

DENUDACJA PRAKARKONOSZY W PERMOKARBONIE I MEZozoIKU

Denudation of the ancient Karkonosze Mts during Permo-Carboniferous and Mesosoic Era

Michał Paweł MIERZEJEWSKI

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

„To prawdopodobne, ale można to było powiedzieć
w sposób bardziej skomplikowany”.
Dag Hammarskjöld

SPIS TREŚCI

Wstęp	198
Hipotetyczny model denudacji obszaru granitowego	199
Zmiany szybkości ruchów pionowych	199
Ocena wpływu klimatu na wielkość denudacji	200
Ocena natężenia denudacji permokarbońskiej i mezozoicznej Prakarkonoszy na podstawie danych geologicznych	201
Degradacja wizeńska	201
Średnia denudacja karbońska i dolnopermska	202
Głębokość umiejscowienia się magmy	202
Czas umiejscowienia się magmy	203
Denudacja od początku namuru po sakson	204
Denudacja od środkowego westfalu do dziś	204
Denudacja od górnego czerwonego spągowca (saksonu) po dzień dzisiejszy	205
Denudacja od środkowego westfalu do górnego czerwonego spągowca	209
Denudacja od początku namuru po środkowy westfal	209
Denudacja od początku turonu do dnia dzisiejszego oraz od saksonu po turon	210
Krzywa denudacji Prakarkonoszy i uwagi końcowe	211
Wnioski	215
Literatura	215
Summary	218

Streszczenie. W pracy podjęto próbę określenia dawnej denudacji granitowego masywu Prakarkonoszy i jej zmienności w czasie. Zadanie to rozwiązywano dwoma sposobami.

W części pierwszej starano się od odwzorowania procesów ogólnych dojść do szczegółowego odtworzenia skali dawnej denudacji. Próba ta niestety okazała się chybiona. Pomysł rozwiązania zasadzał się na zastąpieniu całego szeregu czynników egzogenicznych, wpływających na tempo denudacji, które nie są poznane w odniesieniu do Prakarkonoszy, dwiema składowymi, które można odwzorować. Z grubym przybliżeniem można bowiem odtworzyć szybkość ruchów wznoszących i klimat. Rozważano więc, jak kształtowały się ruchy pionowe na obszarze podległym granityzacji i procesom intruzywnym. O dawnym klimacie wnioskowano na podstawie korelatywnych osadów. Przez analogię z dorzecziami współczesnymi o klimatach i hipsometrii zbliżonych do tych, jakie panowały w przeszłości geologicznej Prakarkonoszy, starano się ocenić dawną denudację.

Tą metodą uzyskano jednak bardzo niedokładny, jakościowy obraz natężenia dawnej denudacji Prakarkonoszy.

W części drugiej to samo zadanie, czyli określenie dawnej denudacji, rozwiązano w zupełnie inny sposób. Ilościowe dane o rozmiarze denudacji, odnoszące się do kolejnych odcińków czasu geologicznego, uzyskano z rozważań sedymentologicznych, wzięto pod uwagę czas intruzji, głębokość procesu intruzywnego, czas wyniesienia masywu na powierzchnię, czas i głębokość, na jakiej zaczął działać zegar radiologiczny, wreszcie odwzorowano kształt górnych części plutonu. Ustalone wielkości denudacji zestawiono na wykresie jako zależne od czasu. Zbadano, czy na krzywej denudacji znalazły odzwierciedlenie procesy geologiczne opisane w latach uprzednich, a wynikające z badań kartograficznych, petrograficznych i tektonicznych i odnoszące się do ewolucji plutonu karkonoskiego. Wreszcie porównano, jak się ma denudacja masywu karkonoskiego do denudacji innych masywów granitowych. Zaistniałe różnice starano się wyjaśnić odmiennym zachowaniem się masywów rozbudowanych pionowo od masywów poziomo leżących.

WSTĘP

W dotychczasowych badaniach problemów związanych z denudacją dokonywano oceny rocznej jej wielkości dla obszarów wysokogórskich, górskich i nizinnych w różnych klimatach (fide Klimaszewski 1981). Stosowano przy tym głównie pięć metod, to znaczy: a) wykonywano długoletnie, precyzyjne, wielkoskalowe pomiary geodezyjne obniżania powierzchni terenu względem głęboko posadowionych reperów; b) oceniano i mierzono procesy stokowe takie, jak spływanie gleby, zmywanie, ruchy osuwiskowe i tym podobne; c) obliczano ilość materiału wynoszonego współcześnie przez rzekę i na tej podstawie oceniano zakres erozji zachodzącej w dorzeczu; d) oceniano objętość osadów złożonych w basenach przyległych do obszaru alimentowanego; e) porównywano datowania geologiczne lub radiologiczne skał ze zmianami form krajobrazu.

Pierwsza z tych metod wymaga wielkiej ostrożności w stosowaniu na skutek, jak to się ostatnio okazuje, powszechności współczesnych tektonicznych ruchów pionowych. Pozostałe metody, kłopotliwe w części pomiarowej, prowadzą niekiedy do uzyskiwania wyników mało precyzyjnych. W odniesieniu do obliczania degradacji terenu w odległej przeszłości geologicznej wszystkie te metody z wyjątkiem dwóch ostatnich są niemożliwe lub trudne do zastosowania. Wyobrażenie o złożoności takiego przedsięwzięcia, nawet odnośnie do współczesnych i niedawnych procesów, daje praca Starkla (1960), dotycząca zmian urzeźbienia i denudacji Karpat w holocenie. Podjęto więc próbę określenia dawnej denudacji w jakiś inny sposób.

W niniejszej pracy skupiono się na obliczeniu średniego rocznego natężenia denudacji obszaru zajętego przez jednostkę geologiczną, która z racji deficytu mas względem otoczenia (Schwinnner 1928) wykazywała w swej historii energiczny ruch wznoszący. Ponieważ praca dotyczy plutonu granitowego, można było do rozważań nad denudacją pomocniczo wykorzystać wiadomości na temat tworzenia się granitów, głębokości, na jakiej dzieją się te procesy, czasu narodzin magmy granitowej i procesów intruzywnych. Czas narodzin magmy można ustalić na podstawie zmian, jakie wzmiankowane procesy endogeniczne wywołały w geologii regionu, zmian, które są uchwytne w badaniach sedymentologicznych osadów synchronicznych. Wzięto też pod uwagę czas pojawienia się ma-

sywu granitowego na powierzchni ziemi, co zostało zasygnalizowane masowym pojawieniem się otoczków tego granitu. Te dane umożliwiły obliczenie średniej rocznej denudacji pokrywy granitu. Podobnie, przesłanek do oceny rocznej denudacji dostarczyły dane związane z datowaniem radiologicznym granitu. Inne znów możliwości określenia dawnej denudacji zaistniały po odtworzeniu na podstawie obserwacji strukturalnych dawnego kształtu plutonu, to znaczy po odwzorowaniu geometrii zerodowanej już, obecnie nie istniejącej, górnej jego partii. Było to wszystko możliwe dzięki znacznemu nagromadzeniu opublikowanych wyników prac szczegółowych, odnoszących się do Karkonoszy i ich szeroko pojętego otoczenia.

Omówienie metod zastosowanych w pracy znacznie przekracza ramy wstępu. Wyjaśnienie sposobów obliczeń jest zawarte w dalszej części, przy ocenach denudacji dokonanych dla poszczególnych odcinków czasu. Jako wynik otrzymano krzywą denudacji masywu granitowego, obejmującą okres od dolnego karbonu aż po dzień dzisiejszy. Krzywa ta jest oparta na jedenastu dość wiarygodnych oznaczeniach wartości denudacji i dwóch oznaczeniach o mniejszej wartości. Jest to oczywiście za mało jak na okres 340 milionów lat, toteż krzywa ta powinna być traktowana tylko jako pierwsze przybliżenie.

W części pierwszej pracy starano się zbudować adekwatny dla masywu granitowego, jakościowy, hipotetyczny model przebiegu procesów denudacyjnych, których zasięg i wielkość byłyby funkcją ruchów wznoszących i klimatu. Próbę stworzenia takiego modelu należy uznać za nieudaną. W części drugiej położono nacisk na uzyskanie ilościowych danych co do zmienności denudacji w czasie geologicznym. Praca jest jedną z pierwszych prób oceny denudacji jednostki geologicznej od jej narodzin do dnia dzisiejszego, a chyba pierwszą, w której zastosowano jednocześnie kilka sposobów oceny wielkości denudacji. Można żywić nadzieję, że w miarę doskonalenia metod i zgromadzenia danych o denudacji z innych obszarów i innych okresów uzyska się jeszcze jeden instrument do porównań, czy procesy fizyczne na naszej planecie ulegają w miarę upływu milionów lat zamieraniu, czy też, przeciwnie, ożywieniu, co – jak wiadomo – jest obecnie przedmiotem dyskusji.

HIPOTETYCZNY MODEL DENUDACJI OBSZARU GRANITOWEGO

Potrzeba stworzenia modelu denudacji wynika z konieczności porównania wyliczeń realnych wartości denudacji Prakarkonoszy z denudacją spodziewaną. Porównanie takie może doprowadzić do ciekawych wniosków i otwierać nowe pola zainteresowań.

W pierwszym przybliżeniu można przyjąć, że średnie roczne natężenie denudacji będzie funkcją szybkości ruchów wznoszących bloku, retuszowanych jeszcze czynnikiem klimatycznym. Rozważmy kolejno te dwa oddziaływania.

ZMIANY SZYBKOŚCI RUCHÓW PIONOWYCH

Jak wiadomo, ruchy pionowe są wywołane głównie procesami wgłębny. W wypadku rodzącej się magmy granitowej według współczesnych poglądów na diapiryzm (bubble and balloon diapirism; Fyfe 1979; Pitcher 1975) wydarzenia przebiegają następująco. W miarę nagrzewania danego miejsca w głębi ziemi na skutek przyczyn, które tu są pomijane, następuje lokalne zwiększenie objętości, co na powierzchni ziemi przejawia się jako powolny ruch wznoszący w postaci formowania kopuły czy grzbietu. W głębi ziemi, pomiędzy wytopioną magmą a nieprzetopionym, stałym czy półplastycznym nadkładem i otoczeniem, powstaje coraz ostrzejszy gradient gęstościowy. W momencie, kiedy gromadząca się energia potencjalna wynikająca z inwersji mas (lekka magma w otoczeniu i pod nadkładem skał bardziej gęstych) przekroczy opór tarcia tegoż nadkładu, rozpoczyna się proces intruzji, a cały układ zmierza do osiągnięcia nowego stanu równowagi. Od układu ciśnień i od przestrzennego ułożenia warstw o najmniejszej lepkości w osłonie zależy, w jakim kierunku intrudować będzie magma. Szybkość intrudowania jest oceniana od 1-2 cm/rok dla intruzji idących pionowo w górę (Fyfe 1979; Pitcher 1975) do 0,7 cm na rok dla intruzji postępujących skośnie w górę (Mierzejewski 1982a). Wstępowanie magmy ku górze objawia się na powierzchni ziemi ruchami pionowymi, znacznie gwałtowniejszymi aniżeli w etapie nagrzewania komory magmowej.

Jeśli źródło ciepła promieniuje nadal, to w głębi zaczyna się gromadzić następna porcja materii lżejsza od otoczenia, by po osiągnięciu granicznej objętości być znów zdolną do kolejnej wędrówki ku górze. W ten sposób powstają plutony złożone, sam zaś proces ma charakter pulsacyjny.

(Dla uproszczenia zadania będzie się dalej rozważać jedynie proces intruzji prostej, pojedynczej). Wreszcie intrudująca masa ochładza się na tyle, że zaczyna „przymarzać” (Cloos 1925) do skał ościennych i razem z nimi podnosi się jeszcze w górę, ale znacznie już wolniej. Motorem napędowym podnoszenia jest jeszcze ciągle inwersja gęstości tworzywa plutonu względem nadkładu, aż dochodzi do momentu, kiedy energia wynikająca z różnicy mas granitu i osłony nie wystarcza, by pokonać wzrastające w miarę spadku temperatury tarcie. Cały masyw wraz ze swym najbliższym otoczeniem staje w swym marszu w górę względem skał regionu, mimo że istnieją nadal różnice gęstości mas skalnych. Różnice te, które w polu grawitacyjnym wywołują naprężenia, mogą być rozładowane dopiero w czasie następnego rozgrzania skorupy, kiedy znowu zostanie zmniejszona lepkość skał ościennych do wielkości umożliwiającej ruch.

Takie zjawisko miało chyba miejsce w Karkonoszach i innych miejscach hercynidów europejskich w okresie trzeciorzędowej aktywności wulkanicznej. Będzie to można udowodnić, jeśli okaże się, że hercyńskie, a niedawno znowu podniesione masywy, cechujące się ujemnymi anomaliami grawimetrycznymi, pokrywają się z obszarami wzmoczonego młodego wulkanizmu.

Wracając do omawianego modelu ruchów pionowych należy wspomnieć, że po etapie „przymarznienia intruzji” pluton wraz ze swym otoczeniem podlega ruchom izostatycznym i denudacji, na którą odrębność geologiczna masywu granitowego nie ma już wielkiego wpływu.

W przedstawionym wyżej schemacie można wyróżnić cztery etapy:

- 1) etap wstępnego, lokalnego nagrzewania litosfery, zwiększania jej objętości i jej wysklepiania na ograniczonym obszarze, który jednocześnie podlega wzmoczonej denudacji;
- 2) etap energicznego ruchu w górę ciała intruzyjnego, kiedy podnoszenie obszaru i jego denudacja są najsilniejsze;
- 3) etap przywierania intruzji do skał otaczających; denudacja wtedy znów maleje, oraz
- 4) etap wychłodzenia plutonu z natężeniem denudacji zmierzającym do przeciętnej.

Uprzedzając wywody zamieszczone dalej można przypuszczać, że w konkretnym przypadku rozważanego wycinka Sudetów etap pierwszy rozgrywał się najprawdopodobniej w górnym dewonie,

etap drugi w wizenie, etap trzeci zapewne w namurze-stefanie, a etap czwarty być może rozpoczął się po górnym czerwonym spągowcu (saksonie), którego osady zawierają już masowo otoczaki granitu karkonoskiego (Berg 1938; Don *et al.* 1981). Rozróżnienie tych etapów umożliwiło skonstruowanie hipotetycznej krzywej denudacji, która ma znaczenie jedynie jakościowe. Denudacja (D) jest tu traktowana jako prosta funkcja ruchów wznoszących (v), których szybkość zmieniała się w miarę upływu czasu (t).

$$D = f(v, t).$$

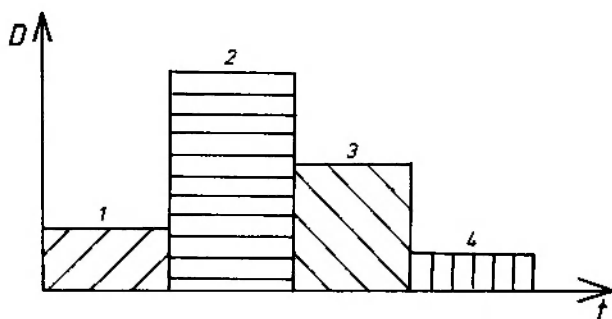


Fig. 1. Hipotetyczny wykres natężenia denudacji obszaru, w głębi którego zachodzi granityzacja. D – denudacja; t – czas. Pozostałe objaśnienia w tekście polskim

Hypothetical diagram of denudation in a region, where in the depth granitization take place. D – denudation; t – time. 1 – the initial heating stage; 2 – the magma rise stage; 3 – the emplacement and consolidation stage; 4 – the stage, when the gravimetric individuality of the area ceases

Czynnik klimatyczny nie jest tu uwzględniony. Czy jednak rzeczywiście denudacja w prosty sposób jest zależna od szybkości ruchów wznoszących? Jakie jest natężenie tej denudacji wyrażone w konkretnych jednostkach? Na te pytania nie znamy niestety odpowiedzi.

OCENA WPŁYWU KLIMATU NA WIELKOŚĆ DENUDACJI

Ocena wpływu warunków klimatycznych w karbonie i permie na natężenie denudacji jest zadaniem, którego rozwiązanie jest możliwe jedynie z grubym przybliżeniem.

Klimat karbonu i permu jest znany dzięki licznym pracom dotyczącym charakteru osadów, flory i fauny. Warunki środowiskowe dolnego karbonu Sudetów zostały scharakteryzowane w pracach A. K. Teisseyre'a (1966, 1968, 1971, 1975), A. K. Teisseyre'a i J. H. Teisseyre'a (1969), Zimmermanna (1958) i Żakowej (1958, 1964). Sedymenty tego okresu to grube wczesne molasy, rozwijające się synchronicznie z żywymi wtedy usko-

kami, wzdłuż których podnosiły się Prakarkonosze wraz ze swą metamorficzną osłoną (A. K. Teisseyre 1966, 1968, 1971, 1975; A. K. Teisseyre i J. H. Teisseyre 1969). Flora dolnego karbonu nie zmieniła swego charakteru, aż do namuru A włącznie (Zimmermann 1958; Szafer, Kostyniuk 1962), co, jak się zdaje, częściowo świadczy o stabilności warunków klimatycznych w tym okresie. Panujący wówczas klimat był ciepły (Frakes 1979, s. 111), za czym przemawia między innymi obecność koralu budujących biohermy w wapieniach węglowych Górnego i Dolnego Śląska oraz w innych częściach Europy.

Po przełomie florystycznym na granicy namur A/namur B roślinność karbońska rozwijała się najbujniej aż po westfal (Szafer, Kostyniuk *op. cit.*), klimat zaś był zwrotnikowy lub podzwrotnikowy (Frakes 1979). W tego rodzaju klimacie natężenie denudacji waha się w ogromnym przedziale. Według opinii Klimaszewskiego (1981, s. 285), w klimacie gorącym i wilgotnym spłukiwanie jest bardzo słabe, ponieważ jest hamowane przez bujną roślinność. Tam, gdzie tej intensywnej osłony roślinnej brak, spłukiwanie jest bardzo wydadne.

Flora westfalska była zasadniczo przystosowana anatomicznie do wegetacji bagiennej, chyba tylko kordaity mogły bytować na stokach gór. Nie wydaje się zatem prawdopodobne, by westfalskie Prakarkonosze były chronione intensywną szatą roślinną przed erozją. Na znaczną ich denudację wskazują też dane paleogeograficzne. Westfal mianowicie jest węglonośny w niecce wałbrzyskiej. W bliżej zaś Karkonoszy położonej niecce Czarnego Boru węglonośność maleje znacznie, sedymenty zaś, zarówno namurskie jak i westfalskie, w miarę zbliżania się ku Karkonoszom cechują się wzrastającym wskaźnikiem klastyczności (Augustyniak 1963, 1964). Zwietrzliny chemiczne, które musiały w tym czasie dominować w erodowanej pokrywie Prakarkonoszy, zostały jako obciążenie rozpuszczone rzek odprowadzone do morza, zawiesina zaś, w dużym stopniu osadzona w formie osadów pozakorytowych rzek meandrujących (kopalne mady), występuje dziś w formie łupków mułkowo-ilastych (Dziedzic 1968).

W stefanie klimat staje się mniej wilgotny, a w autunie jest już wyraźnie suchy i półsuchy. Przeglądu osadów czerwonego spągowca Sudetów w polskiej i czeskosłowackiej części oraz niecki mansfeldzkiej dokonali Mroczkowski i Skowronek (1980). Z zestawionej przez tych autorów literatury przedmiotu oraz własnych ich prac wynika, że wokół Karkonoszy powstawały w autunie stoż-

ki aluwialne oraz istniały stałe i efemeryczne jeziora. Charakterystyczne jest pojawienie się w tych osadach, szczególnie w górnym autunie, gipsów w postaci przewarstwień, żył i spoiwa, a także obecność kongresji węglanowych. Sakson zaś w podkarkonoskim basenie piedmontowym po stronie czechosłowackiej reprezentują „osady deluwii i proluwii rozwiniętych w klimacie suchym (Holub, Tasler 1978), w których Valin (1964) odnotował obecność kongresji węglanowych” (*vide* Mroczkowski, Skowronek, *op. cit.*). W okolicy Iwin w niecce północnosudeckiej, podobnie jak w niecce mansfeldzkiej w NRD, sakson, według wspomnianych autorów, ma cechy osadów rzek roztokowych, utworzonych w klimacie ciepłym lub gorącym i dość suchym.

Dysponując przytoczonymi wiadomościami o klimacie karbonu i dolnego permu, można by sądzić, że uda się ocenić intensywność procesów denudacyjnych działających w tamtych czasach. Starano się posłużyć przy tym sześciostopniową skalą procesów rzeźbotwórczych w poszczególnych strefach klimatycznych, opracowaną przez Gorunga i Timofiejewa (*vide* Klimaszewski 1981, s. 157). Niestety, przybliżenie, jakie można uzyskać, jest bardzo niepewne, ponieważ wskaźniki klimatyczne wynikające z analizy korelatywnych osadów mają charakter ogólny i odnoszą się do obszarów podgórskich ówczesnych warwyscydów. Górna część zaś ówczesnych dorzeczy mogła się rozwijać w innym klimacie, wynikającym z warunków hipsometrycznych.

Dokładniejsze określenie wpływu klimatu na dawną denudację będzie w przyszłości możliwe wtedy, gdy potrafimy odtworzyć wysokość opadów, temperaturę, szatę roślinną w interesujących

nas odcinkach czasu oraz właściwości hipsometryczne rozważanego obszaru. W chwili obecnej takie wyliczenia są raczej niemożliwe do przeprowadzenia.

Następnie należałoby określić wartość denudacji sumarycznej, wynikającej z interferencji procesów niszczących, zależnych od szybkości podnoszenia się gór, z procesami uwarunkowanymi klimatem. Trudność polega na znalezieniu wspólnego mianownika w wyrażeniu denudacji i jako funkcji ruchów wznoszących i jako funkcji klimatu. Takim ewentualnym wspólnym mianownikiem może być aproksymacja paleodenudacji karbońskich Prakarkonoszy, wnioskowana na podstawie analogii do dorzeczy współczesnych, rozwijających się w podobnym do karbońskiego klimacie i w podobnych warunkach wysokościowych. Taka aproksymacja wymaga oprócz znajomości wyżej wymienionych czynników jeszcze danych o wielkości dawnego dorzecza oraz oceny wpływu na denudację dawnych trzęsień ziemi, które niewątpliwie towarzyszyły dźwiganiu się warwyscyjskich Prakarkonoszy. Procesy te jednak są jeszcze dotąd mało znane, co wynika z przeglądu literatury na ten temat, dokonanego przez Schumma (1977, s. 33-36).

Z powyżej przedstawionych uwag wynika, że wnioskowanie o dawnej denudacji Prakarkonoszy na podstawie znajomości ówczesnego klimatu, szybkości ruchów wznoszących, aproksymacji do współczesnych dorzeczy jest być może drogą rozumowania prowadzącą do wartościowych rozwiązań, ale niestety jeszcze przedwczesną. Zbyt mało wiemy o tych procesach rozgrywających się współcześnie, byśmy mogli nasze wiadomości ekstrapolować na epoki odległe w czasie.

OCENA NATĘŻENIA DENUDACJI PERMOKARBOŃSKIEJ I MEZOZOICZNEJ PRAKARKONOSZY NA PODSTAWIE DANYCH GEOLOGICZNYCH

Ocenę denudacji w poszczególnych okresach przeprowadzono różnymi metodami, aby dla różnych odcinków trwania permokarbonu uzyskać jak najwięcej ocen, umożliwiających wykreślenie krzywej, obrazującej zmienność denudacji w czasie. Dla permokarbonu udało się uzyskać kilka określeń natężenia denudacji. Znacznie gorzej udokumentowane jest natężenie denudacji mezozoicznej i kenozoicznej, co wydaje się w pierwszej chwili sytuacją paradoksalną. Być może w przyszłości będzie się dysponować większą liczbą pomiarów wieku izotopowego granitu, przeprowadzonych na minerałach o niższych temperaturach

blokingu sieci krystalicznej minerałów. Wtedy będą możliwe oceny denudacji bliższej nam w czasie. Wyjaśnienie tego zagadnienia umieszczono w dalszej części pracy.

DEGRADACJA WIZEŃSKA

Sposób przeprowadzenia oceny denudacji wizeńskiej przypomina metodę stosowaną w geomorfologii. Mianowicie denudację współczesną ocenia się przede wszystkim na podstawie ilości materiału wynoszonego przez rzekę ze swego dorzecza. Dla minionych epok geologicznych mo-

zemy obliczyć denudację, jeśli znamy trzy wartości:

- a) objętość materiału wynoszonego w jednostce czasu,
- b) powierzchnię obszaru alimentowanego,
- c) czas działania procesu.

Tego rodzaju ocenę przeprowadził dla wizenu podkarkonoskiego A. K. Teisseyre, który zezwolił uprzejmie na wykorzystanie swych wyników w niniejszej pracy. Punktem wyjścia wyliczeń A. K. Teisseyre'a była znajomość powierzchni, objętości i czasu tworzenia stożków sypanych w wizenie u podnóża Prakarkonoszy oraz określona na podstawie empirycznych wzorów zależność wielkości stożków od wielkości dorzecza. A. K. Teisseyre (1971, 1975) doszedł do wniosku, że w wizenie została zdjęta z Prakarkonoszy pokrywa o miąższości ca 3 km. Średnie roczne natężenie denudacji (D) wynosiło dla dolnego i środkowego wizenu $D = 0,25$ mm/rok, czyli 250 mm/1000 lat, a dla wizenu górnego $D = 0,50$ mm/rok, czyli 500 mm/1000 lat. Dla porównania warto nadmienić, że współcześnie dorzecze Irawadi wykazuje roczną denudację 0,393 mm/rok, a Indusu 0,258 mm/rok (Klimaszewski 1981).

ŚREDNIA DENUDACJA KARBOŃSKA I DOLNOPERMSKA

Inną metodą posłużono się, aby ocenić przeciętną roczną denudację podczas trwania permokarbonu, to jest od wizenu aż po dolny perm, a ściślej po sakson. Sposób ten zasada się na określeniu:

- a) głębokości, na jakiej zastygł pluton karkonoski,
- b) czasu wtargnięcia magmy na tę głębokość,
- c) czasu, kiedy pluton ten pojawił się na powierzchni ziemi i zaczął podlegać erozji.

Po rozwiązaniu tych trzech kwestii dalszy tok postępowania jest już zadaniem prostym.

GLĘBOKOŚĆ UMIEJSCOWIENIA SIĘ MAGMY

Punktem wyjścia przy rozważeniu tej kwestii był schemat Buddingtona (1959). Autor ten, po przeanalizowaniu ogromnego materiału obserwacyjnego głównie z terytorium Ameryki Północnej, określił diagnostyczne cechy i zakresy głębokości, w jakich zastygają wielkie ciała granitowe. Kierował się przy tym między innymi stopniem metamorfizmu w osłonie plutonów. Wiadomo dość dokładnie (Mierzejewski 1967), że intruzja karkonoska należy wedle swych cech wskaźnikowych do plutonów strefy mezo (w terminologii Budding-

tona 1959) o głębokości zastygania od 8 do 15 km (średnio 11,5 km). (Zwraca się uwagę, że terminologia Buddingtona, mimo że podobna w brzmieniu, nie odpowiada strefom metamorfizmu Grubenmanna). Schemat Buddingtona w interesującym nas członie wymaga jednakowoż pewnych zmian co do zakresu głębokości umiejscawiania się (emplacement) ciał granitowych. W latach pięćdziesiątych bowiem, kiedy opracowywał swój schemat Buddington, uważano, że punkt trójdzielny przemian polimorficznych Al_2SiO_5 leży w temperaturze 300-390° przy ciśnieniu 8-9 kbar. W drugiej połowie lat sześćdziesiątych uzasadniono, że punkt ten leży w temperaturze 600°C przy ciśnieniu 6 kbar (Althaus 1967; Richardson *et al.* 1969). Ponieważ punkt ten leży według Miyashiro (1972) w dolnej części facji amfibolitowej, zatem facja amfibolitowa reprezentuje temperatury około i wyżej 600°C i ciśnienia w szerokim zakresie 6kbar. Dzisiaj uważa się, że granica facji zieleńcowej i amfibolitowej przebiega mniej więcej w temperaturze 500°C i nieco się przesuwają ku wyższym T przy podnoszeniu ciśnienia.

Buddington uważał, że granity strefy kata zastygają w osłonie metamorficznej, która przechodzi regionalny metamorfizm w temperaturze co najmniej 450°C. Wskaźnikowym minerałem jest między innymi syllimanit. Z tego, co powiedziano na temat warunków PT przemiany grupy Al_2SiO_5 , wynika, że strefę mezo i kata Buddingtona należy odpowiednio przesunąć do temperatur wyższych o co najmniej 150°C. Pociąga to za sobą oczywiście zmiany w głębokości zastygania plutonów.

W przypadku masywu karkonoskiego istnieje kilka pośrednich przesłanek, na podstawie których można próbować ocenić głębokość umiejscowienia się magmy. W osłonie granitu występują hornfelsy z kordierytym i andaluzytem. Andaluzyt wskazuje na to, że temperatura w bezpośredniej osłonie nie była wyższa niż 600°C przy ciśnieniu nie przekraczającym 6 kbar. Ponieważ drobne skalenie w granicie krystalizowały w temperaturze 600°C (Borkowska 1966), możemy przyjąć, że przy samym kontakcie hornfelsy też miały tę temperaturę. Przy temperaturze 600°C kordieryt jest stabilny w zakresie od 4,3 kbar do niższych ciśnień (Schreyer, Seifert 1969, *vide* Mueller, Saxena 1977). Tego rodzaju ciśnienia odpowiadają głębokości 14-17 km, gdy P nadkładu = P fluidów. Rozumując w ten sposób można określić jedynie największą głębokość umiejscowienia granitu. Nie znamy zaś wartości właściwej tej głębokości.

Jeżeli jednak założymy z dużym prawdopodobieństwem, że magma granitowa umiejscowiła się

w poziomie izotermy 600°C (brak syllimanitu w hornfelsach, temperatura krystalizacji skaleni tła = 600°C), to wtedy znając stopień geotermiczny można określić głębokość, na jaką wtargnęła magma. Stopień geotermiczny dla obszarów metamorfizmu niskociśnieniowego i wysokotemperaturowego typu Abukuma wynosi $70\text{--}80^{\circ}\text{C}/\text{km}$, czyli $13\text{--}14\text{ m}/1^{\circ}\text{C}$. Podobny stopień geotermiczny podał Książkiewicz (1968) jako typowy dla obszaru gorących źródeł Niziny Węgierskiej. Niezmiernie interesująco przedstawiają się wyliczenia stopnia geotermicznego nad dawnymi plutonami, jakie przeprowadził James (1955). Zauważył on, że ponad ukrytymi w głębi plutonami, w północnym Michigan, zony metamorficzne układają się współcentrycznie. Nie znając dokładnie zapadu tych stref mógł jednak obliczyć, że w kierunku plutonu temperatura wzrastała minimum o 1°C na 50 stóp. James (1955) zakładał, że strefa z syllimanitem odpowiadała paleotemperaturze 600°C i więcej, co czyni jego wyliczenia ważnymi i dziś.

Przytoczone z trzech niezależnych źródeł dane są zbliżone i pozwalają przyjąć, że stopień geotermiczny nad Paleokarkonoszami w dobie intruzji magmy granitowej wynosił około $13\text{--}14\text{ m}/1^{\circ}\text{C}$. Prowadzi to do wniosku, że magma umiejscowiła się na głębokości około 7,5 do 8,1 km, przyjmijmy około 8 km.

Ta ocena nie stoi w sprzeczności z wynikami badań Borkowskiej (1966, s. 102 i 103), która doszła do wniosku, że magma karkonoska wytopiła się z kompleksu metamorficznego przy ilości wody nie wystarczającej do jej wysycenia. Takie magmy powstają, zdaniem Winklera (1962), w dość wysokich temperaturach. Magma karkonoska, zdaniem cytowanej autorki, nie intrudowała w optymalnych warunkach. Pozostały w niej nie upłynione do końca relikty skał kompleksu, z którego powstała. Komentując te wnioski można zauważyć, że mniejsza od optymalnej lepkość prowadzi oczywiście do większej głębokości zastygania. Wysoka temperatura wytapiania (pomijając gwałtowne spadki ciśnienia) oznacza też wysoką temperaturę zastygania.

CZAS UMIEJSCOWIENIA SIĘ MAGMY

Drugą kwestią, którą należy rozwiązać, by określić natężenie denudacji karbońskiej, jest ocena, kiedy magma karkonoska umiejscowiła się na przyjętej głębokości około 8 km. Wydaje się, że możemy z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że proces intruzywny w obszarze karkonoskim

rozpoczął się w wizenie dolnym, kiedy to doszło w Sudetach Środkowych do zmian paleogeograficznych. Według A. K. Teisseyre'a (1971), w niższej części wizenu dno zbiornika, na jakim się gromadziły osady kulmowe, było nachylone ku zachodowi. W wyższych członkach wizenu dolnego, czyli około 335 milionów lat temu według skali Van Eysinga (1975), pochylenie dna zmienia się na wschodnie, sygnalizując, że terytorium Prakarkonoszy ulega podniesieniu. Do basenu zaś kulmowego były sypane obficie otoczaki z coraz głębszych ogniw metamorficznej okrywy Karkonoszy.

Według współczesnych poglądów (Fyfe 1979; Ikeda 1978), proces gromadzenia się magmy w miejscu jej narodzin trwa długo aż do czasu uzyskania przez nią zdolności intrudowania, jeżeli zaś już dojdzie do ruchu magmy, to sam proces intruzywny w skali geologicznej trwa krótko. Można zatem do obliczeń niżej stosowanych utożsamiać z grubsza czas procesu intruzywnego z czasem umiejscowienia się (emplacement) magmy granitowej.

Wedle poglądów dawniejszych badaczy (Bederke 1936; Petrascheck 1938), intruzja magmy karkonoskiej wiąże się z fazą asturyjską. Dowodzą, że żyły lamprofirowe, które wykazują afiliację z magmatyzmem karkonoskim, tną warstwy kulmu, warstwy wałbrzyskie, żaclerskie, i najstarsze otweilerkie. Jednakże już w otweilerze istnieją otoczaki tych skał. Z tego wynika, że wiek lamprofirów wiąże się czasowo z przejściem od westfalu do stefanu, a więc i granit jest asturyjski (Petrascheck 1938, s. 23). Ten pogląd został później szeroko akceptowany, a nawet włączony do podręczników (Oberc 1972).

Wydaje się, że obserwacje przytoczone przez Petraschecka (1938) są nieco przeinterpretowane. Oznaczają one bowiem jedynie to, że jeszcze w westfalu komora magmowa nie zupełnie zamarła i stanowiła wtedy źródło utworów żyłowych. Nie oznaczają natomiast te spostrzeżenia początku procesów intruzywnych. Petrascheck (1938) wspomina, że niewiadomego pochodzenia są otoczaki porfirów występujących w osadach kulmowych Ptasiej Góry koło Wałbrzycha Miasta oraz podobne otoczaki pojawiające się w górno-westfalskich konglomeratach Zamkowej Góry. W schemacie wiekowym przyjętym w niniejszym opracowaniu pozycja tych otoczków jest wytlumaczalna.

Z współczesnych badań sedymentologicznych (Porębski 1981) wynika, że w górnym dewonie do depresji Świebodziec był sypany materiał z po-

łudniowego zachodu. Obszarem źródłowym był tak zwany „masyw południowy” (A. K. Teisseyre 1975, s. 71-72), którego pierwsze znaczne podniesienie nastąpiło w późnym franie lub na przełomie franu i famenu (Porębski 1981, s. 178) i który wykazywał pulsacyjny charakter ruchów podnoszących. W niniejszej pracy utożsamia się podnoszenie masywu południowego z początkiem nagrzewania komory magmowej w głębi ziemi, co musiało się objawiać na powierzchni pozytywnymi ruchami pionowymi.

Bliski tej opinii był Maska (1954), który domyślał się, że początku intruzji karkonoskiej należy dopatrywać się w górnym dewonie.

Z powyższego przeglądu materiału dowodowego i różnorodnych opinii wynika, że komora macierzysta magmy karkonoskiej tworzyła się w górnym dewonie, proces intruzji zaś rozpoczął się w czasie, kiedy osadzone były górne ogniwa wizenu dolnego.

Mając ustalony czas umiejscowienia się granitu w strefie mezo (w sensie Buddingtona 1959) 335 milionów lat temu na głębokości około 8 km oraz określony czas wynurzenia się granitu na powierzchnię ziemi, mianowicie w saksonie, 255 milionów lat temu, dysponujemy wszystkimi koniecznymi danymi do wyliczenia natężenia denudacji D .

$$D = \frac{M}{t_1 - t_2},$$

gdzie: D = denudacja; t_1 = czas umiejscowienia się granitu; t_2 = czas pojawienia się granitu na powierzchni; M = miąższość usuniętej pokrywy. W ten sposób wyliczone natężenie denudacji dla okresu od górnego wizenu po sakson wynosi 0,1 mm/rok lub 0,1 m/1000 lat.

Powyższe wyliczenia są pochodnymi przyjętego stopnia geotermicznego. Zobaczmy więc (tab. 1),

Tabela 1. Średnie roczne natężenie denudacji Prakarkonoszy dla okresu od wizenu do saksonu w zależności od przyjętej do obliczeń wartości stopnia geotermicznego

Denudation rate of Pre-Karkonosze Mts from Visean till Saxonian, as a function of assumed geothermal degree

Stopień geotermiczny Geothermal degree [m/1°C]	Głębokość izotermi 600°C Depth of geoisotherm 600°C [km]	Denudacja [mm/rok] Denudation [mm/yr]
10	5,8	0,072
13	7,5	0,094
14	8,1	0,102
15	8,7	0,108
20	11,6	0,145

w jaki sposób zmieni się wielkość denudacji w zależności od przyjętych nieco innych stopni geotermicznych, przy średniej temperaturze rocznej powierzchni ziemi w karbonie 20°C, przyjętej *per analogiam* do obecnej strefy klimatu podwrotnikowego. Z tabeli wynika, że można dla wzmiankowanego okresu przyjąć z dużą dozą pewności średnią roczną denudację około 0,1 mm/rok. Odchylenia w oszacowaniu stopnia geotermicznego sięgające nawet 5 m w nieznacznym stopniu wpłyną na ostateczny wynik obliczeń natężenia denudacji.

DENUDACJA OD POCZĄTKU NAMURU PO SAKSON

W wizenie, jak wspomniano wyżej, wedle opinii A. K. Teisseyre'a (1973, 1975), została zdjęta z Prakarkonoszy warstwa o miąższości około 3 km. Wobec tego w interesującym nas okresie od namuru po sakson strop granitu został obniżony o 8-3 km, czyli o 5 km w ciągu 70 milionów lat, tyle bowiem lat liczy okres od spągu namuru po sakson według skali Van Eysinga (1975). Po przyjęciu takich danych wyjściowych denudacja wynosi:

$$D_{\text{namur-sakson}} = 0,071 \text{ mm/rok, czyli } 0,07 \text{ m/1000 lat.}$$

DENUDACJA OD ŚRODKOWEGO WESTFALU DO DZIS

Przyjęta poniżej metoda wyliczeń była omówiona i zastosowana w szerokim, wzorcowym zakresie przez Burcharta (1970) oraz Burcharta i Krala (1979) w badaniach krystaliniku karpackiego, a w terenie alpejskim przez Jaeger (*vide* Burchart 1971a). Polega ona na zastosowaniu metod geochronologii izotopowej w geologii. Wyczerpującego przeglądu związanych z tą metodą zagadnień dokonał Polański (1979).

Zastosowany niżej sposób oceny denudacji polega na wykorzystaniu danych dotyczących położenia izoterm 250-200°C oraz 300°C. Jak wiadomo, izoterma 250°C ma tę szczególną właściwość, że granit po jej przekroczeniu w izostaticznym marszu w górę zaczyna, acz niedokładnie, odliczać swój wiek radiologiczny, mierzony metodą K/Ar na ziarnach biotyty. Poniżej zaś temperatury 200°C ziarna biotyty są na tyle szczelne, że nie wypuszczają już produktów rozpadu radioaktywnego potasu (temperatura zamknięcia) i zegar radiologiczny zaczyna działać dokładnie. Izoterma zaś 300°C spełnia podobną rolę dla metody opartej na relacjach Rb/Sr w biotycie.

Próby z granitu Karkonoszy były badane obydw-

wiema metodami, a zestawienie wyników oznaczeń wykonanych przez kilku autorów i publikowanych do 1970 r. przedstawił Burchart (1971b). Przy przeglądaniu tych oznaczeń uderza to, że próby badane metodą K/Ar wykazują wyższy wiek radiologiczny od próby datowanej metodą Rb/Sr. Ta pozorna niekonsekwencja może być tłumaczona tym, że na mechanizm zegara K/Ar ma wpływ prócz temperatury również ciśnienie gazów w biotycie i jego otoczeniu. Zegar zaś Rb/Sr odlicza czas dokładnie nie tylko od momentu przekroczenia izotermy 300°C, ale i od czasu osiągnięcia homogenizacji izotopowej, co nie musi być równoznaczne (Burchart, informacja ustna). W przypadku Karkonoszy nie wiadomo jeszcze, który z tych czynników zakłócił datowanie radiologiczne. W dalszym postępowaniu wykorzystano średnią z datowań metodą Rb/Sr – 292 mln lat oraz metodą K/Ar – 304 mln lat (Przewłódzki *et al.* 1962), co odpowiada spągowi westfalu C. Podobne wyniki otrzymali Depciuch i Lis (1971).

Wyliczenie denudacji od westfalu C do dnia dzisiejszego przeprowadzono w czterech wariantach, przy przyjęciu stopnia geotermicznego 15, 20, 25 i 30 m (tab.2). Ponieważ w górnym kar-

Tabela 2. Wartość średniorocznej denudacji Prakarkonoszy dla okresu od środkowego westfalu po dzień dzisiejszy w zależności od przyjętego do obliczeń stopnia geotermicznego panującego w środkowym westfalu

Denudation rate of Pre-Karkonosze Mts from Middle Westphalian till present as a function of the Middle Westphalian geothermal degree

Stopień geotermiczny Geothermal degree [m/1°C]	Głębokość izotermy 300°C Depth of geoisotherm 300°C [m]	Denudacja [mm/rok] Denudation [mm/yr]
15	4500	0,015
20	6000	0,020
25	7500	0,025
30	9000	0,030

bonie był jeszcze żywy wulkanizm w przyległej niecce śródsudeckiej, stopień geotermiczny 30-25 m/1°C nie wydaje się możliwy do przyjęcia. Prawdopodobnie stopień geotermiczny wahał się w granicach 15-20 m/1°C, co daje średnią denudację od środkowego westfalu po dziś 0,02-0,015 mm/rok.

$$D_{\text{środkowy westfal}} - R = 0,02-0,015 \text{ mm/rok}$$

Tak niska wartość natężenia denudacji wynika stąd, że zawiera się w niej długi okres mezozoiczny, kiedy to denudacja była bardzo niewielka.

W okresie od środkowego westfalu po dziś z obszaru karkonoskiego została zdjęta warstwa około 4,5 do 6 tys. metrów miąższości. Wyliczenie to byłoby bliższe prawdy, gdybyśmy znali szybkość chłodzenia plutonu karkonoskiego. Można by wtedy rachunkiem średniej ważonej dokładniej ocenić stopień geotermiczny adekwatny dla rozważanego okresu.

DENUDACJA OD GÓRNEGO CZERWONEGO SPĄGOWCA (SAKSONU) PO DZIEŃ DZISIEJSZY

Sposób obliczenia denudacji od górnego czerwonego spągowca po dzień dzisiejszy zasadza się na odwzorowaniu dawnego kształtu powały plutonu karkonoskiego i wyliczeniu na przekroju, ile granitu brakuje od jego dawnego stropu po dzisiejszy poziom intersekcyjny. Komuś nie obznajomionemu z wewnętrzną budową tego masywu mogłoby się wydawać, że odtworzenie geometrii górnych części plutonu jest niemożliwe lub że próba taka będzie obciążona zbyt wielkim błędem. Zadanie to nie jest jednakowoż aż tak trudne, jakby się w pierwszej chwili wydawało. Odwzorowanie dawnego kształtu partii stropowej masywu jest zadaniem wykonalnym, ponieważ tekstury zachowane w granicie, naśladujące powierzchnię stropową granitu, są dobrze znane (Cloos 1925; Mierzejewski 1973, 1982a). Jeden rodzaj tych tekstur to szliry biotytowe i aplitowe (pl. II). Nie wchodząc zbyt daleko w dyskusję nad ich genezą można zauważyć, że są one równoległe do powały granitu, z wyjątkiem form kanałowych (lejowatych). Szliry biotytowe i aplitowe można spotkać w Karkonoszach do wysokości około 1050-1100 m npm. W wyższych partiach za wskaźniki wewnętrznego uporządkowania granitu uznano duże kryształy skaleniowe (pl. II, 2) tak częste w granicie porfirowatym podnóża gór, a także pojawiające się w granicie grzbietowej partii Karkonoszy. Nie wnikając w całą złożoność tego zagadnienia, można znowu zauważyć, że dla zadania odwzorowania kształtu stropu plutonu płasko-równoległe ułożone kryształy skaleni spełniają podobną rolę co szliry.

Zarówno szliry biotytowe, aplitowe, jak i ułożenie skaleni zgodnie wskazują, że główny grzbiet Karkonoszy tworzy łagodną kopułę, którą pierwszy odkrył Cloos (1925). Kopuła ta prawdopodobnie rozpada się na dwie mniejsze, przedzielone depresją Wrzosówki (Mierzejewski 1983). Obie kopuły mają łagodnie zapadające zbocza i szeroko-promienne sklepienia. Nie ma żadnych oznak, na przykład w postaci stromo zapadających szlirów

itp., że powierzchnia grzbietowa granitu była niegdyś bardzo urozmaicona, jak to chociażby ma miejsce w znanych plutonach Kornwalii, Saksonii i innych częściach świata. Uważne przestudiowanie sześciu przekroi przez pluton karkonoski, zestawionych przez Cloosa (1925, tab. IV), też utwierdza w mniemaniu, że granit tworzył łagodną kopułę, obecnie w znacznej mierze zerodowaną.

Przy dyskusji tej kwestii można się spodziewać zarzutu, że nie sposób wnioskować sensownie, jaki miała kształt powała plutonu, znajdująca się tysiące metrów ponad jego obecną powierzchnią, na podstawie tekstur, które w stosunku do stropu znajdowały się bardzo głęboko. Zarzut taki może brzmieć tym poważniej, że z doświadczeń Ramberga (1976) wynika, iż jeśli w układzie o inwersji gęstościowej (niestateczne warstwowanie w sensie Anketel, Cegła, Dżułyński 1970) przebiega ku górze materiał lżejszy przez swoją cięższą osłonę, to powstająca proturberancja, czy grzyb, jest przede wszystkim zaopatrywana w materiał z miejsc lateralnie położonych względem przełomu, bez znaczącego naruszania struktury głębszych warstw. Można się spodziewać, że najważniejszą rolę w poszczególnych wypadkach będą odgrywały stosunki ciśnieniowe i lepkości.

Rozpatrzmy to bliżej w wypadku ciała plutonicznego. Ustąpienie miejscowe czy wzdłuż jakiejś linii osłony nad plutonem spowoduje lokalny spadek ciśnienia, adiabatyczny wzrost temperatury, znaczniejsze upłynnienie magmy, która uzyska większą ruchliwość w marszu w górę. Taka magma, wysoko ponad głównym ciałem plutonicznym, będzie zapewne zestalała się w formie ryolitów czy ich strukturalnych analogów. Podczas erozji ryolity te będą znacznie wcześniej niszczone niż granit głównego ciała plutonicznego, usytuowanego niżej. Tymczasem ani w niecce śródsudeckiej, ani w niecce północnosudeckiej, zdaniem K. Dziedzica (któremu za jego uprzejmą informację jestem wdzięczny), nie są znane poziomy otoczków porfirowych z wyjątkiem sporadycznych otoczków z okolic Wałbrzycha – wspomnianych przez Petraschecka (1938) – położonych poniżej znanego poziomu zwietrzelin granitowych w saksonie. Oczywiście rozumowanie oparte na braku faktów ma mniejszą siłę dowodzenia niż oparte na analizie faktów istniejących, niemniej też prowadzi do przekonania, że powała granitu karkonoskiego nie była zróżnicowana. Z wyluszczonej powyżej względów, jak się wydaje, można zaakceptować przekrój, na którym

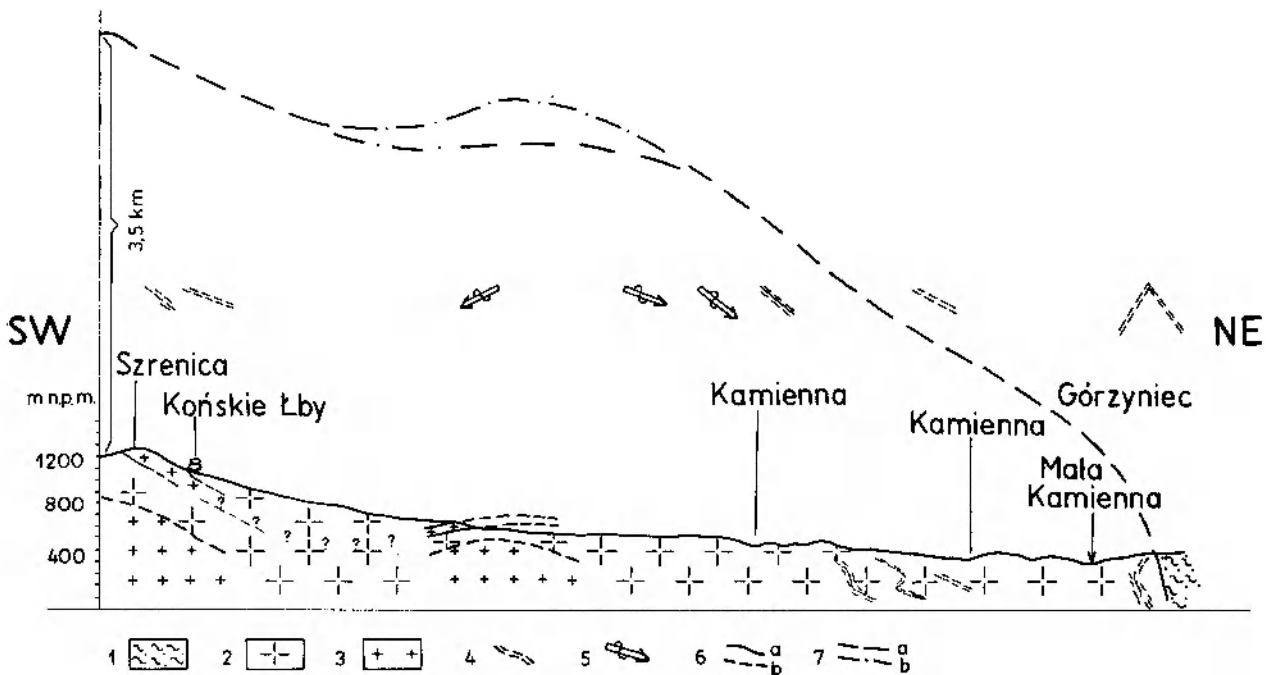


Fig. 2. Przekrój przez Karkonosze. 1 – skały osłony; 2 – granit porfirowaty; 3 – granit równoziarnisty; 4 – szliry; 5 – osie pasów skaleniowych, wyznaczone na diagramach zbiorczych (odpowiedniki linii płynięcia); 6 – granice warstw, a – pewne, b – przypuszczalne; 7 – odwzorowanie powierzchni stropowej plutonu, a – wedle granic warstw, b – wedle osi pasów skaleniowych i szlirów

Section across the Karkonosze Mts. 1 – mantle; 2 – porphyritic granite; 3 – equigranular granite; 4 – schlieren; 5 – axis of feldspars girdle, equivalent of flow line; 6 – boundary of rocks, a – stated, b – probable; 7 – hypothetical upper extent of granite, a – with regard to the rocks boundaries, b – schlieren and axes of feldspars girdles taking into account

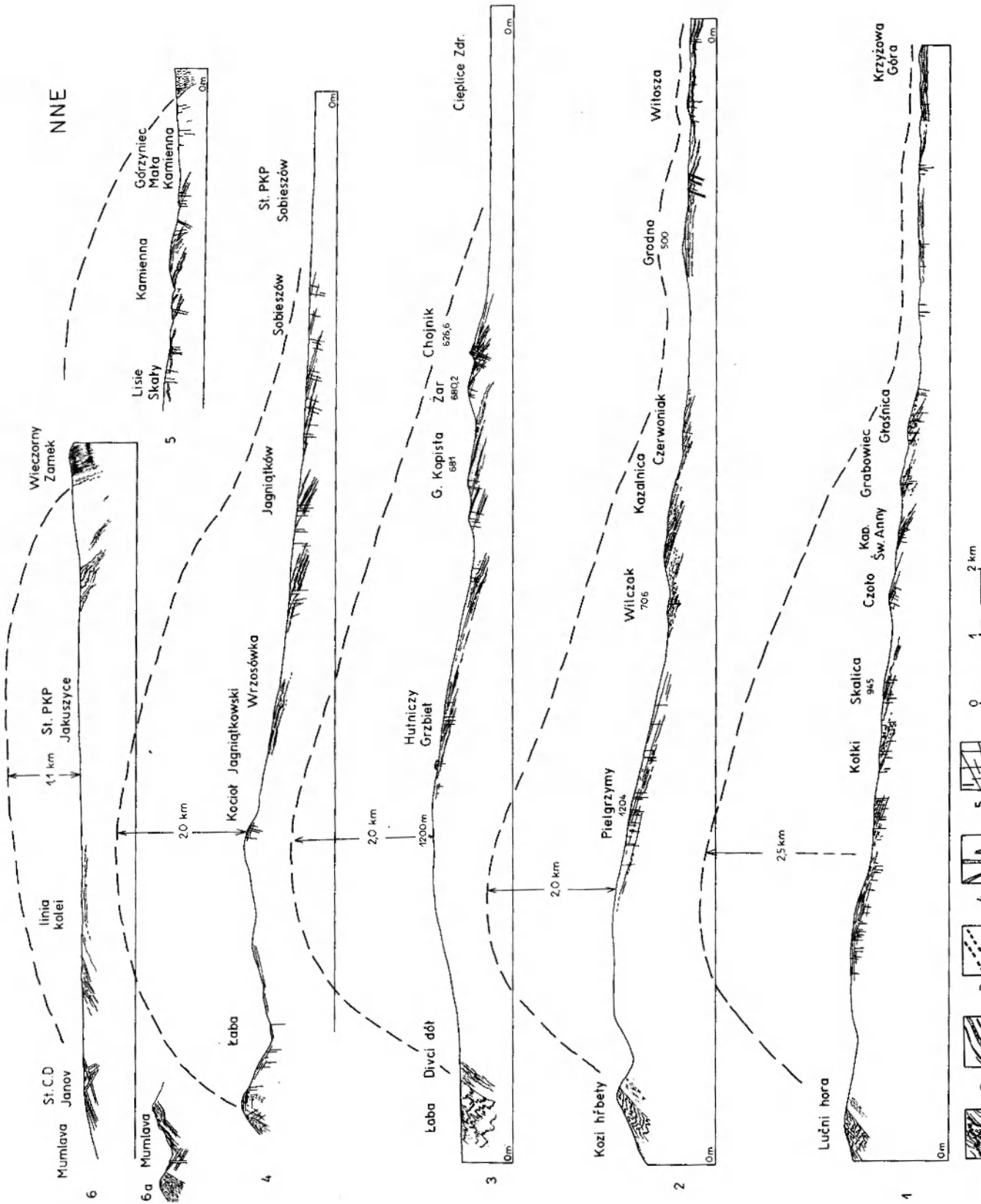


Fig. 3. Przekroje przez Karkonosze według Cinosza (1925) uzupełnione odwołaniami stropu plutonu 1 - skały osłony; 2 - szliry aplitowe i biotytowe; 3 - równoległe ułożenie skałen; 4 - młodsze apłity; 5 - spłakania
 Sections across the Karkonosze Mts (after Cinos 1925) completed by the interpretation of ancient upper step: 1 - massive rocks; 2 - primary aplite veins and schlieren; 3 - parallel arrangement of feldspars; 4 - young feldspars; 5 - joints

liniami powietrznymi pokazano dawny zasięg stropu granitu (fig. 2). Z przekroju tego wynika, że od pierwotnej powały granitu po dzisiejszy poziom intersekcyjny brakuje około 3500 m granitu. Te 3,5 km zostały zerodowane w okresie od saksону, kiedy strop granitu zaczął dostarczać otoczków, aż do dnia dzisiejszego.

Przeprowadźmy podobną jak na figurze 2 operację na przekrojach opublikowanych przez Cloosa (1925, tab.IV) i liniami powietrznymi uzupełnijmy zerodowaną część granitu, zgodnie z zapadami szlirów (fig.3). Zauważymy wtedy, że grubość usuniętej części granitu stopniowo rośnie od zachodu ku wschodowi. Na przekroju przez Jakuszyce-Wieczorny Zamek brakuje około 1000 m granitu, na przekroju wzdłuż linii Czarny Kocioł (Kocioł Jagniątkowski)-Sobieszów brakuje około 2000 m. Podobnie około 2000 m granitu brakuje nad liniami przekrojowymi przez Bażynowe Skały (Hutniczy Grzbiet)-Cieplice oraz przez Pielgrzymo-Staniszków. Wreszcie nad profilem przez Czarcia Łąkę-Schronisko na Polanie im. Bronisława Czecha – Krzyżową Górę koło Łomnicy zostało usuniętych w najwyższym miejscu około 2500 m granitu. Wynika z tego, że wschodnia część masywu granitowego miała tendencję do żwawszego ruchu w górę od części zachodniej. To zjawisko zaznacza się i w czasach nam bliższych, to znaczy w okresie, który upłynął od powstania zrównania, jakie się zaznacza na grzbiecie Karkonoszy. Z mapy topograficznej wynika, że powierzchnia zrównania Karkonoszy od pewnego miejsca obniża się ku zachodowi. Pod Śnieżką leży na wysokości nieco ponad 1400 m n.p.m., następnie mniej lub bardziej waha się koło tej wysokości aż do Łabskiego Szczytu, a następnie po minięciu kulminacji Szrenicy łagodnie opada ku zachodowi ze szczytami Kamiennej (1297 m n.p.m.), Mumławskiego Wierchu (1219 m n.p.m.), Mrtveho vrhu (1123 m n.p.m.). Jest rzeczą interesującą, czy zjawisko to znajdzie swe uzasadnienie na mapie natężenia siły ciężenia w postaci ujemnej anomalii w części wschodniej masywu Karkonoszy.

Wracając do głównego poruszanego tu tematu, można zauważyć, że wysokość położenia dawnej powały granitu, wynikająca z ekstrapolacji danych zestawionych przez Cloosa (fig.3), jest niższa od wysokości tego sklepienia podanej na figurze 2. Wynika to być może z tego, że przekroje Cloosa, z jednym wyjątkiem, nie obejmują całego masywu granitowego, nie obejmują całej Kotliny Jeleniogórskiej, której podłoże stanowi przecież granit (fig.4). Przedłużenie przekrojów ku N (przy

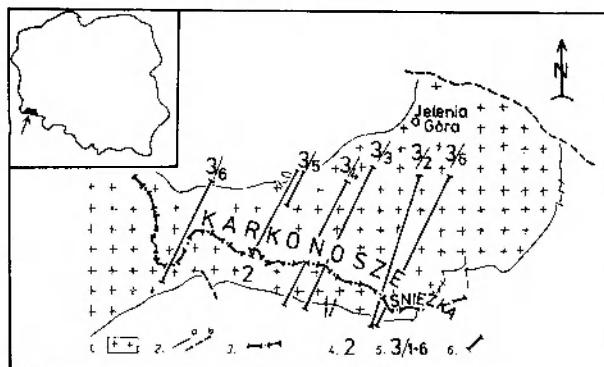


Fig. 4. Szkic masywu granitowego Karkonoszy z usytuowaniem przekrojów. 1 – granit; 2 – granice, a – intruzywne, b – uskokowe; 3 – granica państwa; 4 – oznaczenie przekroju zamieszczonego na figurze 2; 5 – oznaczenie przekrojów zamieszczonego na figurze 3

Sketch map of Karkonosze Mts granite, with localization of cross-sections. 1 – granite; 2a – boundaries of intrusive character; 2b – faults; 3 – state frontier; 4 – designation of section enclosed in figure 2; 5 – designation of sections enclosed in figure 3; 6 – localization of sections

zapadzie szlirów też ku N) spowoduje przy próbie rekonstrukcji stropu plutonu zwiększenie miąższości części zerodowanej w stosunku do ocen podanych wyżej. Sądzić więc można, że miąższość usuniętej części granitu, podana na figurze 2, jest miąższością maksymalną, zaś wynikająca z interpretacji przekrojów Cloosa – miąższością minimalną.

Uzupełnienia przekrojów Cloosa wykonano przy założeniu, że między poszczególnymi blokami, takimi jak Kotlina Jeleniogórska, Pogórze Karkonoskie czy Główny Grzbiet, nie ma uskoków o poważniejszych przesunięciach pionowych. Co do tego zagadnienia istnieje w literaturze przedmiotu utrwalona dyskusja, której tutaj nie będzie się przytycać. Nadmienię jedynie o obserwacji Cloosa (1925, s. 63), że zespół szlirowy ze zboczy grzbietu karkonoskiego nie jest analogiem zespołu szlirowego występującego w Kotlinie Jeleniogórskiej. Różnią się one wyraźnie składem. Zespół szlirowy z Kotliny Jeleniogórskiej jest kwaśniejszy (bo złożony z ław aplitów) od biotytowych głównie szlirów ze zboczy Karkonoszy. Ten pierwszy zespół jest wyższym członem kopuły granitowej niż zapadający pod niego zespół szlirów biotytowych. Ta obserwacja skłoniła Cloosa (*op. cit.* s. 160-166) po wszechstronnym rozważeniu zagadnienia do odrzucenia możliwości istnienia uskoków o znacznie większych zrzutach pionowych między Kotliną Jeleniogórską, Pogórzem Karkonoskim a stokiem głównego grzbietu Karko-

noszy. Do podobnego wniosku doszedł Jahn (1980, s. 137-140), który po przeprowadzeniu studiów porównawczych uznał Kotlinę Jeleniogórską za efekt selektywnego wietrzenia i usuwania materiału w warunkach tropikalnych, bez uciekania się do przyjęcia ruchów pionowych.

Cloos (*op. cit.* s. 64) był przeciwny ekstrapolacji przekrojów liniami powietrznymi i obliczaniu w ten sposób brakującej części granitu. Uważał, że postępowanie takie jest właściwe raczej dla skał osadowych. Uważał także, że zespół szlirowy (niem. *schlieren Schale*) nad częścią grzbietową (jądrową) granitu był cieńszy niż w części obwodowej, a jądro granitu atakowało łupinę szlirową tak, jak jądro antykliny przebija niekiedy swe skrzydła. „Zwischen Kern und Schale herrscht in gewisser Beziehung ein ähnliches Verhältnis wie bei tektonischen Antiklinalen, bei denen ebenfalls oft genug der Kern durch die höheren Horizonte so hindurchstösst, dass diese dünner werden und seitlich zuruckbleiben” (*op. cit.* s. 64). Nic na to jednak nie wskazuje. Analiza przekrojów Cloosa (1925, tab. IV, przekroje 1-4, 6) nie potwierdza jego opinii. Na przekrojach widać bardzo wyraźnie, że szliry na przygrzbietowym odcinku Karkonoszy zalegają łagodniej niż w niższych częściach stoku karkonoskiego. Nie ma więc oznak poddarcia szlirowych przez przebijające się jądro.

Po tej próbie wyjaśnienia wątpliwości, jakie mogłyby się zrodzić w umyśle Czytelnika, czy rzeczywiście powała granitu stanowiła łagodną kopułę, można znów wrócić do zasadniczego tematu, tzn. do obliczenia denudacji rocznej (adekwatnej) dla okresu od saksonu do dnia dzisiejszego. W tym okresie zostało zerodowanych, jak ustalono wyżej, maksymalnie 3,5 km, a minimalnie około 2 km granitu. Ta ocena umożliwia wyliczenie denudacji rocznej.

$$D_{\text{salson-dziś}} = 0,014 \text{ mm/rok (maksymalnie),}$$

$$D_{\text{sakson-dziś}} = 0,008 \text{ mm/rok (minimalnie).}$$

Jako średnie do dalszych wyliczeń możemy przyjmując w okresie od saksonu do dzisiaj natężenie denudacji rocznej 0,011 mm/rok. Na to niskie natężenie denudacji nakładają się dwie różne wielkości, odnoszące się do różnych okresów. Wielkość denudacji mezozoicznej była w ogólności jeszcze niższa od uzyskanej tutaj, degradacja zaś Karkonoszy w trzeciorzędzie po ruchach laramijskich była niewątpliwie bardziej ożywiona. Denudacja mezozoiczna nie została w przeprowadzonych obliczeniach oddzielona od kenozoicznej. Próbę taką podjęto w dalszej części.

DENUDACJA OD ŚRODKOWEGO WESTFALU DO GÓRNEGO CZERWONEGO SPĄGOWCA

W wyżej przedstawionych rozważaniach używano oceny denudacji od środkowego westfalu po dzień dzisiejszy oraz od saksonu po dzień dzisiejszy. Ponieważ znamy miąższości usuniętych warstw w tych odcinkach czasu, to z różnicy danych łatwo można wyliczyć natężenie denudacji rocznej w okresie uwidocznionym w tytule tego rozdziału.

$$D_{\text{środkowy westfal-sakson}} = 0,0625 \text{ albo } 0,1 \text{ albo } 0,025 \text{ albo } 0,0625; \text{ średnia } 0,6 \text{ mm/rok.}$$

Te cztery oceny (z czego dwie się powtarzają) wynikają stąd, że i grubość usuniętych warstw w okresach wchodzących do obliczeń była oceniana w pewnym przedziale.

DENUDACJA OD POCZĄTKU NAMURU PO ŚRODKOWY WESTFAL

W powyższych wyliczeniach, wykorzystując różnorodne przesłanki i fakty geologiczne (co wyluszczone na poprzednich stronach), uzyskano oceny denudacji, jaka zaistniała w wizenie, w okresie od namuru po sakson, od środkowego westfalu po sakson i dla całego okresu permokarbońskiego, a ściślej dla odcinka czasu wizen-sakson. Znając zatem średnie natężenie denudacji dla całości rozważanego okresu, to znaczy dla czasu od wizeny do saksonu, oraz znając średnie cząstkowe natężenia denudacji, otrzymane dla poszczególnych odcinków trwania permokarbonskiego, możemy uzyskać ocenę denudacji dla brakującego odcinka czasu, to znaczy dla okresu trwającego od spągu namuru do stropu westfalu B. Szczegółowe postępowania wyjaśniają rysunek (fig.5) i wzory.

$$\bar{y} = \frac{\sum x_i y_i}{\sum x_i} = \frac{(\sum_{i \neq k} x_i y_i) + (x_k y_k)}{\sum x_i},$$

$$y_k = \frac{\bar{y} \sum x_i - \sum_{i \neq k} x_i y_i}{x_k},$$

gdzie:

x_i – czas trwania i -tego okresu;

x_k – czas trwania okresu o poszukiwanej wartości denudacji;

\bar{y} – denudacja średnia dla okresu wizen-sakson;

y_k – poszukiwana denudacja w okresie x_k ;

y_i – natężenie denudacji w okresach x_i .

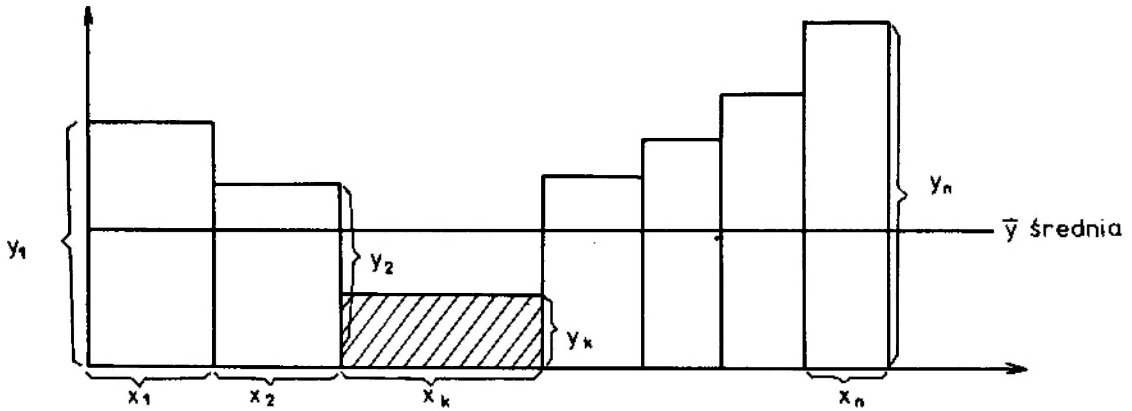


Fig. 5. Sposób szukania wartości cząstkowej w zbiorze o znanej wartości średniej i znanych innych wartościach cząstkowych. Objasnienia w tekście

The mode of calculation of the partial value in a set of known average value and known others partial values. x_i – the time interval of period i ; x_k – the time interval of period searched; \bar{y} – mean value of denudation rate during Vissean-Saxonian period; y_k the denudation value searched in the period x_k ; y_i – the denudation value in x_i period

Po podstawieniu do wzoru wartości znanych z poprzednich kalkulacji można wyliczyć, że denudacja dla okresu od spągu namuru po strop westfalu B wynosi 0,16-0,1 mm/rok, średnio 0,13 mm/rok.

$$D_{\text{spąg namuru-środkowy westfal}} = 0,16-0,1 \text{ mm/rok,} \\ \text{śred. } 0,13 \text{ mm/rok}$$

DENUDACJA OD POCZĄTKU TURONU DO DNIA DZISIEJSZEGO ORAZ OD SAKSONU PO TURON

Możliwość oceny denudacji średniej dla okresu uwidocznionego w tytule rozdziału pojawiła się po badaniach traków w apatycie (Jarmołowicz-Szulc 1984). Wymieniona praca dotyczy w głównej mierze datowania gnejsów izerskich metodą trakową, w części jednak obejmuje granit karkonoski. Wedle cytowanej autorki, apatyt z pobliza północnego endokontaktu granitu w swym marszu w górę 94 milionów lat temu przekroczył izotermę 100°C. Wiek ten odnosi się do spągu turonu według skali van Eysinga (1975). Dla górnej kredy z powodzeniem można przyjąć stopień geotermiczny 30 m/1°C, jednakowoż w trzeciorzędzie stopień ten był chyba niższy, zważywszy na ślady wulkanizmu bazaltowego widoczne w Karkonoszach, pochodzące z tego czasu. Wydaje się, że do dalszych obliczeń można bezpiecznie przyjąć stopień geotermiczny 25 m/1°C jako średnią od turonu po dzień dzisiejszy.

Przy tego rodzaju danych wyjściowych i przy przyjęciu temperatury średniorocznej 10°C, można wyliczyć, że sponad partii przykontaktowej granitu od turonu po dzień dzisiejszy została

usunięta warstwa o grubości około 2250 m. Stąd denudacja

$$D_{\text{turon-R}} = 0,024 \text{ mm/rok.}$$

Zaznacza się, że wartość ta odnosi się do strefy przykontaktowej granitu, skąd były pobrane próby do badań trakowych. Z porównywalnego poziomu hipsometrycznego była też pobrana próba do badań metodą K/Ar i Rb/Sr. To, ile nadkładu zostało usunięte z części grzbietowej Karkonoszy, pozostaje jednak kwestią otwartą.

W uprzednich wyliczeniach ustalono, że w okresie od górnego czerwonego spągowca do dziś została usunięta warstwa o miąższości ca 3500 m, od turonu zaś po dzień dzisiejszy – 2250 m. Z różnicy powyższych danych można wyliczyć denudację w okresie od saksonu po turon:

$$D_{\text{sakson-turon}} = 0,008 \text{ mm/rok.}$$

To niskie natężenie denudacji ustalone dla okresu mezozoicznego dobrze koresponduje z innymi informacjami geologicznymi o tym okresie. Niedowierzenie może budzić niewielkie natężenie średniej rocznej denudacji dla okresu od turonu po dzień dzisiejszy. Wartość ta (0,024 mm/rok) jest raczej typowa dla lekko pagórkowatego krajobrazu (Young 1969), a nie dla gór załomowych, jakimi z pewnością były Karkonosze w okresie trzeciorzędowym. Przyczyną tego stanu rzeczy może być to, że – jak już wspomniano wyżej – oznaczenie trakowe, na jakim się to wyliczenie opiera, odnosi się nie do części wysokiej Karkonoszy, ale do strefy przykontaktowej, gdzie deniwelacje nie są tak duże. Musimy sobie poza tym uzmysłowić, że w podanej wartości natężenia denudacji ukry-

wają się dwie wartości, niestety uśrednione. Jedną wartość denudacji, bardzo niewielką lub nawet ujemną, odnosi się do okresu od turonu po przełom kredy i trzeciorzędu, kiedy to, jak sądzi S. Dżułyński (informacja ustna), być może Karkonosze w ogóle nie były erodowane, ale nawet pokryte zalewem morza kredowego. Drugą zaś wartość natężenia denudacji, wyższą, odpowiadałaby rozcinaniu penepłeny pokredowej i następnych zrównań trzeciorzędowych (pl. I) (Jahn 1980). Nawet gdyby ekstrapolować wartość denudacji z okresu sakson-turon do mastrychtu, czyli do granicy między kredą a trzeciorzędem, i potem odpowiednio przeliczyć denudację dla trzeciorzędu, to jeszcze roczne natężenie denudacji będzie dość niewielkie – 0,031 mm/rok.

$$D_{\text{trzeciorzęd-czwartorzęd}} = 0,031 \text{ mm/rok.}$$

KRZYWA DENUDACJI PRAKARKONOSZY I UWAGI KOŃCOWE

Uzyskane oceny denudacji Prakarkonoszy (tab.3), dotyczące różnych odcinków czasu, głównie permokarbonu, umożliwiają skonstruowanie krzywej denudacji (fig.6). Krzywa ta ma dość nieskomplikowany przebieg, z wyraźnym maksimum w początkowej części wykresu, a następnie łagodnie opada i asymptotycznie dąży do zera w okresie mezozoiku. Drugie, nieznaczne podniesienie krzywej zaznacza się w trzeciorzędzie i czwartorzędzie.

Rozważana krzywa dość dobrze koresponduje z krzywą hipotetyczną, skonstruowaną dla prostej, jednofazowej intruzji (fig.1). Mogłoby się zatem wydawać, że na natężenie denudacji decydujący wpływ mają ruchy pionowe. Na krzywej nie zaznacza się wpływ klimatu, a więc nie zauważa się wzmożenia denudacji w westfalu, kiedy to, jak się można było spodziewać, w ówczesnym gorącym i wilgotnym klimacie spłukiwanie było najsilniejsze. Podobnie, nie uwidacznia się wzmo-

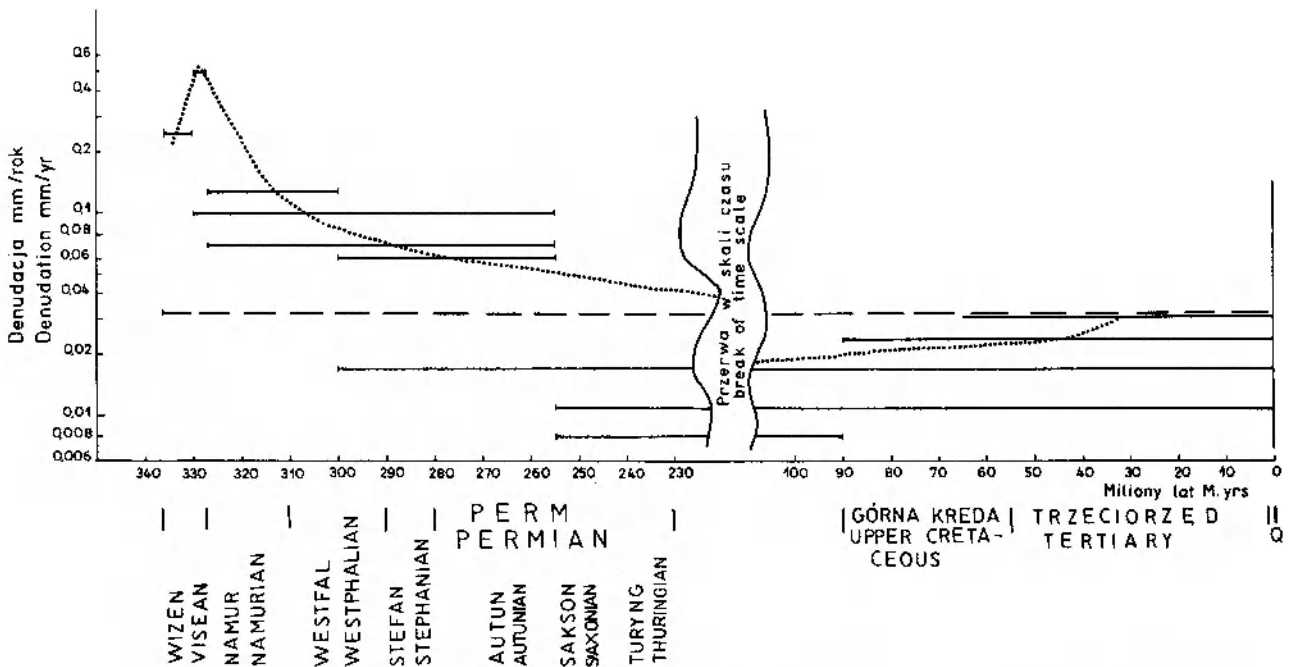


Fig. 6. Wykres natężenia denudacji w okresie od wizenu po dzień dzisiejszy. Linia przerywana przedstawia wartość średnią. Krzywa kropkowana łączy wartości cząstkowe

The diagram of denudation rates since Viséan till present. The mean value of denudation is denoted by dashed line. The dotted line connects the partial values. Semilogarithmical scale

Tabela 3. Średnie roczne natężenie denudacji obszaru karkonoskiego od wizenu po dzień dzisiejszy
Median yearly denudation rate of Pre-Karkonosze Mts since Vissean till present

Okres czasu Time interval	Denudacja [mm/rok] Denudation [mm/yr]	Mięższość zdjętej warstwy [km] Thickness of removed layer [km]
Wizen-dziś Visean-present	0,032	11,5
Wizen dolny i środkowy Lower and Middle Visean	0,25	3,0
Wizen górny Upper Visean	0,50	
Wizen górny-sakson Upper Visean-Saxonian	0,1	8,0
Namur-sakson Namurian-Saxonian	0,07	5,0
Westfal środkowy-dziś	0,02-0,015	4,5 ÷ 6,0
Middle Westphalian-present	0,017	5,25
Sakson-dziś	0,014 ÷ 0,008	3,5
Saxonian-present	0,011	
Środkowy westfal-sakson	0,10 ÷ 0,02	1 ÷ 4
Middle Westphalian-Saxonian	0,06	2,5
Namur-środkowy westfal	0,16 ÷ 0,1	2,5 ÷ 4,0
Namurian-Middle Westphalian	0,13	3,25
Turon-dzień dzisiejszy	0,024	2,25
Turonian-present		
Sakson-turon	0,008	1,25
Saxonian-Turonian		
Ekstrapolacja Extrapolation		
Jeśli turon-mastrycht If Turonian-Maestrichtian	0,008	0,22
to trzeciorzęd-czwartorzęd therefore Tertiary-Quaternary	0,031	2,0

Trzecia wartość w kolumnie denudacji i miąższości oznacza wartość średnią.

The third value in the denudation and thickness column means the middle value.

żona denudacja w okresie panowania klimatu półsuchego w stefanie i dolnym permie.

Zaskakujące jest, że na krzywej nie zaznacza się w postaci drugiego maksimum natężenia denudacji druga faza intruzji granitów karkonoskich. Za dwiema fazami intruzji przemawiają badania petrograficzne Borkowskiej (1966) i geochemiczne Lisa (1970). Borkowska uważała, że w pierwszej fazie wniknął granit grzbietowy, równoziarnisty, a w drugiej granit centralny, porfirowaty. Z analizy zaś map geologicznych (Berg 1940; Mierzejewski 1982a) wynika, że i inwazja trzeciej głównej odmiany granitów, mianowicie granitu drobnoziarnistego porfirowatego (syn. granofirowego, syn.

aplitowego), była oddzielona od intruzji poprzednich, wzmiankowanych wyżej, granitów wyraźną luką czasową.

Wydaje się, że niezgodność między wnioskami wynikającymi z otrzymanej krzywej a wspomnianymi badaniami jest spowodowana tym, że krzywa denudacji jest wykreślona na podstawie zbyt małej liczby oznaczeń, co więcej, oznaczenia denudacji są średnimi dla bardzo długich odcinków czasu. Dzięki temu szczegóły przebiegu krzywej nie zostały uchwycone, wykres jest zbyt zgeneralizowany. Niekorzystny jest też brak oddzielnych oznaczeń dla westfalu, stefanu, a szczególnie dla dolnego permu, kiedy tworzyły się górne molasy sudeckie. Okres ten ma więc dla charakterystyki denudacji Prakarkonoszy szczególne znaczenie. W przyszłości należałoby dążyć do wypracowania sposobów określania denudacji dla jak najkrótszych odcinków czasu geologicznego i uzyskiwania szczegółowszych danych. Wykorzystywanie datowań radiologicznych, wykonanych różnymi metodami na różnych minerałach o odmienniej temperaturze zamknięcia struktur sieciowych, stwarza takie możliwości.

Bardzo niski wynik natężenia denudacji dla okresu sakson-dzień dzisiejszy jest pochodną przeprowadzonej rekonstrukcji dawnego stropu granitu. Ta rekonstrukcja będzie wyglądała nieco inaczej, gdy zostanie udowodniona obecność uskoków podłużnych tnących granit. Obecnie jedynie domyślamy się, że wzdłuż takich uskoków jest podniesiona część południowa Karkonoszy.

Niespodziewanie niski wynik uzyskano dla denudacji okresu turon-trzeciorzęd i czwartorzędowej. Nawet po zabiegach oczyszczania tego wyniku z nałożonej na niego niskiej wartości wskaźnika denudacji właściwej dla okresu turon-mastrycht otrzymana denudacja dla okresu trzeciorzęd-czwartorzęd ($D = 0,03$ mm/rok) wydaje się zbyt mała. Dokonywały się przecież wtedy ruchy blokowe, które doprowadziły do kilkakrotnego odmłodzenia rzeźby (Jahn 1980; Oberc, Dyjor 1968). Ponieważ ocena denudacji Karkonoszy w okresie turon-dziś i pochodząca stąd ocena dla okresu trzeciorzęd-czwartorzęd oparta jest tylko na jednym datowaniu trakowym na apatycie (Jarmołowicz-Szulc, 1984), wobec tego należy strzec się przed zbyt daleko idącymi wnioskami. Zaznaczyć jednak trzeba, że podobne oceny, oparte na wielu oznaczeniach, uzyskała Jarmołowicz-Szulc z terenu przyległych Gór Izerskich.

Odrębnym zagadnieniem jest wiarygodność uzyskanej krzywej. Kluczowymi kwestiami przeprowadzonego w niniejszej pracy rozumowania

są sprawy dotyczące początku procesu intruzywnego, głębokości, na jakiej umiejscowiła się magma, oraz określenia czasu wynurzenia się granitu na powierzchni ziemi.

Odnosnie do pierwszej kwestii, to znaczy początku procesu intruzywnego, przyjęte w tej pracy rozwiązanie, oparte na analizie zmian paleogeograficznych w wizenie (A. K. Teisseyre 1971), uzyskało ostatnio potwierdzenie w badaniach traktowych (Jarmołowicz-Szulc, 1984). Datowanie tytanitu z granitu partii przykontaktowej z osłoną wykazało wiek 325 ± 30 mln lat, co odpowiada granicy namuru i wizenu. Po uwzględnieniu odpowiedniego chłodzenia do temperatury startu zegara traktowego datowanie to wskazuje, że przyjęty jako początek intruzji magmy karkonoskiej wiek wizeński nie jest zbyt odległy w czasie.

Odnosnie do drugiej kwestii, tzn. głębokości umiejscowienia się (ang. emplacement) magmy, przyjęta w niniejszych rozważaniach głębokość 8 km, wynikająca z wyliczeń stopnia geotermicznego typowego dla stref metamorfizmu typu Abukuma, okazuje się zbieżna z rozważaniami Puziewicza (informacja ustna), tyjącymi przemian mineralnych w bezpośredniej osłonie granitu i wyliczeniami koniecznych do tego ciśnień. Nie wiemy oczywiście, jak i według jakiej funkcji zmieniał się stopień geotermiczny z upływem czasu w miarę zbliżania się do granicy plutonu. Rysują się tu pewne możliwości uściślenia otrzymanych wyników w przyszłości przez rozważenie bilansu cieplnego wielkiego masywu i szybkości jego ochładzania.

Wreszcie na parę słów zasługuje też kwestia wynurzenia się granitu na powierzchnię. W literaturze regionalnej i podręcznikowej za autorami niemieckimi powszechnie przyjęto permski wiek, a ściślej sakson, pojawienia się otoczków granitu w osadach. Taki wiek przyjęto też w niniejszych obliczeniach denudacji. Należy jednakowoż wspomnieć, że autor tych słów wspólnie z A. Grocholskim zaobserwowali niegdyś otoczek jasnego granitu porfirowatego, tkwiący w osadach namurskich niecki wałbrzyskiej. A. Grocholski (wiadomość ustna) zaobserwował również otoczki granitu w warstwach otweileru. Otoczki te nie były bliżej badane, nie wiemy więc, czy pochodzą z granitu karkonoskiego. Z pobieżnych wyliczeń na podstawie danych przyjętych jako wyjściowe do tej pracy wynika, że w środkowym namurze strop granitu karkonoskiego znajdował się na głębokości ca 4,5-3 km. Czyż jest zatem możliwe, że apofizy granitu były już wtedy erodowane? Nie jest wykluczone, że wspomniane otoczki

w namurze i otweilerze są fragmentami przerbionego materiału dolnokarbońskiego. A. K. Teisseyre (1968, 1971, 1975) bowiem wspominał, że i w dolnym karbonie niecki śródsudeckiej występują otoczki różnych granitów, być może pochodzące z pogrzebanego obecnie, hipotetycznego masywu południowego.

Dopóki nie będziemy wiedzieli dokładniej, jakim skałom odpowiadają wspomniane otoczki, wszelkie dalsze rozważania na ten temat wydają się bezprzedmiotowe, a do obliczeń paleodenudacji można przyjąć czas pojawienia się niewątpliwych zwietrzelin granitu Karkonoszy w większych ilościach na złożu wtórnym, czyli w saksonie. Według Dona *et al.* (1981), w saksonie zalegającym koło Lubawki poziomy z typowymi zwietrzelinami granitów karkonoskich są bardzo wyraźne.

Mimo tych wszystkich zastrzeżeń i wątpliwości wydaje się, że dokładność w ocenie paleodenudacji Karkonoszy nie odbiega od ścisłości osiągalnej przy ocenie denudacji współczesnej.

Interesujące jest, czy na podstawie osiągniętych danych można wyrobić sobie opinię, jak wysokimi górami były Prakarkonosze w okresie permokarbońskim. Pomocne w tym może być (tab.4) zestawienie Younga (1969).

Tabela 4. Obniżanie powierzchni ziemi w zależności od typu rzeźby według Younga (1969)

Lowering of the land surface of various relief type after Young (1969)

Rzeźba – relief	Obniżanie [mm/rok] lowering [mm/yr]
Normalna (obszar równinny lub umiarkowanie rozcięty, łagodne zbocza)	0,046 0,072 (Schumm 1963) 0,022 (Corbel 1964)
Normal (plains, moderately dissected areas and gentle to moderate slopes)	
Stroma (obszar górski, indywidualne strome zbocza)	0,500 0,915
Steep (mountainous areas, individual steep slopes)	0,206

Inne oceny są znacznie wyższe, np.: według Fourniera (1962) erozja Wyżyny Abisyńskiej i okolicy Kilimandżaro wynosi ponad 1 mm/rok. Według Younga (1973, *vide* Thomas 1974), w dojrzałym lesie tropikalnym (rain forest) w ciągu trzech miesięcy deszczowych stoki o 10° nachylenia straciły 1-2 cm gleby przez zmywanie. Schumm (1977) jako średnią wartość maksymalną denudacji dla

obszaru górskiego przyjął 1 m/1000 lat, czyli 1 mm/rok. Wegmann (1957) wyliczył obniżenie Alp Północnych na dwie stopy na 1000 lat. Clark i Jaeger (1969) oraz Rosenfeld (1969) otrzymali dla denudacji Alp wartość od 0,4 do 1 mm/rok (fide Schumm 1977).

Z tego zestawienia widać, jak rozbieżne są oceny współczesnej erozji i denudacji. W wypadku Paleokarkonoszy należy się jeszcze liczyć z niewątpliwym istnieniem w permokarbonie trzęsień ziemi i związanych z nimi ruchów masowych, wpływających na średnie natężenie denudacji. Z wyłuszczonej wglądów, mając na uwadze ograniczenia i trudności w wyciąganiu wniosków, wynikające z tego, co napisano w pierwszej części o roli klimatu i szaty roślinnej, wypowiadanie się bliżej na temat, jak wysokimi górami były Karkonosze niegdyś, wydaje się przedsięwzięciem ryzykownym. Niemniej jednak zauważyć można, że przytoczone w tej pracy natężenie denudacji wizeńskiej jest porównywalne z denudacją dorzeczy Irawadi ($D = 0,393$ mm/rok) i Indusu ($D = 0,258$ mm/rok), rozwiniętych w obszarze wysokogórskim. Denudacja małych dorzeczy (Paleokarkonosze) bywa jednakowoż zazwyczaj większa niż denudacja wielkich dorzeczy (vide Schumm 1977), zatem to porównanie nie jest adekwatne.

Niewątpliwie, Paleokarkonosze były w rozważanym okresie co najmniej obszarem gór średnich; czy osiągały relief gór wysokich – pozostaje pytaniem otwartym.

Interesujące wydaje się porównanie denudacji innych masywów granitoidowych z wynikami otrzymanymi dla Karkonoszy. W tym celu wyciąg z obfitego materiału opisowego, zawartego w pracy Buddingtona (1959) i odpowiednio przeliczonego pod kątem uzyskania danych o denudacji, zestawiono w tabeli 5. Mając podany wiek granitów oraz głębokość ich umiejscowienia (ang. emplacement), z grubsza obliczono ich średnią denudację.

Uderzające jest, że plutony zachodniej części USA mają średnie natężenie denudacji bardzo zbliżone do siebie i to niezależnie od wieku plutonu. Poza tym zastanawia fakt, że średnia denudacja plutonu karkonoskiego (0,03 mm/rok) stanowi mniej więcej 1/2 wartości denudacji plutonów amerykańskich. Przyczyny tego stanu rzeczy mogą być złożone; tutaj zwrócimy uwagę na jedną z możliwych przyczyn.

Masywy granitowe zachodniej części USA są rozbudowane w pionie, dzięki czemu, mimo ich ciąglego ścinania przez erozję, przez długi czas

Tabela 5. Denudacja granitoidowych plutonów zachodniej części północnej Ameryki

Denudation rates for the granitoid plutons of western North America

Wiek Age	Typ plutonu Pluton type	Głębokość zastygania Depth of emplacement	Denudacja [mm/rok] Denudation [mm/yr]
Trzeciorzęd	epi, małe, związane z wulkanizmem	około 2 km	0,06
Tertiary	epi, little, connected with volcanism	about 2 km	
Późna kreda	epi, wielkie masywy	około 4 km	0,05
Late Cretaceous	epi, great batholiths	about 4 km	
Dolna część górnej kredy	przejściowe od epi do meso	około 7 km	0,07
Early Late Cretaceous	between epi and meso	about 7 km	
Dolna kreda i górna jura	meso i częściowo kata	około i więcej niż 10 km	0,06
Lower Cretaceous and Upper Jurassic	meso and some kata	about and deeper than 10 km	0,06

istnieje między nimi a okrywą stromy gradient grawitacyjny, a znaczna różnica mas napędza ich ruch w górę. Masyw karkonoski należy zaś do plutonów poziomo zalegających (ang. flat lying pluton), rozbudowanych horyzontalnie, jest podścielony skałami metamorficznymi (Petrascheck 1943; Berg 1933). Gradient grawitacyjny między takimi plutonami a ich okrywą nie jest tak stromy i dlatego ruch granitu w górę, słabszy niż w przypadku granitów amerykańskich, ograniczony jest głównie do okresów, kiedy to lepkość skorupy jest obniżona na skutek jej rozgrzania. Takimi okresami obniżonej lepkości skał skorupy były systemy permokarboński i trzeciorzędowy. W permokarbonie na rozgrzanie skorupy wskazuje szeroko rozwinięty w Europie plutonizm i wulkanizm, a w trzeciorzędzie ostatnie z tych zjawisk. W mezozoiku, z którego nie znamy działalności ogniowej, skorupa ziemska była sztywna, a granit karkonoski, „przymarznęty” do swej osłony, raczej nie był zdolny do samodzielnego marszu w górę.

WNIOSKI

1. Na podstawie znajomości stref klimatycznych, jakie panowały w przeszłości geologicznej, oraz obecnego stanu rozeznania dawnych warunków środowiskowych nie można odtworzyć *per analogiam* do warunków współczesnych natężenia denudacji, jakiej podlegały niegdyś paleozoiczne czy mezozoiczne Karkonosze.

2. Ilościowe dane odnośnie do denudacji Prakarkonoszy uzyskano przez rozważenie:

a) szybkości sedymentacji i objętości osadów korelatywnych;

b) szybkości wynurzenia się stropu plutonu granitowego z głębi ziemi;

c) oznaczeń radiologicznych, przeprowadzonych różnymi metodami, na minerałach o różnych temperaturach zamknięcia sieci krystalicznych;

d) odwzorowania geometrii nie istniejącej już, zerodowanej części masywu granitowego.

3. Natężenie denudacji, początkowo bardzo wysokie w wizenie (0,5 mm na rok), w górnym karbonie było już znacznie niższe (namur-środkowy westfal 0,13 mm/rok), by w mezozoiku spaść do 0,008 mm/rok. Ponowne ożywienie denudacji zaznacza się znów w trzeciorzędzie i czwartorzędzie (0,031 mm/rok).

4. Wyższe raty rocznej denudacji są skorelowane z okresami rozgrzania skorupy ziemskiej, ze zmniejszeniem jej lepkości, co z kolei ułatwia rozładowanie naprężeń izostatycznych. Rozładowanie to objawia się ożywieniem ruchów pionowych. Związek między denudacją a rozgrzaniem skorupy zachodzi zatem nie bezpośrednio, ale w wyniku całego łańcucha przyczyn i skutków.

5. Uzyskana krzywa denudacji jest zbyt zgene-

ralizowana, a to dlatego, że poszczególne oznaczenia denudacji są średnimi dla długich odcinków czasu. Z tego powodu nie znalazły odzwierciedlenia na krzywej znaczące zdarzenia geologiczne, opisane w literaturze odnoszącej się do geologii regionalnej Sudetów Zachodnich.

6. Z krzywej denudacji, mimo że obciążonej wyluszczonej wyżej mankamentami, zdaje się wynikać, że na natężenie denudacji największy wpływ ma szybkość ruchów podnoszących. Wpływ klimatu na natężenie denudacji nie został w niniejszej pracy uchwycony.

7. Masyw granitowy Karkonoszy, poziomo rozbudowany, wykazuje o połowę mniejsze przeciętne natężenie denudacji od granitów pionowo rozbudowanych z zachodniego wybrzeża Ameryki Północnej. Teza ta wymaga sprawdzenia na obszerniejszym materiale obserwacyjnym. W razie jej potwierdzenia będzie można, na podstawie średniej natężenia denudacji, rozróżnić plutony pionowe od plutonów poziomo leżących.

Milo mi podziękować doc. A. Sadowskiej za Jej uczynność i pomoc, jakiej doznałem przy zaznajamianiu się z opiniami co do warunków środowiskowych, w jakich bytowała flora karbońska. Dziękuję również prof. A. Jahnowi za Jego pomoc w uzyskaniu potrzebnej literatury przedmiotu oraz uwagi, których mi udzielił w czasie dyskusji nad referatem wygłoszonym na posiedzeniu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Prof. J. Burchartowi wdzięczny jestem za wyjaśnienie mi pewnych trudności i niuansów metod datowań radiologicznych. Doc. A. K. Teisseyre'owi jestem zobowiązany za uprzyświelenie mi Jego ocen denudacji wizeńskiej oraz za uprzejme porady redakcyjne. Bez życzliwej zachęty ze strony mojego szefa, prof. J. Dona, by niniejszą pracą oddać do druku, rozrosłaby się ona jeszcze bardziej, a jej opublikowanie odsunęłoby się w daleką przyszłość.

LITERATURA

- ALTHAUS E., 1967: The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. *Contrib. Miner. Petrol.*, 16, s. 29-44.
- ANKETELL J. M., CEGŁA J., DŻUŁYŃSKI S., 1970: On the deformational structures in systems with reversed density gradients. Zaburzenia w układach o niestatecznym uwarstwieniu gęstościowym. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, vol. 40, fasc. 1, s. 3-30.
- AUGUSTYNIAK K., 1963: Z badań litologiczno-facjalnych utworów górnego karbonu w niecce śródsudeckiej. *Kwart. Geol.*, t. 7, nr 3, s. 526-527.
- 1964: Uwagi na temat sedymentacji westfalu w niecce śródsudeckiej. Remarks on the Westphalian sedimentation in the Intra-Sudetic Trough. *Prz. Geol.*, nr 7/8, s. 339-342.
- BEDERKE E., 1936: Das Grundgebirge der Grafschaft Glatz. *Jb. d. Schles. Ges. f.V.K.*
- 1956: *Die Granitgenerationen des Riesengebirges*. Geotekt. Symposium zu Ehren von Hans Stille. Stuttgart.
- BERG G., 1933: Schiefereinschlüsse im Granitporphyr inmitten des Riesengebirgsgranites. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, Bd. 54.
- 1938: *Erläuterungen zu Blatt Landeshut*, Lief. 193. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- 1940: *Geologische Karte des Deutschen Reiches*. Bad Warmbrunn. 2 Auflage. Berlin.
- BORKOWSKA M., 1966: Petrografia granitu Karkonoszy. Petrographie du granite des Karkonosze. *Geol. Sudetica*, vol. 2.

- BUDDINGTON A. F., 1959: Granite emplacement with special reference to North America., *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 70, no. 6.
- BURCHART J., 1970: The crystalline core of the Tatra Mountains: a case of polymetamorphism and polytectonism. *Ecl. Geol. Helv.* 63, 1, s. 53-56.
- 1971a: Kolokwium na temat geochronologii fanerozoicznych stref orogenicznych w Szwajcarii, 1969 r. *Post. Nauk Geol.*, 3, s. 139-141.
- 1971b: Wiek bezwzględny skał polskich (Katalog oznaczeń geochronologicznych). Absolute ages of rocks from Poland (A Catalogue of geochronological determinations). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 41, z. 1, s. 241-255.
- BURCHART J., KRÁL J., 1979: Poczemu trekki? *Geol. Sbornik, Geol. Carpath.* 5, 321.
- CLOOS H., 1925: *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. Das Riesengebirge in Schlesien.* Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- DON J., et al., 1981: *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów.* Arkusz Lubawka. Wyd. Geol., Warszawa.
- DZIEDZIC K., 1961: Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej. Lower Permian of the Intra Sudetic Basin. *Studia Geol. Pol.*, vol. 6.
- 1968: Zagadnienie śródkarbońskich dyskordancji w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej. The problem of Intra-Carboniferous discordances in the north-western part of Intra-Sudetic Trough. *Kwart. Geol.*, t. 12, nr 1, s. 37-49.
- EYSING VAN F. W. B., 1975: *Geological Time Table.* 3, wyd. Elsevier, Amsterdam.
- FRAKES L. A., 1979: *Climates throughout Geologic Time.* Elsevier, Amsterdam.
- FYFE W., 1979: Some thoughts on granite magmas, [w:] Newal G., Rast N. (red.), Mechanism of igneous intrusion. *Geol. J., Spec. Iss.*, 2. Gallery Press, Liverpool.
- IKEDA Y., 1978: Intimate correlation in composition between granitic rocks and their country rocks in Japan. *J. of Geol.*, vol. 86, nr 2, s. 261-269.
- JAHN A., 1980: Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów. Main features and age of the Sudetes Mountains relief. *Czas. Geogr.*, vol. 51, z. 2.
- JAMES H. L., 1955: Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Michigan. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 66, nr 12, s. 1455-1488.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1984: Geochronologiczne studium części północnej osłony granitu Karkonoszy za pomocą metod trakowych. Geochronological study of a part of the northern cover of the Karkonosze granite by fission track methods. *Arch. Miner.* t. 39, z. 2.
- KLIMASZEWSKI M., 1981: *Geomorfologia.* PWN, Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1968: *Geologia dynamiczna.* Wyd. Geol., Warszawa.
- LIS J., 1970: Geochemia niektórych pierwiastków w granitoidowym masywie Karkonoszy. The geochemistry of certain elements in the Karkonosze granitoid massif. *Biul. Inst. Geol.*, nr 224.
- MAŠKA M., 1954: K tektonické analýze krystalinika. *Ustř. Ustav. Geol.*, 27.
- MIERZEJEWSKI M. P., 1967: Tektonika granitu Karkonoszy. Tectonics of the Karkonosze granite. *Przewodnik XL Zjazdu Pol. Tow. Geol.* Wyd. Geol., Warszawa.
- 1973: Metoda i analiza pomiarów polowych przestrzennej orientacji dużych skaleni w granicie Karkonoszy. *Acta Univ. Wratisl.*, nr 192, s. 301-305.
- 1982a: The problem of flat-lying granitic plutons and the velocity of their intrusion. *Veröffentlichungen des Zentralinst. f. Physik der Erde.*, nr 72, Akad. d. Wiss. d. DDR. Berlin.
- 1982b: *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów.* Ark. Szklarska Poręba. Wyd. Geol., Warszawa.
- MIERZEJEWSKI M., MAJEROWICZ A., 1983: *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów.* Ark. Szklarska Poręba. Wyd. Geol., Warszawa.
- MIYASHIRO A., 1972: Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean-floor metamorphism, [w:] Ritsema A. R. (red.), *The Upper Mantle. "Development in Geotectonics"* 4, s. 141-159, Elsevier, Amsterdam.
- MROCZKOWSKI J., 1982: On the role of climatic factor in Zechstein marine transgression. *Bull. de l'Acad. Pol. des Sci. Ser. d. Sci. de la Terre*, vol. 29, nr 4.
- MROCZKOWSKI J., SKOWRONEK Cz., 1980: Osady czerwonego spągowca w Iwinach (niecka północnosudecka). Rotliegendes deposits in the north-eastern North-Sudetic Trough (Sudetes Mts): their depositional environment and possible stratigraphic implications. *Geol. Sudetica*, vol. 15, nr 1, s. 125-141.
- MUELLER R. F., SAXENA S. K., 1977: *Chemical Petrology.* Springer.
- OBERC J., 1972: *Sudety i obszary przyległe. Budowa geologiczna Polski.* t. 4, cz. 2. Wyd. Geol., Warszawa.
- OBERC J., DYJOR S., 1968: Młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach. *Prz. Geol.* nr 11.
- PETRASCHECK W. E., 1938: Zur Altersbestimmung des variscischen Vulkanismus in Schlesien. *Zeit. d. Deutsh. Geol. Gesell.*, Bd. 90, s. 20-25.
- 1943: Einige Beziehungen zwischen Intrusionstektonik und Lagerstättenverteilung. *Geol. Rdsch.*, t. 34, z. 1.
- PITCHER W. S., 1975: On the rate of emplacement of batholiths. *J. Geol. Soc. Lond.*, 31, s. 589-591.
- POLAŃSKI A., 1979: *Izotopy w geologii.* Wyd. Geol., Warszawa.
- PORĘBSKI S. J., 1981: Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego kargonu depresji Świebodzic. Świebodzice succession (Upper Devonian-lowest Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan-delta complex. *Geol. Sudetica*, vol. 16, nr 1, s. 101-192.
- PRZEWŁODZKI K., et al. 1962: Age of some granitic rocks in Poland. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 26, s. 1069-1075.
- RAMBERG H., 1976: Modelirowanie tectonicznych dźwignij, wyzywajcych siłoj tżazesti, pri pomoszczci centrifugi, [w:] *Sila tżazesti i tiektonika*, (red.) K. A. de Jong, E. Scholten. Moskwa.
- RICHARDSON S. W., GILBERT M. C., BELL P. M., 1969: Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Am. J. Sci.*, 267, s. 259-272.
- SCHREYER W., SEIFERT F., 1969: High pressure phases in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Am. J. Sci.*, 267a, s. 407.
- SCHUMMS A., 1977: *The Fluvial System.* J. Wiley, New York.
- SCHWINNER R., 1928: Schwerkemessungen und Gebirgsbau im Riesengebirge. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, t. 49, z. 1, s. 270-278.
- STARKE L., 1960: Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. The development of the flysch Carpathians relief during the Holocene. *Pr. Geogr. IG PAN*, nr 22.

- SZAFER W., 1964: *Ogólna geografia roślin*. PWN, Warszawa.
- SZAFER W., KOSTYNIUK M., 1962: *Zarys paleobotaniki*. PWN, Warszawa.
- TEISSEYRE A. K., 1966: Lower Carboniferous breccias on the northern margin of the Intra-Sudetic Basin. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Geol. et Geogr.*, vol. 14, s. 37-43.
- 1968: Charakterystyka sedymentologiczna najniższego kulmu lądowego w północnej części niecki śródsudeckiej. The Lower Carboniferous of the Intrasudetic Basin: a study in sedimentary petrology and basin analysis. *Geol. Sudetica*, vol. 4, s. 221-298.
- 1971: Charakterystyka sedymentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej. Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the lowest Kulm of the Intra-sudetic Basin. *Geol. Sudetica*, vol. 5, s. 237-280.
- 1975: Sedymentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. Sedimentology and paleogeography of the Kulm alluvial fans in the western Intrasudetic Basin (Central Sudetes, SW Poland). *Geol. Sudetica*, vol. 9, s. 1-135.
- TEISSEYRE A. K., TEISSEYRE J. H., 1969: Faulting and sedimentation on the north-western margin of the Intra-sudetic Basin. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Geol. et Geogr.*, vol. 17, nr 1, s. 41-48.
- THOMAS M. F., 1974: *Tropical Geomorphology*. Macmillan, London.
- WINKLER H. G. F., 1962: Viel Basalt und wenig Gabbro-wenig Rhyolith und viel Granit. *Beitr. Miner. Petr.* 8, z. 4.
- YOUNG A., 1969: Present rate of land erosion. *Nature*, vol. 224, nr 5222, s. 851-852.
- ZIMMERMANN F., 1958: Die floristischen Beziehungen zwischen Kulm und Namur im Waldenburger Karbon und Beurteilung der Discordanz zwischen ihnen. *Kwart. Geol.*, t. 2, z. 3.
- ŻAKOWA H., 1958: Górny wizen dolnokarbońskiej niecki śródsudeckiej. Upper Visean of the Lower Carboniferous Intrasudetic Basin. *Kwart. Geol.*, t. 2, nr 3, s. 602-625.
- 1964: Rozwój facji górnego wizenu w Polsce. Development of the Upper Visean facies in Poland. *Kwart. Geol.*, t. 8, nr 4.

DENUATION OF THE ANCIENT KARKONOSZE MTS DURING PERMO-CARBONIFEROUS AND MESOSOIC ERA

Michał Paweł MIERZEJEWSKI

Institute of Geological Sciences, the University of Wrocław
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

Summary

ABSTRACT: This essay is an extensive review of the possibilities to work out a model, adequate to ancient denudation of the granitic Karkonosze Mts. and its variation with the passage of time. The attempt to solve this task was twofold

In the first part of the paper, the reconstruction of the general processes was undertaken, in order to find out the range of the ancient denudation. That way has proved to be a failure. It relied upon substitution of a number of exogenic processes, influencing the intensity of denudation, by two general factors only, i.e. climate and the rate of uplifting. Therefore the mode of uplifting of rock masses over granitisation center was considered. As to the ancient climate conclusion was drawn through the analysis of correlative sediments.

By the comparison of ancient Pre-Karkonosze to the present drainage basins of similar climatic and hypsometric conditions, it was hoped to get an idea about the intensity of the ancient erosion. Along this line of reasoning, very inaccurate answers were obtained only.

This article covers the problem of the denudation of an granitic area, since the first signs of magma intrusion till nowadays. In the first period, during Carboniferous, the denudation was very vigorous, and was speaking in geomorphological terms, typical for young and mature landscape. Then, in Mesozoic Era, this area reached an old age topography, and is characterised by very low denudation rate. The penneplained region was uplifted, and the erosion brisked up at the end of Cretaceous.

The whole period analysed lasted for 340 m.y. In order to determine the denudation variability in such a long time, two ways of procedure were undertaken.

The subject of the first one was to ascertain the ancient climate and the rate of uplifting, and having those data in mind to determine the denudation value. As to climate it could be deduced from the facies of correlative sediments and from the relicts of floras. The rate of uplifting can be concluded from the mode of intrusion mechanism.

However this way of argumentation is ineffective, because it is impossible to determine the height of Pre-Karkonosze Mts and their local climate. The correlative sediments serve only as a proof for the climate regime in the foot area of these mountains. Similarly, it is impossible to estimate the intensity of carboniferous vegetation on the mountain slopes and its influence on the denudation rate. At last, it is hard to estimate the interference of climatic and uplifting factors and their common influence on the size of the denudation.

Despite of the ancient floras problem, the present drainage basins, of similar to carboniferous climatic conditions and topography, are not sufficiently known, and it is impossible to compare erosion and denudation between those old Pre-Karkonosze Mts and the contemporary rivers.

The first way, to solve our denudation problem is then obscured as yet.

The second way of procedure to solve the same problem

In the second part of the paper, the same denudation problem was solved in a quite different manner. The quantitative data concerning the values of denudation, which varied with the passage of time were calculated on the ground of sedimentological consideration. Then timing of intrusion, the depth of emplacement, and the age when the granitic body appeared at the earth's surface were taken into account.

The depth in which the radiological clock has started, and the geometrical reconstruction of the removed upper parts of pluton, were also taken into consideration.

The determined values of denudation were plotted on a diagram as a function of time. The curve obtained was then discussed in the light of previously known details of the Karkonosze granite pluton evolution.

The mean denudation value of our case, was compared with the denudation of other plutons. The differences were explained by diverse shapes of those plutons, and their various reactions to the gravitational field.

is quite different. The denudation is computed by several methods in succeeding periods of geological time.

The sedimentological consideration has led to evaluation of the Visean denudation. A. K. Teisseyre researched the size and time of creation of the alluvial fans, which were formed at the base of Pre-Karkonosze slopes. From the known empirical connection between the size of alluvial fan and its river drainage basins, he could conclude about the thickness of strata, eroded in Visean.

The mean value of denudation, since the Lower Carboniferous till Lower Permian was ascertained as follows: At first the depth on which the emplacement of the Karkonosze granitic magma took place was calculated. Then, the time of that event was defined. At last the time of the first sign of erosion of the Karkonosze granite was considered. These three data enable us to estimate the denudation value.

The depth of emplacement was stated in accordance with Buddingtons (1959) scheme, modified by the new researches about the P/T boundaries of metamorphic facies. The point of issue in this consideration were the P/T conditions of neocrysts creations in the mantle in the time of intrusion, and the temperature of magma (600°C) during crystallisation (Borkowska 1966). These data, calculated with the geothermal gradient, typical for metamorphic terrains of the Abukuma type ($70-80^{\circ}\text{C}/\text{km}$), lead to conclusion, that the emplacement reached the depth of about 8 km. The above mentioned geothermal gradient was established by three independent methods.

In order to establish the time of intrusion, the changes in paleogeography of the Inner-Sudetic Trough were considered. It was the upper part of Lower Visean, when the pebbles of metamorphic rocks of Pre-Karkonosze origin, were sedimented into the Inner-Sudetic Trough (A. K. Teisseyre 1971). That time was accepted as the beginning of intrusion processes. This opinion is not far from the estimation

of Maška (1954), who the intrusion of Karkonosze magma dated as Upper Devonian.

Here, a short discussion with the Bederke's (1936) and Petrascheck's (1938) proofs should be undertaken. After those authors, the lamprophyre veins cut the Zacler beds (Westphalian) and Otweiler beds, therefore the granite intrusion is Asturian in age. In my opinion, that observation is a proof for the vivacity of magma chamber in those times only, but it does not forejudge the time of the intrusion beginning.

When the Visean age of intrusion is adopted, the presence of rhyolite pebbles in the Culm and Westphalian strata, in the vicinity of Wałbrzych, is also clear.

Having in mind the time of emplacement (Visean, about 335 m.y.) the depth of emplacement about 8 km, and the time when the granite risied to the surface (its pebbles appeared in Saxonian deposits) 225 m.y. ago, we can calculate the of mean rate of denudation since Visean till Saxonian. The result is a function of the adopted geothermal gradient (Tab.1).

The denudation since Namurian till Saxonian was very simply calculated, i.e. from the known thickness of eroded strata in Visean-Saxonian period, the thickness of removed material in Visean was subtracted.

The results of researches of isotopic age were useful to state the denudation rate since Middle Westphalian till nowadays. This method was cleared by Burchart (1970), Burchart and Kral (1979), and Polański (1979). The isotopic age of Karkonosze granite points out 292 m.y. (Rb/Sr method), and 304 m.y. (K/Ar method) (Przewłodziński *et al.* 1962). This indicates that in the Middle Westphalian the recent surface of earth was buried on the depth characterised by the 250°C (K/Ar method), or 300°C (Rb/Sr method) isotherms. From those data we can calculate the value of denudation in the period mentioned. The results are also a function of adopted geothermal gradient (Tab.2). The probable geothermal gradient in Westphalian was estimated in the range from 15 to 20 m/1°C.

The denudation of Pre-Karkonosze since Upper Rotliegendes till recent days was valued by the geometric reconstruction of the ancient shape of this pluton. In Saxonian the erosion started to cut the uppermost part of granite. Therefore, if we could know how thick was the granite which has been lost from the ancient to the recent surface, we could conclude the value of denudation.

The reconstruction of the uppermost part of the pluton which in our days does not exist seems to be possible, because the internal structures such as flow lines and flow planes are known. The structure of Karkonosze Mts granite points out that the probable mechanism of the intrusion was the forcefull injection accompanied with doming. The adequate cross-sections have been demonstrated in Figure 2 and 3. As can be seen on the cross-sections published by Cloos (Fig.3), completed by the lines above the earth surface, the Karkonosze pluton has been lost about 2 km of its thickness. After the present author's cross-section it was as much as 3.5 km. Therefore, in the face of these two estimations, the denudation rate since Saxonian till present was determined alternatively.

The denudation rate of the Pre-Karkonosze Mts, since Middle Westphalian till Upper Rotliegendes was rather simply calculated. From the previous estimations were known the thicknesses of eroded granite since Middle Westphalian till nowadays, and since Saxonian till present. The difference in those values reveals the denudation searched.

In somewhat other way the problem of the denudation since Namurian till Middle Westphalian was tackled. In order to disentangle intricacies of this task an equation of the 1st degree was solved (Fig.5). It was possible, because the mean value of denudation rate since Visean till Saxonian had been previously known, and had also been evaluated the denudation rate in shorter time intervals, in that range. In the Figure 5 all of particulars are explained.

The possibility of estimation the denudation value since the liegende of Turonian till nowadays appeared after the researches on the tracks of apatite had been carried out (Jarmołowicz-Szulc, 1984). After this author, the apatite from the Karkonosze granite in its course from depth to the surface overstepped the isotherm 100°C, about 94 m.y. ago. Adopting the 25/1°C geothermal gradient, it can be calculated that the thickness of about 2200 m of granite has been removed since Turonian till present.

The thickness of the granite eroded since Saxonian till present has been assessed above. Therefore, we can now calculate the amount of destructed granite since Saxonian till Turonian. By extrapolation the value of denudation adequate for the period of Saxonian-Turonian till the end of Cretaceous, what is geologically resonable in the Sudetes region, the rate of denudation competend for the Cenozoic era can be recalculated.

These all estimations enabled us to plot the curve of denudation (Fig.6). This curve is rather simple, and typical for one-phase intrusion.

On this curve there is no sign of the largely known climate optimum in the Westphalian. Similarly, there is no symptom of vigorous denudation in the semiarid climate of Lower Permian. There is no indication either for the successive phases of intrusion, which were stated by petrographic, geochemic and geological methods (Berg 1940; Borkowska 1966; Lis 1970; Mierzejewski 1982).

As to this matter it seems to me, that the curve obtained presents a rough idea of denudation only. The determined ranges of denudation are of mean character and cover too long time intervals, therefore the curve is too much generalised. The paradoxical situation is, that we have at disposal much more significances of denudation in Carboniferous than in the younger periods. Especially painfull is the lack of denudation estimation for Permian, when the Sudetic mollase was deposited.

One can wonder whether the curve is realistic. It depends from a lot of calculations undertaken. Are they rational? In the author's imagination the weak points in the model worked out are, at first, the reconstruction of the uppermost parts of the Pre-Karkonosze pluton, and then the assumed time when the granite began to disintergrate. Nevertheless the accuracy of determined denudation rates, various during the passage of 340 m.y. seems to be similar to the precision of statements related to the denudation of the present drainage basins. In the tables included, one can prove that changes of one factor, e.g. the geothermal gradient, lead in our calculation to little chages in the values of denudations rates.

The curve achieved points out, that the Pre-Karkonosze Mts during Carboniferous exhibited at least the relief of middle mountains. Were they high mountains? That question is open as yet.

After the difficulties with the Pre-Karkonosze denudation were overcome, the plutons of the Western USA were considered. From the Table 5 it is clear, that the American granitic plutons are characterised by two times higher denudation rate than our case. This phenomenon may be due to the vertical

shape of those plutons, compared with flat lying pluton of Karkonosze Mts. The gravitation gradient between granitic plutons and their mantles are perhaps much higher in America than in the case of our granitic body.

The Karkonosze Mts pluton was able to vigorous uplifting only in those periods when the crust was characterised by low viscosity. Those conditions reigned in Permo-Carboni-

ferous (plutonism and volcanism), and in Tertiary (volcanism) periods. That phenomenon, among others, was the most effective agent which influenced the denudation rate, and therefore also the shape of the curve obtained.

Translated by M. P. Mierzejewski

Wrocław, November 1983

PLANSZE I OBJAŚNIENIA

PLANSZA I – PLATE I

- 1. Powierzchnia zrównania Karkonoszy, rozcięta przez lokalny lodowiec. Widoczne cyrki lodowcowe i wały moren końcowych**
The uplifted plain of the Karkonosze Mts, dissected by the local glaciers. Note the cirques and terminal moraines
- 2. Fragment zrównania karkonoskiego z widokiem na cyrk Śnieżnego Kotła**
Fragment of the uplifted plain of the Karkonosze Mts, with the cirque of Śnieżne Kotły – Snow Cauldron

Fot. 1 wykonał J. Stachowiak, fot. 2 autor

Photo 1 taken by J. Stachowiak, photo 2 taken by the author



1



2

Michał Paweł MIERZEJEWSKI – Denudacja Prakarkonoszy w permokarbonie i mezozoiku
Denudation of the ancient Karkonosze Mts. during Permocarboiferous and Mesosoic Era

PLANSZA II – PLATE II

1. Zespół szlirów biotytowych. Szliry są bardziej nachylone od spękań. Skałka na N zboczu Płoszczania
The assemblage of biotite schlieren. The joints are less inclined as the schlieren. Craig on the northern slope of Płoszczań
2. Ułożenie dużych kryształów skaleniowych oraz żyły aplitowej najstarszej generacji
The feldspar megacrysts and primary aplite vein arrangement. Locality as above

Fot. J. Stachowiak
Photo by J. Stachowiak



1



2

Michał Paweł MIERZEJEWSKI – Denudacja Prakarkonoszy w permokarbonie i mezozoiku

Denudation of the ancient Karkonosze Mts. during Permocarboneferous and Mesozoic Era