączyły się z sobą przed powstaniem tego granitu. Wskazuje na to znaczny zasięg skrzydeł normalnych w tej okolicy.

Na uwagę zasługuje fakt, że wschodni odcinek pasma łupkowego Starej Kamienicy należy niemal wyłącznie do skrzydeł normalnych w przeciwieństwie do okolic Czerniawy i Świeradowa, gdzie w tym samym pasmie łupkowym przeważają skrzydła odwrócone. Na wschodnim odcinku skrzydło odwrócone pojawiło się na powierzchni na południe od pasma łupkowego w gnejsach okolic Małej Kamienicy (fałd Małej Kamienicy).

Na zachodzie w profilu Nysy Łużyckiej jedynie na południowy zachód od Działoszyna znajduje się wąski pas skrzydła odwróconego fałdu Działoszyna. Fałd ten nasunięty jest na jednostkę Zatonia. Bliższemu poznaniu jednostek tektonicznych tego terenu stoi na przeszkodzie szerokie rozprzestrzenienie produktywnej formacji trzeciorzędowej okolic Bogatyni.

Stanowisko pasm łupkowych

Jak wyżej podkreślono, pasma łupkowe były dawniej podstawą do podziału krystaliniku izerskiego na jednostki geologiczne. Badania przestrzennej orientacji lineacji B_{eA} dostarczają materiału do wniosku, że pasma łupkowe same nie stanowią oddzielnych jednostek tektonicznych i nie oddzielają od siebie jednostek zbudowanych z gnejsów i granitów. Występują one na skrzydłach normalnych większych fałdów B_{fyA} (wschodni odcinek pasma łupkowego Starej Kamienicy, znaczna część pasma łupkowego Szklarskiej Poręby oraz całe pasmo Złotnik Lubaniskich). W obrębie zachodniej części pasma łupkowego Starej Kamienicy przeważają skrzydła odwrócone.

Wobec takiego wyniku badań z dużym prawdopodobieństwem możemy wysunąć wniosek, że oddzielne w intersekcji pasma łupkowe stanowią jeden nie zgranityzowany przed ruchami młodoassyntyjskimi zachowany wśród gnejsów element łupkowy rozbity dopiero w czasie ruchów młodoassyntyjskich na kilka elementów, z których 3—4¹ znamy na powierzchni, biorący udział w budowie różnych fałdów B_{fyA} . W niektórych fałdach dostatecznie silnie elewowanych został on nadcięty przez erozję. W innych fałdach może on być położony poniżej lub powyżej dzisiejszego poziomu intersekcyjnego.

Dotychczas poszczególne pasma łupkowe nie były łączone z sobą; jedynie w pracy J. O b e r c a (1961, fig. 3, str. 161) łączone jest pasmo Starej Kamienicy z pasmem Szklarskiej Poręby.

Tak regularny przebieg poszczególnych pasm łupkowych w intersekcji nałożonych fałdów B_{fyA} rzuca światło na tektonikę przebudowanych struktur staroassyntyjskich. Dowodzi to, że przebudowana struktura miała charakter bardzo regularny dużych fałdów leżących, których powierzchnie osiowe były zbliżone do poziomu (J. O b e r c, 1961, str. 157, 158).

STOSUNEK GRANITÓW DO SKAŁ NIEZHOMOGENIZOWANYCH

Granit rumburski i leukogranit izerski rozwija się kosztem skał niezhomogenizowanych, głównie gnejsów, a także skał serii łupkowej. Dowodzą tego liczne enklawy tych skał w obrębie skał granitowych oraz ścinanie powierzchni foliacji tych skał przez granit. Dla określenia wieku tego zjawiska należy rozpatrzyć stosunek granitów do fałdów B_{fyA} . Łatwo stwierdzić brak cech tektoniki intruzyjnej w skałach ościennych granitów. Granity wżerają się różnej wielkości zatokami w obręb skał ościen-

¹ Czwarte pasmo mogą reprezentować fragmentarycznie zachowane łupki i amfibolity w okolicy Pobiednej i Mroczkowic.

nych. Elementy tektoniczne skał tworzących enklawy w obu granitach, tj. foliacja i lineacja, są zorientowane analogicznie jak w tych skałach, gdzie tworzą one większe masy. Bardziej stałe są kierunki foliacji w enklawach, gdyż orientacja tych powierzchni wykazuje mniejszy rozrzut. Większy jest rozrzut lineacji B_{eA} w enklawach, jak zresztą jest on większy w dużych jednostkach zbudowanych ze skał nie zhomogenizowanych. Są w nich reprezentowane wszystkie zasadnicze kierunki lineacji B_{eA} , które się stwierdza w obrębie łupków i gnejsów. Orientacja B-lineacji w enklawach zawsze nawiązuje do blisko położonych większych mas skał przedgranitowych. Wobec tego enklawy te musimy uznać za autochtoniczne, czyli szkieletowe.

Należy też zwrócić uwagę, że granity izerskie nie są w zasadzie zdeformowane. Słabo zaznaczające się w nich niekiedy struktury płaskorównoległe (planarne) są dowodem stanu nie osiągniętej jeszcze gruntownej homogenizacji. Pogranitowe ruchy nie miały więc charakteru fałdowego i nie wytworzyły w zasadzie tektonitów. Tego rodzaju zachowanie się struktur mezoskopowych przy poprzednim wniosku co do charakteru makroskopowych struktur staroassyntyjskich dowodzą, że granity przedwaryscyjskie w Górach Izerskich rozwinęły się po ustaniu kompresji młodoassyntyjskiej. Mają one charakter autochtoniczny. W czasie ordowiku były już erodowane, czego dowodzą cytowane już wyniki J. Chaloupskiego (1963, str. 152).

Katedra Geologii Fizycznej
Uniwersytetu Wrocławskiego
październik 1966

WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Chaloupsky J. (1963), Konglomeráty v krkonošském krystaliniku (Die Konglomerate im Kristallin von Krkonose (Riesengebirge). *Sborn. Ústř. Úst. Geol.* sv. 28, p. 143—190.
- Kozłowska-Koch M. (1960), Some New Petrologic Observations Concerning the Iser Granite-gneisses of West Sudeten. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. sc. geol. geogr.* 8, No. 3 p. 181—190.
- Oberc J. (1958), Izerska seria suprakrustalna. *Prz. geol.* nr 8/9.
- Oberc J. (1961), An outline of the geology of the Karkonosze — Izer Block. *Z. nauk. Uniw. Wrocł.*, 8, p. 138—170.
- Oberc J. (1965a), Postępy geologii prekambriu na Dolnym Śląsku. Progress in the Pre-Cambrian geology of Lower Silesia. *Prz. geol.* nr 7, p. 298—304.
- Oberc J. (1965b), Stanowisko tektoniczne granitu Karkonoszy (The tectonic position of the Karkonosze granite). *Biul. Inst. Geol.* 191, p. 68v—109.
- Oberc J. (1966a), Górotwór staroassyntyjski na Dolnym Śląsku (The early-assynitic orogene in Lower Silesia). *Z geologii Ziemi Zachodnich*, PWN Wrocław, p. 57—83.
- Oberc J. (1966b), Geologia krystaliniku Wzgórz Strzelińskich (Geology of Crystalline rocks of the Wzgórza Strzelińskie Hills. Lower Silesia). *Studia geol. pol.* 20, p. 1—187.
- Szalamachowie J., M. (1966), O strefie dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego w Górach Izerskich (Dislocation zone of Rozdroże Izerskie in the Izerskie Mountains. *Kwart. geol.* 10, z. 3, p. 666—688.
- Teisseyre H., Smulikowski K., Oberc J. (1957), Regionalna geologia Polski, 3. Sudety. *Pol. Tow. Geol.*, Kraków.

W części graficznej wykorzystano prace magisterskie wykonane pod kierunkiem autora, a znajdujące się w archiwum Katedry Geologii Fizycznej Uniwersytetu Wrocławskiego.

- Dziedzic M. (1962), Zdjęcie geologiczne okolic Starej Kamienicy.
Dzioba T. (1962), Zdjęcie geologiczne okolic Przeczniczy w paśmie łupków łyszczykowych Starej Kamienicy.
Kościelny Z. (1963), Zdjęcie geologiczne okolicy Wojcieszyc.
Kotowski J. (1963), Zdjęcie geologiczne okolic Barcinka.
Maksymowicz A. (1964), Zdjęcie geologiczne okolic Leśnej.
Mroczkowski J. (1960), Zdjęcie geologiczne strefy łupków łyszczykowych w okolicy Szklarskiej Poręby.
Oberc T. (1963), Zdjęcie geologiczne SW części arkusza Lubomierz.
Rospond J. (1963), Zdjęcie geologiczne okolic na zachód od Lilchowic.
Sahanbiński M. (1962), Zdjęcie geologiczne okolic Świeradowa Zdroju.
oraz Geologische Karte von Preussen 1 : 25.000, Blatt: Alt Kemnitz, Bad Warmbrunn, Flinsberg — Strickenhäuser, Friedeberg am Quaiss, Greiffenberg, Hirschberg, Hirschfelde, Marklissa, Ostritz, Schreiberhau — Schnee grubenbaude, Wigandsthal-Tafelfichte.

SUMMARY

The Pre-Cambrian Izer a Mts crystalline massif situated in the western Sudetes consists of: the Izer a Mts gneisses formed by granitisation of schists (J. Oberc 1958, p. 389; M. Kozłowska-Koch 1960, p. 190), the Rumburk granite formed mainly by recrystallization of gneisses (J. Oberc 1961, p. 148), and of leucogranites which are also products of secondary modifications of gneisses (K. Smulikowski in: H. Tisseyre, K. Smulikowski and J. Oberc 1957, pp. 249, 250). According to the present writer these modifications resulted from repeated recrystallization and locally from pegmatitization. The schist series is preserved in the form of three schist belts striking east-west: the southern Szklarska Poręba belt, the middle Stara Kamienica belt, and the northern Złotniki Lubańskie belt.

Foliation planes

The foliation planes (Fig. 1, 4) parallel to the original bedding are striking NW-SE. Steep or medium dips are directed towards NE and SW. Foliation planes are striking east-west in the western part of the Stara Kamienica schist belt, in the Złotniki Lubańskie belt and in the Leśna area, while north-south strikes are present south-east of Bogatynia.

Early Assynthian B-lineation (B_{eA})

The Early Assynthian lineation (general notation: B_{eA}) is denoted as follows: lineation of grains in the micaschists — B_{1eA} , in the gneisses — B_{2eA} , axes of mesoscopic folds in schists and gneisses — B_{feA} . These types of lineation are parallel. Fig. 2 shows a great dispersion of directions and magnitude of pitch of the B_{eA} lineation, exceeding markedly that of the foliation. This indicates strong remodelling of the Early Assynthian structure. The cartographic presentation of this lineation (Fig. 5) shows a pattern in its distribution. Directions of the B_{eA} lineation form alternating belts extending in the east-west direction. In one group of belts the pitch is directed towards NW and rarely towards SE, while in the second group the pitch is directed towards NE or SW. This distribution of the B_{eA} lineation is regarded by the author as resulting a remodelling

of this part of the branch of the — Orlickie Mts. Izera Mts. Early Assynthian orogen in which a SE-NW direction of the B -lineation is typical. Large recumbent folds were striking SE-NW in the Izera Mts and had a south — western vergency. The remodelling of the structure of the area took place during Late Assynthian folding with stress directed south, according to the rules presented in Fig. 3a, b, c. The B_{eA} lineation was reoriented in the newly formed Late Assynthian macroscopic structures B_{fyA} .

The limbs of these superposed folds correspond with the new orientation of the B_{eA} lineation.

NW pitch indicates normal northern limbs of large folds or southern overturned limbs of secondary folds within the overturned limbs of larger recumbent folds

NE pitch indicates overturned limbs

SE pitch indicates normal southern limbs

SW pitch indicates southern limbs of secondary folds within the overturned limb

E pitch marks the hinge zones of anticlines and synclines

W pitch indicates the hinge zones of secondary inclined folds in the overturned limbs of larger recumbent folds.

A map of the Late Assynthian structure of the Izera Mts was obtained by drawing boundaries between zones with different orientation of the B_{eA} lineation. Blank areas on the map are caused by lack of outcrops, by masking by younger series and finally by bodies of pre-Variscan granites formed by recrystallization. The recrystallization processes younger than the formation of the east-west folds B_{fyA} obliterated large fragments of these structures. Only the orientation of foliation planes and of the B_{eA} lineation in enclaves autochthonous or skeletal of tectonites within these granites helps in the reconstruction of the Late Assynthian structure in these places.

Tectonic units of the Izera Mts crystalline massif

The schist belts stretching among the gneisses were used hitherto for the division of the Izera Mts area into tectonic units (J. O b e r c 1961, pp. 155—157, 1965, p. 82). Presently the direction of pitch of the B_{eA} lineation formed during Late Assynthian folding is used as the principal criterion. The majority of Late Assynthian folds B_{fyA} consists of a normal northern limb in which the B_{eA} lineation pitches north-west, and in the Bogatynia area north, and of an overturned southern limb, in which the lineation pitches north-east, east or south-west. Normal or asymmetric B_{fyA} folds have in their southern wings south-east pitch of the B_{eA} lineation.

The symbols of tectonic units (Fig. 5) are placed on the map near the intersection lines of the thrust planes dipping north, along which the rocks were thrust southward.

Large areas belonging to overturned limbs of folds are present between Mirsk, Chmielęń and Stara Kamienica. They include the Leśna fold with a strongly reduced southern limb, the Świecie fold with a broad overturned limb, the Mirsk fold and the Mroczkowice fold. Also in the Wysoka Kopa unit the overturned limb has a great extent. The Wysoka Kopa unit plugs under the Rozdroże Izerskie overthrust which is directed north and extends as far as Kopaniec. The basal part of the

series thrust over is represented by quartz rocks studied recently by J. and M. Szałamacha (1966). The higher parts of the Rozdroże Izerskie unit comprise the eastern portion of the Wysoki Grzbiet range. Overturned limbs permit there the determination of three folds viz. the Zwalisko fold, the Wrzeźnica fold and the Piastowo fold. The folds of the north-eastern part of the Izera Mts massif comprise a group of folds with preserved overturned limbs in the Pilchowice area, and the Jelenia Góra scale, the Perła Zachodu scale and the Barcinek scale. It is not possible to connect these folds with the folds of the central area. Possibly the connection did not exist even before the formation of the Rumburk granite.

The eastern part of the Stara Kamienica schist belt belongs to a normal limb, while in the western part of this schist belt overturned limb are predominating in the area of Świeradów and Pobiedna.

In the profile of the Nysa Łużycka river the Działoszyn fold thrust over the Żatonie fold were determined. Continental Miocene deposits are masking the structure between the latter and the Jasna Góra fold.

The boundaries of the established tectonic units are extending in the east-west direction and they seem to cross obliquely the foliation planes, especially in the gneisses.

The position of the schist belts

The schist belts extending in the east-west direction occur in the normal limbs of folds (the Złotniki Lubańskie belt, the eastern part of the Stara Kamienica belt, and the major part of the Szklarska Poręba belt). Only the western part of the Stara Kamienica belt is strongly folded and forms predominantly an overturned limb.

The individual belts formed one macroscopic non-granitized relict after the Early-Assynthian folding. During the Late Assynthian folding this relict was disrupted and included into a number of folds. The occurrences of the schist series at Pobiedna and Mroczkowice form possibly its fragments. The regular course of the schist belts over large areas indicate that the Early Assynthian structure of the area of the Izera Mts consisted of regular recumbent folds. The east-west extension of the schist belts and the northern dips of foliation surfaces in the Late Assynthian structure indicate, that the stress in this folding was directed southward (J. Oberc 1961, p. 157, 158).

The relation of the granites to the non-homogenized rocks

The autochthonous Rumburk granite and the leucogranite are penetrating the fold structures of the B_{fVA} system.

The granites contain enclaves of the Izera Mts tectonites in which the foliation and the B_{eA} lineation have the same orientation as in the nearest larger masses of gneisses and schists. Therefore these enclaves are autochthonous or skeletal enclaves which may be utilized for the reconstruction of pregranitization tectonic structures. The granites of the Izera Mts area are not deformed in general. The presence of poorly marked parallel planes textures indicate that the homogenization is imperfect. Tectonic movements later than the granites did not produce appreciable amounts of tectonites.

Department of Physical Geology
University of Wrocław

translated
by R. Unrug