

NOWE DANE O BUDOWIE GEOLOGICZNEJ GÓRY ŚW. ANNY (ŚLĄSK OPOLSKI)

Robert Niedźwiedzki

*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski,
Pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław*

Niedźwiedzki R., 1993. Nowe dane o budowie geologicznej Góry Św. Anny (Śląsk Opolski). A caldera from the Góra Św. Anny, Upper Silesia: new data on the geologic structure. (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 63: 333 – 351.

Abstract: Primary tectonic and stratigraphic positions of the Triassic and Upper Cretaceous sedimentary rocks, occurring as xenoliths in the Góra Św. Anny nephelinite have been established. They formed a sedimentary cover prior to the eruption. Thermic and hydrothermal influence of the intrusion led to the formation of jaspers. Taking isotopic and palaeomagnetic data into account, the Góra Św. Anny is interpreted as relic of a deeply eroded caldera. A new, five-stage model of the development of this caldera is proposed.

Key words: Tertiary nephelinites, lava vulcano, caldera, hydrothermal rocks, contact metamorphism, Upper Silesia.

Manuscript received: 25 January 1994, accepted 29 September 1994

Abstrakt: Ustalono pierwotną pozycję tektoniczną i stratygraficzną triasowych i górnokredowych skał osadowych napotkanych w nefelinitych Góry Św. Anny. Tworzyły one przed erupcją pokrywę osadową. Wpływ termicznych i hydrotermalnych procesów towarzyszących intruzji doprowadził do powstania jaspisów. Uwzględniając datowania izotopowe i paleomagnetyczne wulkanitów potwierdzono interpretację Góry Św. Anny jako pozostałości głęboko zerodowanej kaldery i zaproponowano nowy, pięcioetapowy model rozwoju tej kaldery.

WSTĘP

Góra Św. Anny znajduje się w obrębie Grzbietu Chełma, w zachodniej części Wyżyny Śląskiej. Chełm jest zrębem tektonicznym, w którym na sfałdowanym podłożu dolnokarbońskim leżą piaskowce i wapienie triasowe (Fig. 1). Skały te przebite są przez wulkaniczną intruzję tworzącą kulminację morfologiczną – Górę Św. Anny, wznoszącą się około 20 m ponad neogeńską powierzchnię zrównania, rozwiniętą na wapieniach triasu (Niedźwiedzki, 1993a). Południowa krawędź Chełma związana jest ze strefą uskoków schodowych, w których zrzucone są skrzydła południowe. Badania autora miały na celu zebranie nowych danych o blokach skał osadowych, występujących w nefelinitych oraz weryfikację dotychczasowych poglądów na genezę wulkani-

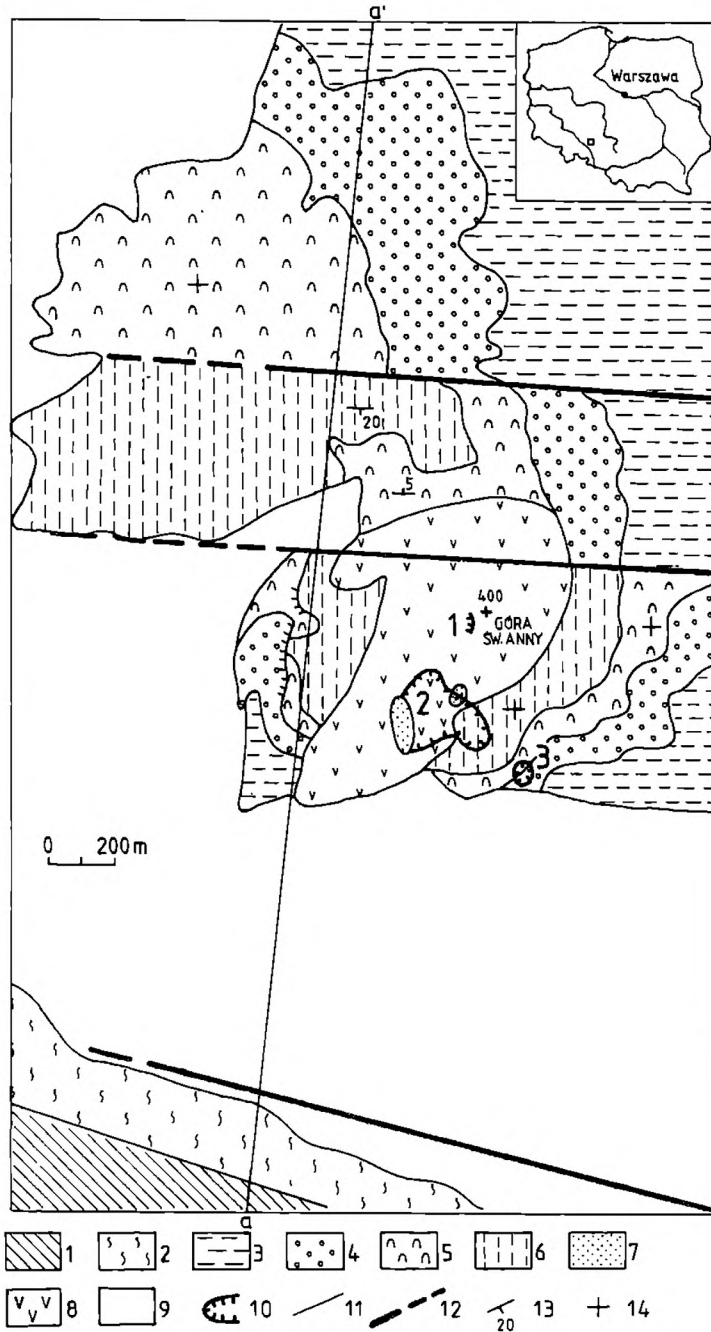


Fig. 1 Mapa geologiczna rejonu badań. 1 – kulum dolnokarboński; 2 – pstry piaskowiec; 3 – warstwy gogolińskie; 4 – warstwy górażdżańskie; 5 – warstwy terebratulowe; 6 – warstwy karchowickie; 7 – cenoman i turon; 8 – trzeciorzędowe wulkanity; 9 – czwartorzęd; 10 – kamieniołomy; 11 – granice stratygraficzne; 12 – uskoki; 13 – bieg i upad warstw; 14 – poziome położenie warstw

Fig. 1 Geological map of the study area. 1 – Lower Carboniferous Culm; 2 – Bunter Sandstone; 3 – Gogolin Beds; 4 – Górażdże Beds; 5 – Terebratula Beds; 6 – Karchowice Beds; 7 – Cenomanian and Turonian; 8 – Tertiary volcanites; 9 – Quaternary; 10 – quarries; 11 – stratigraphic boundaries; 12 – faults; 13 – strike and dip of beds; 14 – horizontal bedding

tów Góry Św. Anny. W tym celu zanalizowano stopień zmian termicznych, pozycję tektoniczną i skład faunistyczny bloków osadowych, a także skład chemiczny i układ ciosu termicznego nefelinitów. W oparciu o te dane oraz wyniki prac petrograficznych i izotopowych Birkenmajera *et al.* (1977a), Birkenmajera i Siemiątkowskiego (1977b) i Kruczyk *et al.* (1977a, 1977b) zwerifikowano pogląd, że Góra Św. Anny była pierwotnie wulkanem tufowym oraz, że wszystkie widoczne w nefelinicie skały osadowe są ksenolitami. Uzyskane wyniki, porównane z literaturą o czynnych współcześnie wulkanach, pozwoliły zaproponować nowy model rozwoju kaldery Góry Św. Anny.

HISTORIA BADAŃ

Góra Św. Anny była wielokrotnie obiektem badań geologicznych ze względu na dużą wartość poznawczą oraz dzięki dobremu odsłonięciu w wyniku prowadzonej eksploatacji wapieni i bazaltów. Volz (1901) znalazł tu bloki skał osadowych zatopione w bazalcie. Wapienie z tych bloków, na podstawie fauny, zaliczył do turonu, a występujące poniżej piaskowce do cenomanu. Rode (1934), opierając się m.in. na wzajemnych stosunkach skał wylewnych i piroklastycznych oraz występowaniu wśród nich wielkich bloków triasowych i kredowych wapieni, sformułował pogląd, że Góra Św. Anny jest pozostałością kaldery. Wiek bazaltów określił na miocen, przyjmując jednorazową erupcję lawy. Późniejsze badania, aż do połowy lat siedemdziesiątych, nie wniosły nowych danych pozwalających ustosunkować się do tej tezy i większość geologów zgadzała się z Rodem. Wapienie triasu środkowego otaczające intruzję zostały opisane przez Assmanna (1944), który przedstawił pełny podział stratygraficzny triasu opolskiego. Po 1945 na Górze Św. Anny prowadzono głównie prace petrograficzne. W ich wyniku Chodyniecka (1967) zaliczyła tutejsze bazalty do nefelinitów. Kruczyk *et al.* (1977a, 1977b) i Birkenmajer *et al.* (1977a) przeprowadzili badania paleomagnetyzmu i wieku izotopowego metodą K-Ar, stwierdzając dwie fazy wulkanizmu ($26,5 \pm 3$ mln lat i 21 ± 3 mln lat) oraz ustalając głębokość komory magmowej na 50 km. Bodzioch (1987) zinterpretował Górę Św. Anny jako pozostałość głęboko zerodowanej kaldery, nie uwzględnił jednak przy tym wyników badań Kruczyk *et al.* (1977a, b).

LITOLOGIA

Skały triasowe w rejonie Góry Św. Anny

Na omawianym terenie odsłania się dolna część wapienia muszlowego, w której Assmann (1944) wydzielił następujące, zgodnie zalegające, kompleksy (od spągu):

a) *warstwy gogolińskie*. Są to głównie cienkoławicowe wapienie faliste, o miąższości 45 m, z ubogą ilościowo i jakościowo fauną. Dla najniższej części omawianych warstw typowy jest brak konodontów (Zawidzka, 1975).

b) *warstwy górażdzańskie*, reprezentowane przez wapienie onkolitowe i organodetrytyczne, o miąższości 18 m, z bardzo bogatą taksonomicznie fauną.

c) *warstwy terebratulowe*. W dolnej części utworzone są przez margle i wapienie krynowidowe, a w wyższej przez naprzemianległe muszlowce terebratulowe i wapienie gruzłowe. Miąższość ich wynosi 14 m.

d) *warstwy karchowickie* jako osady facji rafowej, mają zróżnicowane wykształcenie litologiczne i niekiedy leżą niezgodnie na wapieniach terebratulowych (Niedźwiedzki, 1993b). Dominują średnioławicowe, łatwo krasowiejące, wapienie organodetrytyczne z bardzo liczną i różnorodną fauną. Cechą odróżniającą warstwy karchowickie od innych warstw wczesnego wapienia muszlowego jest obecność gąbek z gromady Hyalospongiae. W wyższej części warstw karchowickich konodonty są bardzo nieliczne i nie zawsze znajdowane (Zawadzka, 1974, 1975). Warstwy te mają zróżnicowaną miąższość.

Skąły kredowe w rejonie Góry Św. Anny

Najbliższe duże odsłonięcia kredy znane są z okolic Opolą. Występują tam następujące piętra górnej kredy (opisy wg Tarkowski, 1991):

a) *Cenoman* – reprezentowany przez słabo zwięzłe piaskowce kwarcowe, średnioziarniste o spoiwie ilastym. Dość licznie występuje glaukonit i muskowitz, rzadziej skaleń. W spągu znane są żwiry, ku stropowi frakcja ziarna maleje, a spoiwo staje się bardziej margliste. Fauna jest sporadyczna. Miąższość cenomanu wynosi 30 - 70 m.

b) *Turon*. W dolnej części profilu przeważają margle piaszczyste i ilaste, z ziarnami kwarcu i glaukonitu oraz z ubogą fauną. Poziom ten ma 20 - 75 m. Powyżej leżą średnioławicowe, białoszare wapienie margliste górnego turonu, o miąższości 15 - 90 m. Występuje tu bardzo bogata fauna. Profil kończy kilkadziesiąt metrów margli szarych z licznymi skamieniałościami.

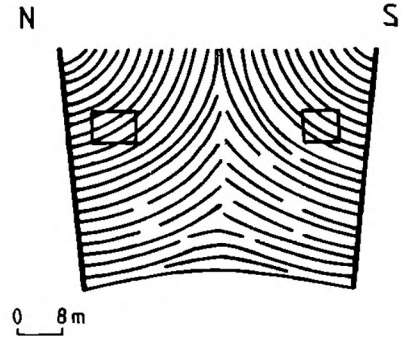
c) *Koniak*. Są to, podobne do górnoturzańskich, margle ilaste, w wyższej części mułowce. Na podstawie fauny zaliczono je do koniaku dolnego i środkowego.

Wulkanity

Wystąpienie nefelinitu na Górze Św. Anny ma zarys eliptyczny o wymiarach 1000 × 400 m. Pod względem litologicznym wyróżniono nefelinity, tworzące zasadniczą część omawianego ciała, brekcję piroklastyczną oraz utwory hydrotermalne. Nefelinit (melanefelinit wg Birkenmajera i Siemiątkowskiego, 1977b) charakteryzuje się i masywną teksturą oraz strukturą porfirową. Fenokryształami o wielkości kilku milimetrów są głównie kryształy oliwinu i piroksenu. Oprócz prakryształów oliwinu napotkano też druzi oliwinowe (do 3 cm), których geneza nie jest do końca wyjaśniona, choć specjalistyczne badania Chodynieckiej (1967) wskazują na hydrotermalne pochodzenie tej generacji oliwinów. W partiach zwietrzałych stwierdzono zeolity będące produktem

Fig. 2 Układ ciosu w przewodzie wulkanicznym (wg Birkenmajer, 1967 – zmienione). Zaznaczone pola pokazują orientację ciosu na szczycie Góry Św. Anny

Fig. 2 System of columnar jointing in a volcanic chimney (based on Birkenmajer, 1967 – modified). Two areas marked by parallelogram shown orientations of columnar joints on the top of the Góra Św. Anny



wietrzenia nefelinu i powłoki serpentynu powstałe z rozkładu oliwinu. Nefelinity wykazują cios termiczny. Trójboczne lub sześcioboczne słupy są wyraźnie zróżnicowane na trzy typy:

1) Słupy o małej średnicy (10 - 15 cm), zanurzające się pod kątem 60° - 90° w różnych kierunkach. Zmienność azymutów zanurzania nie wykazuje żadnych prawidłowości. Typ ten dominuje w nefelinitach.

2) Słupy związane z blokami skał osadowych zatopionymi w nefelinitach, układające się prostopadle do granic tych bloków. Są stosunkowo niewielkie, z nieregularnie wykształconymi płaszczyznami ścian.

3) Słupy o grubości 20 - 30 cm, zanurzające się pod kątem 30° w przeciwnych azymutach (na N i S). Zmianę azymutu zanurzania obserwuje się na odcinku około 30 m. Tego rodzaju cios występuje w najwyższej, szczytowej partii Góry Św. Anny (Fig. 2).

Brekcja tufowo-lawowa złożona jest z ostrokrawędzistych bloków nefelinitu (do 20 cm) oraz ze znacznie rzadszych, wrzecionowatych bomb i lapilli z widocznymi pęcherzykami pogazowymi. Bloki i bomby tkwią w drobniejszym materiale piroklastycznym składającym się z piasków i pyłów wulkanicznych, przy czym pyły te, wg Chodynieckiej (1967), składają się głównie ze szkliwa o składzie chemicznym diorytu, a więc różniącym się znacznie od składu skał wylewnych. Natomiast bloki nefelinitu nie odróżniają się mineralogicznie od nefelinitu tworzącego intruzję (Chodyniecka, 1967). W brekcji napotkano też nieliczne okruchy skał osadowych, zwłaszcza kredowych. Kompleks piroklastyczny leży na nefelinitach, jednak Rode (1934) podaje, że obserwował żyły bazaltu przecinające tufy, a wg Volza (1901) w obrębie nefelinitów znajdowały się wielkie bloki skał piroklastycznych.

Skąły hydrotermalne

W nefelinitach i brekcji występują spękania wypełnione trydymitem (Chodyniecka, 1967), krzemionką i kalcytem, co świadczy o powulkanicznej działalności gorących roztworów hydrotermalnych, podobnie jak opisana powyżej, tworząca druzę, druga generacja oliwinu. Bardzo ciekawym przejawem działalności hydrotermalnej jest nie opisywana dotąd bufa jaspisowa ($2 \times 1 \times 0,5$ m). Znajduje się ona w obrębie wapieni triasowych (Fig.3, punkt A).

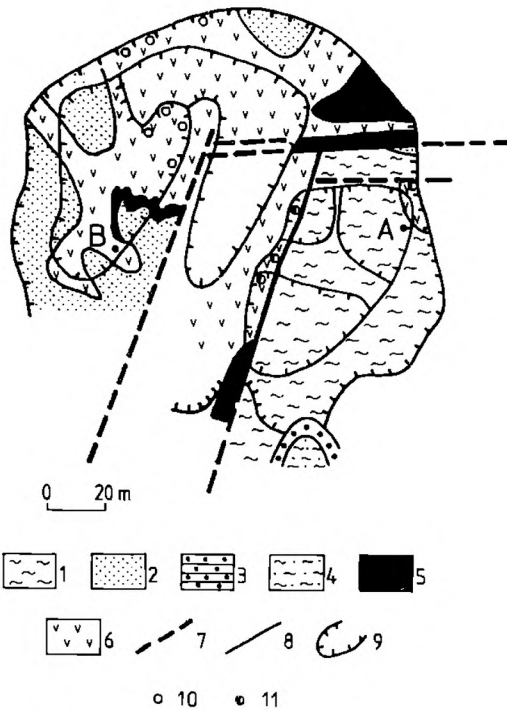


Fig. 3 Szkic geologiczny kamieniołomu nr 2 (wg Birkenmajer & Siemiątkowski, 1977b – zmieni-
niona). 1 – wapień karchowicki; 2 – piaskowiec
cenomański; 3 – zlepieniec turoński; 4 – wapień
turoński; 5 – brekcja tufowo-lawowa; 6 – nefelinit;
7 – uskoki; 8 – granice stratygraficzne; 9 –
krawędzie skalne; 10 – miejsca pobrania prób
nefelinitu datowanego na miocen; 11 – miejsca
pobrania prób nefelinitu datowanego na oligocen.
Opis punktów A i B w tekście

Fig. 3 Geological sketch of the quarry 2 (based
on Birkenmajer & Siemiątkowski, 1977b – modi-
fied). 1 – Karchowice Beds; 2 – Cenomanian
sandstone; 3 – Turonian conglomerate; 4 – Tu-
ronian limestone; 5 – tuff-lava breccia; 6 – nefeli-
nite; 7 – faults; 8 – stratigraphic boundary; 9 –
rocky edge; 10 – location of nephelinite samples
dated for the Miocene; 11 – location of nephelinite
samples dated for the Oligocene. Description of the
points A and B in the text

Tworzy formę soczewkową, zbudowaną z jasnobrązowego jaspisu porcelanowego. Widoczna jest wyraźna fluidalna tekstura wskazująca na przemieszczanie się upłynnionej masy oraz liczne liniowo ułożone pęcherzyki, tworzące wewnątrz skały lekko porowate warstewki. Od głównej soczewy odchodzą cienkie żyłki jaspisu, intrudujące w głąb wapieni wzdłuż powierzchni uławicenia. Jaspisy porcelanowe powstają zwykle w wyniku spiekania skał ilastych na kontakcie z lawą. W omawianej soczewie nie stwierdzono związku przestrzennego jaspisu z lawą. Wydaje się zatem, że skała ta powstała w następstwie reakcji gorących roztworów hydrotermalnych, zawierających SiO_2 , z marglistą partią wapieni triasowych. Doprowadziło to do odwapnienia i uplastycznienia margli oraz wzbogacenia ich w krzemionkę.

Metamorfizm kontaktowy

Zmiany termiczne obserwować można w strefie kontaktu lawy ze skałami osłony lub blokami pogrążonymi w wulkanitach. Szczególnie duże przeobrażenia zachodziły na granicy nefelinit-wapień triasowy (Fig. 3, punkt A). Strefa objęta przekształceniami ma tutaj miąższość ponad 1 m. Poniżej masywnego, płytowego nefelinitu, występuje nefelinit bardzo silnie zmieniony termicznie. Cechuje się on teksturą migdałowcową, z próżniami wypełnionymi zeolitem i kalcytem. Skała jest bardzo krucha, rozsypлива i wyraźnie odbarwiona. W strefie bezpośredniego kontaktu rozwinęła się warstwa białego, sypkiego kalcytu z okruchami mocno zrekrystalizowanych wapieni. W pobliżu kontaktu ławice wapieni są drobnokrystaliczne, niezwykle twarde i charakteryzują się, nie spotykaną gdzie indziej, czarną barwą. Wyczuwa się w nich wyraźny

zapach H_2S . Obecne w skale trochity liliowców są przekryształizowane, tworząc romboedryczne kryształy kalcytu. Warstwy te stopniowo przechodzą w nie zmienione wapienie, w obrębie których znajduje się wspomniana już soczewa jaspisowa. Podobny profil strefy zmian termicznych, choć o mniejszej miąższości i bez jaspisów, przedstawiła Chodyniecka (1967). W jej pracy zamieszczona jest też bogata dokumentacja badań petrograficznych, poświęconych zmienionym skałom.

Bloki skał kredowych generalnie wykazują nieznaczny stopień metamorfizmu kontaktowego. Nawet niewielkie bloki wapieni kredowych są przeobrażone tylko w cienkiej, przykontaktowej warstwie, co wyraźnie kontrastuje ze znacznym zasięgiem zmian termicznych w wapieniach triasu. Również większość bloków piaskowców kredowych nie wykazuje śladów metamorfizmu. Należy jednak zwrócić uwagę na bloki skał kredowych, które w przeciwieństwie do typowych, słabo zwięzłych piaskowców kredowych, są silnie zlityfikowane szkliwem wulkanicznym. Pierwotnie ilaste spoiwo wykazuje zmiany mineralogiczne (wg Chodynieckiej, 1967, obecne spoiwo jest izotropową masą z wodorotlenkami żelaza), a strefa kontaktu podkreślona jest czerwoną zwietrzeliną (W część odkrywki 2 z Fig. 1).

Skały osadowe w obrębie wulkanitów

Z licznych fragmentów skał osadowych, występujących w nefelinitach, za największy blok uważano znajdujące się we wschodniej części kamieniołomu 2 (Fig. 1) wapienie triasowe (Birkenmajer & Siemiątkowski, 1977b, Bodzioch, 1987), przy czym Bodzioch zalicza je do warstw karchowickich, a Birkenmajer do gogolińskich. W wyniku prowadzonych obecnie badań stwierdzono, że wapienie triasu nie są zatopione w nefelinicie, lecz stanowią część pokrywy mezozoicznej budującej Grzbiet Chełma. Podstawą takiego wniosku jest poprawne określenie wieku omawianych wapieni. Analiza litologiczna profilu nie pozwala na jednoznaczną interpretację, ponieważ wykazuje on cechy charakterystyczne zarówno dla warstw gogolińskich (znaczny udział wapieni falistych), jak i karchowickich (sposób wietrzenia, grubość ławic, makrofauna). Przeprowadzone badania mikroskamieniałości wykazały brak konodontów i obecność dość licznych igieł krzemionkowych gąbek z gromady *Hyalospongiae*. Ta ostatnia cecha jednoznacznie wskazuje na przynależność omawianych wapieni do warstw karchowickich. W bezpośrednim sąsiedztwie odsłonięcia, w niżej leżącym kamieniołomie 3 (Fig. 1), stwierdzono ciągły profil wapieni od stropu warstw gogolińskich do środkowego odcinka warstw terebratulowych. Muszlowce z wyższej części warstw terebratulowych nie odsłaniają się, ale są obecne w zwietrzelinie. Powyżej zwietrzeliny zaczynają się wapienie z odkrywki 2 (Fig. 1). Wyniki prac kartograficznych również sytuują omawiany "blok" w obrębie wychodni warstw karchowickich. Należy też zwrócić uwagę na identyczne, poziome lub lekko nachylone ku północy, zaleganie opisanych ławic w obu kamieniołomach. Tak więc seria

skalna z kamieniołomu 2 stanowi naturalną kontynuację niżejleżących warstw, budujących Grzbiet Chełma, a nie izolowany blok w obrębie nefelinitów.

Liczne są natomiast bloki skał kredowych zatopione w intruzji nefelinitowej. Ich wielkość dochodzi do 20 m, a Volz (1901) i Rode (1934) podają, że w trakcie eksploatacji napotkano bloki o długości do 70 m. Jednak od czasów Volza nikt nie badał przynależności tych skał, a podane przez niego, jako turońskie, gatunki mają dziś inną nazwę i przede wszystkim inny zasięg stratygraficzny. O ile *Inoceramus Brongniarti* Sow. (współcześnie – *In. cuvieri* Sow.) występuje rzeczywiście tylko w turonie, to *Ananchytes ovatus* Leske (*Echinocorys ovatus*) jest typowy dla senonu. Dlatego przeprowadzono poszukiwania fauny kredowej. W odkrytej przez autora wychodni wapieni (Fig. 3, punkt B) stwierdzono różnorodną faunę. Wyróżniono następujące taksony (w nawiasie zasięgi stratygraficzne na Opolszczyźnie głównie wg Tarkowskiego, 1991): *Inoceramus cuvieri* (turon środkowy i górny), *Subprionocyclus neptuni* (turon górny), *Leiostracosia angustata* (turon środkowy i górny), *Micraster leskei* (turon środkowy i górny), *Orbirhynchia* sp. (turon), *Gibbithyris* sp. (turon środkowy - koniak dolny), *Fronicularia* sp. (kreda - trzeciorzęd). Niektóre muszle ramienionogów pokryte są rurkami *Serpentula* (Pl. I - III). Na podstawie odkrytej fauny wapienie te uznano za górnoturzańskie. Pod względem litologicznym są to średnioławicowe wapienie przeławiczone warstewkami margli. Wydzielono dwa typy litologiczne: ciemnoszare wapienie margliste i beżowe wapienie z mniejszą zawartością minerałów ilastych. W wapieniach tych dość znaczny jest udział słabo obtoczonych ziarn kwarcowych (do 7 mm), tworzących nieraz gniazdowe nagromadzenia. Ze względu na charakter litologiczny i wiek omawiane wapienie zaliczono do ogniwa wapieni marglistych, poziomu biostratygraficznego *Inoceramus costellatus*.

Bloki kwarcowych piaskowców, nie zawierające fauny, określone zostały jako cenomańskie na podstawie położenia poniżej wapieni turońskich (Volz, 1901) i obecności charakterystycznych domieszek glaukonitu i skaleni.

GENEZA WULKANITÓW GÓRY ŚW. ANNY

Rozważania na temat genezy nefelinitów na Górze Św. Anny należy zacząć od ustalenia wieku wulkanitów i ilości okresów aktywności. Volz (1901), Rode (1934) i Chodyniecka (1967) zakładali jednoetapowe powstanie efuzywów w miocenie. Bodzioch (1987) określił wiek erupcji na sarmat, na podstawie obecności wkładek tufitów w sarmacie rejonu Kędzierzyna-Koźle. Tufy te mogły być jednak związane z innymi wulkanami Opolszczyzny lub nawet pochodzić z dalszych obszarów. Dlatego w niniejszej pracy oparto się na datowaniach wieku izotopowego metodą K-Ar oraz badaniach paleomagnetycznych przeprowadzonych przez Kruczyk *et al.* (1977b). Ustaliła ona obecność dwóch generacji lawy o wieku $26,5 \pm 3$ mln lat (szat) i 21 ± 3 mln lat (akwitan), należących do różnych jednostek magnetostratygraficznych. Brak jest

niestety datowań tufitów. Birkenmajer *et al.* (1977a) zwrócił uwagę na zróżnicowanie między położeniem paleobieguna magnetycznego dla równowiekowych: lawy Ligoty Tułowickiej i starszej generacji nefelinitów Góry Św. Anny. Niezgodność tę wyjaśnił przemieszczeniem oligoceńskich nefelinitów Góry Św. Anny przed powstaniem law mioceńskich. Rozpoznanie dwóch różnowiekowych intruzji wulkanicznych na Górze Św. Anny spowodowało konieczność rewizji dotychczasowych poglądów na temat powstania wulkanu Góry Św. Anny i głębokości erozji pierwotnego stożka (Rode, 1934). W tym celu dokonano nowych obserwacji, biorąc pod uwagę dwufazowość wulkanizmu.

O istnieniu na Górze Św. Anny wulkanizmu powierzchniowego świadczy obecność utworów piroklastycznych, w tym pyłów wulkanicznych o innym składzie chemicznym niż lava nefelinitowa, typowych bomb i lapilli. Wniosek taki potwierdza też analiza procesu wietrzenia wulkanitów, przeprowadzona przez Chodyńską (1967). Wskazuje ona na wietrzenie przypowierzchniowe wkrótce po utworzeniu się nefelinitów. Jednak szereg przesłanek wskazuje, że odsłaniające się dziś skały występują w głębokiej strefie wulkanu. Już Rode (1934), a później Bodzioch (1987) zwracali uwagę, że Góra Św. Anny nie jest stożkiem wulkanicznym, ponieważ w okresie erupcji lava przebijała pokrywę skał kredowych, budując na niej wulkan. Dzisiaj pokrywa ta jest zerodowana, a skały kredowe znamy tylko z ksenolitów, a więc odsłaniające się nefelinity muszą być pozostałością nekku lub głęboko zapadniętej kaldery. Jednak obaj autorzy zakładali jedną fazę aktywności wulkanicznej i obecność ciągłej pokrywy kredowej. Tymczasem, jak powyżej wspomniano, wulkanizm był dwuetapowy. Nie uwzględniono więc możliwości usunięcia osadów kredy pomiędzy dwoma etapami wulkanizmu. Opisany w pracy Birkenmajera i Siemiątkowskiego (1977b) wylew lawy na wapienie triasowe sugeruje wulkanizm powierzchniowy na obecnym poziomie erozji. Skały kredowe w tym ujęciu tworzyłyby, w momencie drugiej erupcji, szczątkowe płyty erozyjne o nieznacznej miąższości. Zebrany przez autora materiał wskazuje jednak, nawet po uwzględnieniu nowych faktów podanych przez Birkenmajera i Siemiątkowskiego (1977b) oraz Kruczyk *et al.* (1977b), na znaczną aktualność poglądów Rodego (1934) na temat głębokiej erozji wulkanu. Omówione powyżej bloki skał kredowych stwierdzono w obrębie młodszej (mioceńskiej) generacji lawy (Fig. 3). Tak więc skały kredowe istniały przez cały okres aktywności wulkanicznej. W niniejszej pracy udowodniono obecność wapieni górnoturzańskich, co w połączeniu ze znanymi wcześniej piaskowcami cenomańskimi i turzańskimi zlepieńcami świadczy, że istniejący we wczesnym mioceenie profil skał kredowych obejmował cenoman i wszystkie ogniwa turonu, po ogniwo wapieni marglistych włącznie. Miąższość osadów kredy była dość znaczna i przekraczała 30 m. Również transportowane z północy otoczaki kredowe, stwierdzone przez Alexandrowicza i Kleczkowskiego (1974) w żwiarach sarmackich niecki kozielskiej, dowodzą znacznej miąższości skał kredowych w akwitanie, skoro przetrwały one aż do sarmiatu. Wynika z tego, że w

czasie erupcji osady kredy nie tworzyły płatów erozyjnych, lecz miały charakter ciągłej pokrywy. Nefelinity leżące na wapieniach triasowych są więc przypuszczalnie fragmentem sillu, zaś całe dzisiejsze odstonięcie nefelinitu na Górze Św. Anny położone było kilkadziesiąt metrów poniżej akwitańskiej powierzchni terenu. Charakterystyczny układ cienkich kolumn ciosu termicznego na samym szczycie Góry Św. Anny, gdzie kolumny zanurzają się pod kątem 30° zmieniając na odcinku 30 m azymut zanurzenia z północnego na południowy (Fig. 2), był opisywany z innych wulkanów (Birkenmajer, 1967) jako typowy dla strefy przejściowej między czopem a pniem wulkanicznym. Również brak szkliwa (Chodyniecka, 1967) i obecność prakryształów w nefelinicie wskazują na zastygnięcie lawy w omawianej strefie.

Kolejnym problemem jest ustalenie, czy Góra Św. Anny jest pozostałością kaldery. Pogląd taki wyraził Rode (1934) przedstawiając model rozwoju tej kaldery. Polscy geolodzy pozostawili tę kwestię nierozstrzygniętą, choć najczęściej przyjmowano model Rodego. Wydaje się, że Góra Św. Anny jest faktycznie fragmentem głęboko zerodowanej, niewielkiej kaldery zapadliskowej. Wskazują na to następujące fakty:

1) Obecność wielkich (do 70 m) bloków skał osadowych i brekcji piroklastycznej zatopionych w lawie. Ze względu na mniejszy ciężar właściwy bloki kredowych wapieni i piaskowców nie mogły tonąć w ultrazasadowej lawie. Nie zostały również wyrwane ze ścian komina, gdyż występują poniżej poziomu zalegania kredy.

2) Zmiana położenia przestrzennego starszej lawy przed wylaniem się młodszej. O przemieszczeniu takim świadczą badania paleomagnetyczne Birkenmajera *et al.* (1977a).

3) Słabo rozwinięty cios termiczny i nikłe zmiany termiczne wokół bloków zatopionych w lawie. Kontrastuje to z dużym zasięgiem metamorfizmu kontaktowego na granicy intruzja-osłona. Uwzględniając fakt, że mamy tu do czynienia z głęboką strefą wulkanu, o wysokiej temperaturze krzepnięcia lawy (Chodyniecka, 1967), bloki te musiały zapaść się z wyższych części wulkanu w końcowym etapie jednej z faz wulkanizmu.

Wobec dwufazowości wulkanizmu rozwój kaldery Góry Św. Anny przedstawia się inaczej, niż widział to Rode (1934). Przecięcie brekcji piroklastycznej przez lawę wskazywało według tego autora, iż początkowo rozwinął się stożek tufowy, w obręb którego, po pewnym czasie, intrudowała lawa. Jednak lawa przecinająca brekcję należy do młodszej generacji, a relacja między starszą generacją lawy a brekcją pozostaje nie ustalona. Przypuszczalnie są to utwory równowiekowe, na co wskazuje obecność w masie tufowej bloków nefelinitu o składzie identycznym z nefelinitami intruzji. Również ultrazasadowy skład lawy (melanefelinit) zdaje się wykluczać istnienie tufowego wulkanu. Przy tego typu lawie utwory piroklastyczne tworzą się bardzo rzadko i w niewielkiej ilości. Znamy co prawda piroklastyki z silnie zasadowych wulkanów prowincji atlantyckiej (wulkany Wysp Kanaryjskich, Św. Heleny, Wyspy Wniebowstąpienia, Stromboli), do której należy Góra Św. Anny, ale two-

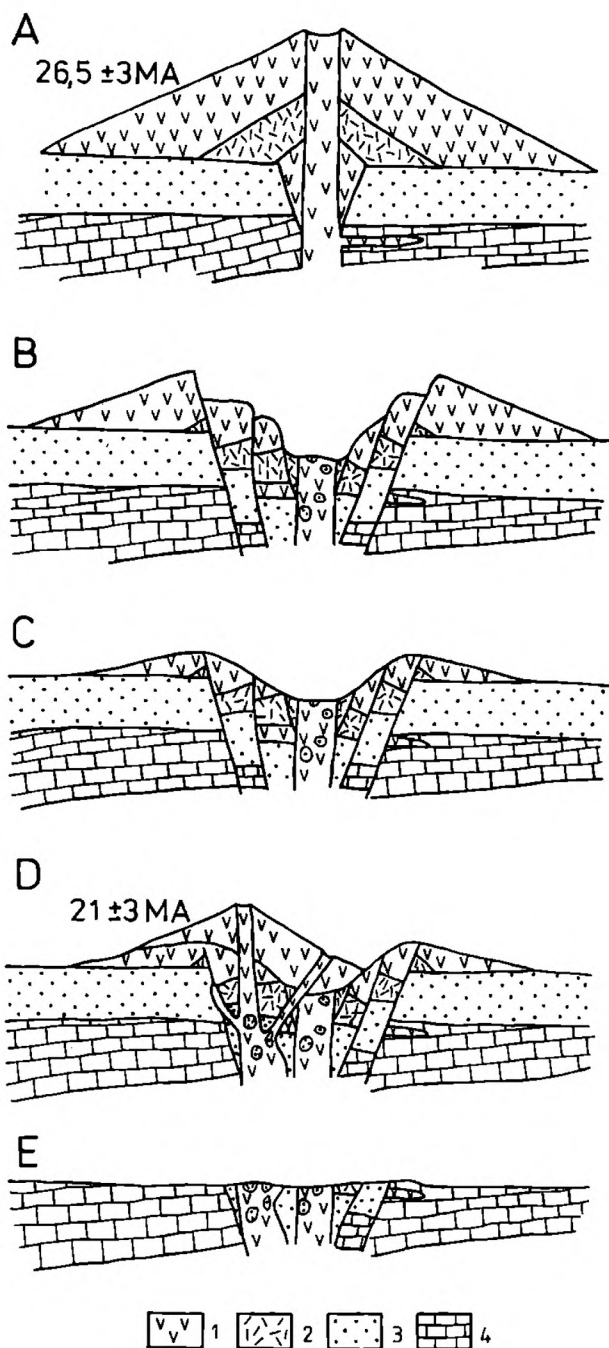


Fig. 4 Model rozwoju kaldery na Górze Św. Anny. 1 – nefelinity; 2 – brekcja tufowo-lawowa; 3 – piaskowce i wapienie kredowe; 4 – wapienie triasowe

Fig. 4 Model of development of a caldera on the Góra Św. Anny. 1 – nephelinitite; 2 – tuff-lava breccia; 3 – Cretaceous sandstones and limestones; 4 – Triassic limestones

rzą one tylko niewielkie warstwy w obrębie lawy (Łuczickij, 1971). W dodatku skład lawy tych wulkanów jest mniej melanokratyczny niż na Górze Św. Anny. Wydaje się zatem, że powstanie brekcji piroklastycznej miało charakter jednorazowego, silnego wyrzutu niedużych ilości tufów i bomb wulkanicz-

nych oraz licznych bloków nefelinitu wyrwanych ze ścian wulkanu. O takim przebiegu wydarzeń świadczy skład omawianej brekcji. Przez cały czas zdecydowanie dominowała jednak działalność efuzywna. Wyrzut mógł być spowodowany przejściowym wzbogaceniem lawy w krzemionkę, pochodzącą ze skał mezozoicznych tworzących ściany przewodu wulkanicznego oligoceńskiego wulkanu. W świetle powyższych uwag istnienie stożka tufowego wydaje się mało prawdopodobne. Pierwszym etapem w historii kaldery na Górze Św. Anny było zatem powstanie w późnym oligocenie (szat) wulkanu lawowego (Fig. 4A). W tym czasie utworzyły się też sille intrudujące w pobliżu granicy skał triasu i kredy i jaspisy. Następnie doszło do głębokiego zapadnięcia się centralnej części wulkanu i utworzenia kaldery (Fig. 4B). Po okresie spokoju i erozji resztek stożka (Fig. 4C) rozpoczyna się druga faza aktywności (wczesny akwitany) prowadząca do powstania nowego wulkanu lawowego w peryferyjnej części kaldery, przy czym od głównego pnia odchodzi kilka bocznych kanałów (Fig. 4D). Niektóre bloki skał kredowych powtórnie dostały się w obręb lawy, co wyjaśniałoby widoczne w nich silne zmiany termiczne. Ostatni etap charakteryzuje się działalnością hydrotermalną oraz erozją prowadzącą do stopniowego zniszczenia zarówno pokrywy skał kredowych, jak i rozwiniętego na niej stożka (Fig. 4E).

Kruczyk *et al.* (1977a) szacuje głębokość komory magmowej na około 50 km. Dotyczy to, jak się wydaje, głębokości poziomu generowania magmy, a więc położenia ogniska wulkanicznego. Ponieważ strefa Moho jest dziś w rejonie Góry Św. Anny na głębokości 31 km (Skudrzyk, 1973), to należy sądzić, że ognisko położone było w płaszczu Ziemi, co tłumaczyłoby skład lawy. Sama komora wulkaniczna leżała natomiast dość płytko i jej zapadnięcie doprowadziło do powstania kaldery zapadliskowej. Było to związane z ruchami tektonicznymi w strefie uskoku Odry. Uskoki tworzące równoleżnikowy system uskoku schodowych stanowią północną krawędź rowu Kędzierzyna. Autor stwierdził, że w rejonie Góry Św. Anny te wielkie bloki tektoniczne są podzielone na jednostki mniejszego rzędu – zręby i rowy tektoniczne (Fig. 5). Dwa uskoki schodowe o zrzucie skrzydeł południowych rzędu 30 - 40 m, położone na szczycie Grzbietu Chełma wyznaczają południową granicę właściwego zrębu. U podnóża Chełma powstał uskoki o zrzucie skrzydła północnego około 60 m (Fig. 1). Obszar położony między tymi strefami uskoku jest rowem tektonicznym, a z faktu, że tworzy on dziś zbocze Grzbietu Chełma wynika, iż mamy tu do czynienia z inwersją morfologiczną.

WNIOSKI

1. Skały triasowe we wschodniej części Góry Św. Anny, interpretowane wcześniej jako ksenolity w obrębie intruzji wulkanicznej, są częścią pokrywy mezozoicznej Grzbietu Chełma.

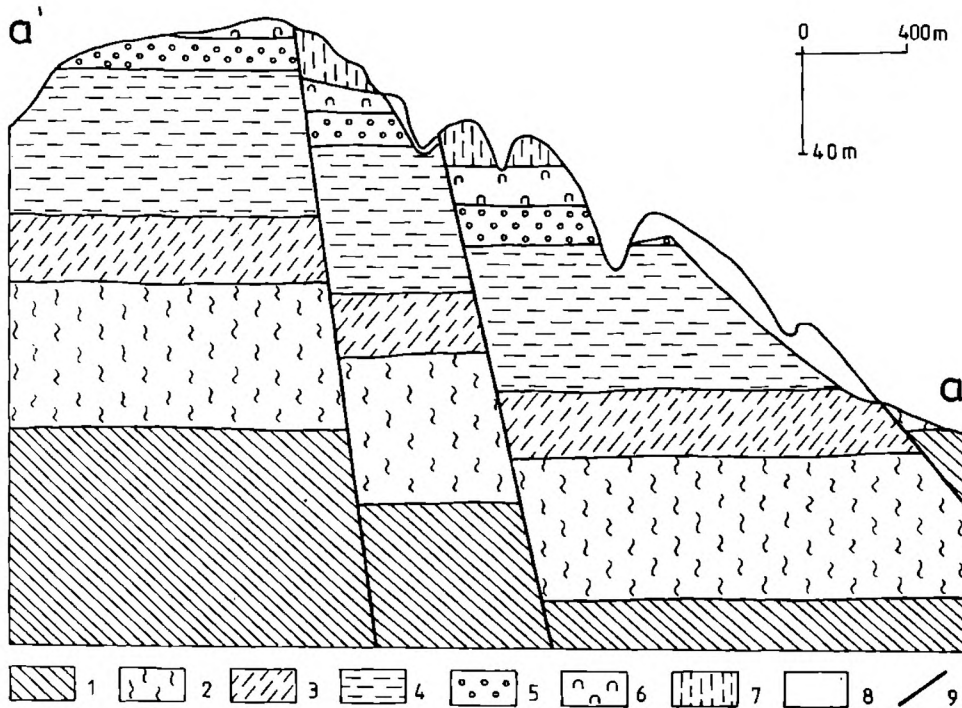


Fig. 5 Przekrój geologiczny Grzbietu Chełma. 1 – kulum dolnokarboński; 2 – starszy pstry piaskowiec; 3 – ret; 4 – warstwy gogolińskie; 5 – warstwy górażdzańskie; 6 – warstwy terebratulo-
lowe; 7 – warstwy karchowickie; 8 – czwartorzęd; 9 – uskoki

Fig. 5 Geological cross-section through the Crest of Chełm. 1 – Lower Carboniferous Culm; 2 – older Bunter Sandstone; 3 – Roethian; 4 – Gogolin Beds; 5 – Górażdże Beds; 6 – Terebratula Beds; 7 – Karchowice Beds; 8 – Quaternary; 9 – faults

2. Wulkanizm Góry Św. Anny miał charakter powierzchniowy i przebiegał w dwóch etapach.

3. Na Górze Św. Anny w szacie powstał wulkan lawowy, który uległ zapadnięciu, tworząc kalderę zapadliskową. W jej obrębie, w akwitanie, powstał kolejny wulkan lawowy.

4. Wyrzut piroklastyków miał charakter jednorazowy i był podrzędny ilościowo względem wylewu lawy wulkanu oligoceńskiego.

5. Obecnie na Górze Św. Anny odsłania się strefa wulkanu, która w czasach akwitańskiej aktywności wulkanicznej znajdowała się kilkadziesiąt metrów poniżej ówczesnej powierzchni terenu. Strefa ta obejmuje resztki oligoceńskiej kaldery oraz nekk z młodszego wulkanu.

6. W rejonie Góry Św. Anny, w obrębie zrębu Chełma, występuje rów tektoniczny niższego rzędu. Wyróżniono go na południowym stoku Grzbietu Chełma.

PODZIĘKOWANIA

Autor składa serdeczne podziękowania za szereg cennych uwag: prof. K. Birkenmajerowi, dr A. Bodziochowi, prof. J. Kłapcińskiemu, dr S. Kotlickiemu i dr R. Tarkowskiemu.

LITERATURA CYTOWANA - REFERENCES

- Alexandrowicz, S. W. & Kleczkowski, A. S., 1974. Osady trzeciorzędowe Opolszczyzny. *Przewodnik XLVI Zjazdu Pol. Tow. Geol., Opole, 12-14 września 1974*, Wyd. Geol., Warszawa: 38 – 48.
- Assmann, P., 1944. Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. T.II. Der Muschelkalk. *Abh. des Reichsamts für Bodenforschung*, 2, 208. Berlin: 5 – 124.
- Birkenmajer, K., 1967. Bazalty dolnośląskie jako zabytki przyrody nieożywionej. *Rocznik Ochrony Przyrody*, 32: 225 – 276.
- Birkenmajer, K., Jeleńska, M., Kądziołko-Hofmokl, M. & Kruczyk, J., 1977a. Age of deep-seated fracture zones in Lower Silesia (Poland), based on K-Ar and palaeomagnetic dating of Tertiary basalts. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 47, 4: 545 – 552.
- Birkenmajer, K. & Siemiątkowski, J., 1977b. Geological, petrographical and mineralogical characteristics of Tertiary basaltic rocks from Góra Św. Anna and Ligota Tułowicka. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, C-3 (111):19 – 30.
- Bodzioch, A., 1987. Uwagi o pochodzeniu Góry Św. Anny. *Przeg. Geogr.*, LIX, 3: 379 – 384.
- Chodyncka, L., 1967. Bazalt z Góry Św. Anny. *Prace miner.*, 8: 1 – 56.
- Kruczyk, J., Kądziołko-Hofmokl, M., Jeleńska, M. & Birkenmajer, K., 1977a. Palaeomagnetism and magnetic properties of Tertiary basaltic rocks from Góra Św. Anny and Ligota Tułowicka, Lower Silesia. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, C-3 (111): 3 – 17.
- Kruczyk, J., Kądziołko-Hofmokl, M., Jeleńska, M., Birkenmajer, K. & Arakelyants, M. M., 1977b. Tertiary polarity events in Lower Silesian basalts and their K-Ar age. *Acta Geophysica Polonica*, XXV, 3: 183 – 191.
- Łuczickij, I. W., 1971. *Osnovy palieowulkanologii*. Wydawnictwo Nauka, Moskwa, pp. 1 – 382.
- Niedźwiedzki, R., 1993a. Wiek powierzchni zrównania na Grzbiecie Chelma (Śląsk Opolski). *Czasopismo Geograficzne*, LXIV (3-4): 339 – 342.
- Niedźwiedzki, R., 1993b. Warunki sedymentacji osadów dolnego wapienia muszlowego w rejonie Góry Św. Anny. *Prace Geologiczno-Mineralogiczne UWr.*, XXXVI: 61 – 77.
- Rode, K., 1934. Der Annaberg - Vulkan. *Veroff. Schles. Gesell. Erdk., E.V. u. Geogr. Inst. Univ. Breslau*, 21: 367 – 378.
- Skudrzyk Z., 1973. Epaisseur de l'écorce Terrestre sur le territoire de la zone centrale de la monocline presudétique d'après les données géophysiques. *Mat. i Prace Inst. Geofizyki*, 60: 63 – 66.
- Tarkowski, R., 1991. Stratygrafia, makroskamieniałości i paleogeografia utworów górnej kredy niecki opolskiej. *Zeszyty Naukowe AGH*, 51: 7 – 156.
- Volz, W., 1901. Cenoman und Turon am Annaberge in Oberschlesien. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, 53. Berlin: 42 – 48.
- Zawidzka, K., 1974. Stratygrafia triasu opolskiego na podstawie konodontów. *Przewodnik XLVI Zjazdu Pol. Tow. Geol., Opole, 12-14 września 1974*, Wyd. Geol.; Warszawa: 27 – 29.
- Zawidzka, K., 1975. Conodont stratigraphy and sedimentary environment of the Muschelkalk in Upper Silesia. *Acta Geol. Pol.*, 25, 2: 217 – 256.

Summary

**A CALDERA FROM THE GÓRA ŚW. ANNY, UPPER SILESIA:
NEW DATA ON THE GEOLOGIC STRUCTURE****Robert Niedźwiedzki**

The article discusses geological setting and origin of the Góra Św. Anny. This hill is situated in the western part of the Upper Silesia (Fig. 1). It forms a nephelinitic top of the Chełm Crest – a tectonic horst, built of Triassic sandstones and limestones. Besides nephelinites, which form the main part of the top of the Góra Św. Anny, tuff-lava breccia with lapillis, Cretaceous rock blocks (immerse in nephelinite) and hydrothermal rocks were distinguished. The latter are represented by jasper lens, developed due to the reaction of hot postvolcanic solution with marly limestones. A thermal aureole was observed at the boundary of Mesozoic rocks with the nephelinite. The thermal alteration is much more profound in case of sunk as blocks in the nephelinite the Triassic rocks than in case of Cretaceous rocks. The Triassic limestones are the integral part of the Crest of Chełm and they do not form xenoliths, as it has been supposed until now (Fig. 3). On the basis of microfossils the limestones were assigned to the Karchowice Beds. Blocks of Cretaceous limestones occurring in the nephelinites, contain fauna typical of the Late Turonian, biozone *Inoceramus costellatus* (Pls. I - III). The results of isotopic and paleomagnetic studies (Kruczyk *et al.*, 1977a, b) proved two stages of vulcanism during Chattian and Aquitanian, confirming that model of caldera eroded below the then ground level. Among others this is indicated by a system of columnar jointing at the summit of the Góra Św. Anny hill (Fig. 2). A revised model of development of this caldera is proposed. In contradiction to Rode (1934) the existence of early lava-vulcano and five-stage development of the caldera are assumed (Fig. 4). The ouset of vulcanism may be related to the Odra fault zone, reactivated at Oligocene - Miocene times. In the Góra Św. Anny region occur two staircase faults on the Crest of Chełm with southern walls downthrown by 30 - 40 m and one fault at the foothill of Chełm, with northern wall downthrown by about 100 m (Fig. 5). Thus in that region, on the Chełm slopes a tectonic graben is exposed and present-day morphology is the manifestation of a relief inversion.

OBJAŚNIENIA PLANSZ – EXPLANATIONS OF PLATES

Plansza (Plate) I

- 1 — *Frondicularia* sp. Blok wapieni turońskich (Blocks of Turonian limestones). Góra Św. Anny
- 2 — *Subprionocyclus neptuni*. Blok wapieni turońskich (Blocks of Turonian limestones). Góra Św. Anny
- 3 — *Leiostracosia angustata*. Blok wapieni turońskich (Blocks of Turonian limestones). Góra Św. Anny

Plansza (Plate) II

- 1, 2 — *Micraster leskei*. Blok wapieni turońskich (Blocks of Turonian limestones). Góra Św. Anny

Plansza (Plate) III

- 1, 2 — *Serpentula* sp. Blok wapieni turońskich (Blocks of Turonian limestones). Góra Św. Anny

