

EWA KRZEMIŃSKA¹, MAREK AWDANKIEWICZ²

¹*Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy
Rakowiecka 4, 00-975-Warszawa*

²*Uniwersytet Wrocławski
Instytut Nauk Geologicznych
Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław
E-mail: ewa.krzeminska@pgi.gov.pl
marek.awdankiewicz@ing.uni.wroc.pl*

HISTORIA GEOLOGICZNA AKTYWNOŚCI WULKANICZNEJ NA OBSZARZE POLSKI

WSTĘP

Wszystkie gwałtowne i w wielu wypadkach katastroficzne zjawiska towarzyszące aktywności wulkanicznej, jakie obserwujemy z niepokojem w ostatnim czasie na Ziemi, są odzwierciedleniem skomplikowanych procesów związanych z różnymi etapami formowania się litosfery. Polska położona jest na obszarze o dojrzałej i dość dawno skonsolidowanej zewnętrznej warstwie, litosferze, gdzie przejawy wulkanizmu dotyczą na szczęście tylko minionych epok.

W tym, tak dziś spokojnym i stabilnym rejonie, jakim jest obszar Polski, w skali czasu geologicznego można jednak wskazać liczne miejsca i momenty, w których wcześniejsze etapy ewolucji litosfery były akcentowane przez erupcje wulkanów z różnym nasileniem i różnej formie. Zjawisk aktywności wulkanicznej nie sposób zrozumieć bez odwołania się do globalnych mechanizmów i tektoniki płyt.

Teoria tektoniki płyt zainicjowana przez HOLMESA (1944) w latach 30. ubiegłego wieku, która nawiązuje do wcześniejszej hipotezy dryftu kontynentów WEGENERA (1929), została w znacznym stopniu rozwinięta pod wpływem wyników licznych badań i eksperymentów geofizycznych. Udokumentowane fakty wskazują, że zewnętrzna warstwa Ziemi, litosfera (która obejmuje skorupę ziemską i warstwę zaliczaną do górnego płaszczu ziemi), nie jest jednolita i ciągła. Tworzą ją liczne, oddzielne płyty tektoniczne (kry tek-

toniczne) cechujące się dużą sztywnością. Płyty litosfery posiadają różne właściwości, kontynentalne są grubsze, oceaniczne cieńsze. W miejscu styku dwóch płyt zawsze istnieje swoista nieciągłość (niedopasowanie).

Poniżej skonsolidowanej litosfery znajduje się plastyczna i cieplejsza astenosfera, a w niej odbywa się stały ruch konwekcyjny, wywołany ciepłem docierającym do płaszczu z jądra Ziemi. W miejscu, gdzie dopływa strumień ciepła płaszcz podgrzewa się i unosi do góry do granicy litosfery. Tam strumień rozchodzi się na boki, ochładza się i następnie przemieszcza się z powrotem ku jądru.

Pod wpływem takich ruchów konwekcyjnych w płaszczu Ziemi, w skali milionów lat, płyty litosfery mogą się przemieszczać, napierać i nasuwać na siebie lub łączyć, by w innych miejscach rozciągać się i pękać.

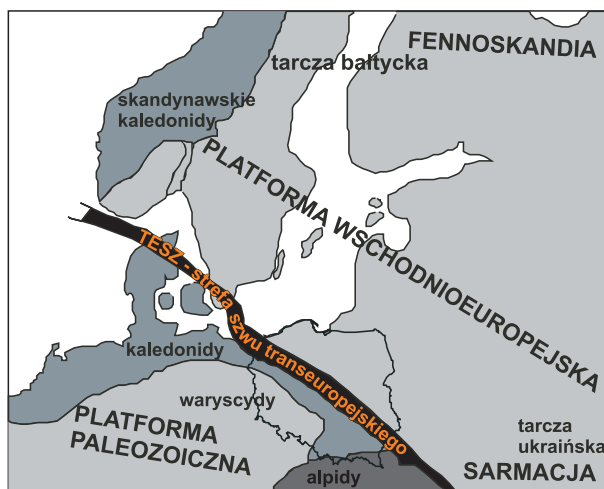
Zaobserwowano i opisano kilka rodzajów granic płyt tektonicznych. W obrębie oceanów przebiegają tzw. grzbiety śródoceaniczne, strefy rozbieżne (dywergentne), w których tworzy się nowa litosfera a płyty rozchodzą się na boki. Wyróżnia się też zbieżne (konwergentne) granice płyt, gdzie dochodzi do zgniatania lub niszczenia litosfery z procesami kolizji i subdukcji, jak też granice konserwatywne wzdłuż których dochodzi do względnego przemieszczania litosfery wzdłuż uskoku.

Te różnorakie i niekiedy wieloetapowe procesy (tektoniczne) zachodzące na grani-

cach płyt i stref wewnętrznych rozłamów mogą pociągać za sobą efekty w postaci aktywności wulkanicznej. Pierwotne magmy, typu bazaltowego, powstają w strefach, gdzie płaszcz Ziemi wznosi się ku górze i ulega częściowemu topieniu. Magma powstaje również w wyniku topienia skał skorupy Ziemi. W drodze od źródła ku powierzchni i wylotowi wulkanu skład chemiczny magm może

ulegać silnym zmianom na skutek częściowej krystalizacji lub mieszania różnych stopów. Różnicowanie składu magm (dyferencjacja) przyczynia się do bogactwa zjawisk wulkanicznych. Więcej informacji dotyczących przyczyn i przebiegu zjawisk wulkanicznych znaleźć można w pracach BAGIŃSKIEGO i PAŃCZYK (w tym zeszycie KOSMOSU).

DWA MILIARDY LAT EWOLUCJI TEKTONICZNEJ OBSZARU POLSKI



Ryc. 1. Obszar Polski na tle schematycznego układu podstawowych bloków litosferycznych, składających się na ogólną budowę geologiczną tej części Europy.

Obecne położenie terytorium Polski w centrum ustabilizowanej płyty euroazjatyckiej, z dala od aktualnie aktywnych granic płyt, tłumaczy nasze bezpieczeństwo i brak w Polsce intensywnych procesów tektonicznych i towarzyszących im zjawisk wzmożonej aktywności wulkanicznej. Jest to jednak końcowy etap, po długiej liczącej ponad 1,8-1,9 mld lat ewolucji, jaką przeszła tu litosfera, doświadczając niejednej gwałtownej sejsmicznej epoki obfitującej w erupcje wulkaniczne.

Obszar dzisiejszej Polski zlokalizowany jest (Ryc. 1) w dość złożonych warunkach geologicznych, ponieważ obejmuje stary, prekambryjski kraton wschodniouropiejski na północnym wschodzie oraz znacznie młodszą paleozoiczną platformę na południowym zachodzie, a także względnie najmłodsze mezozoiczne elementy w południowej części terytorium. Z każdym z tych elementów wiąże się inna, odrębna historia ewolucji litosfery i odmienny zapis dynamicznych zjawisk tektonicznych.

WULKANY W EWOLUCJI LITOSFERY KRATONU WSCHODNIOEUROPEJSKIEGO (NE POLSKA)

Ślady najstarszych skał wieku nieco poniżej 2 mld lat odnaleźć można w północno-wschodniej Polsce. Dziś, te elementy utworzonej w paleoproterozoiku litosfery znajdują się pod pokrywą skał osadowych, na głębokości co najmniej 500 m. Są one poznane wyrywkowo, jedynie z wierceń, a ich obecność i położenie dokumentuje obraz geofizyczny.

Genetyczne badania nawet ograniczonego materiału z rdzeni wiertniczych pozwalają na dość precyzyjne określenie ich pochodzenia oraz odtworzenie szeregu zjawisk towarzyszących formowaniu się tych najczęściej już zmienionych skał. Analizuje się w tym celu wnikliwie skład mineralny oraz cechy geochemiczne i izotopowe próbek skał. Stano-

wić to może swoisty kod genetyczny, który pozwala określić źródło pochodzenia magmy w konsekwencji wskazać środowisko geologiczne w jakim powstawała skała macierzysta nawet wtedy, gdy ulegnie pograżeniu i głębokiemu przeobrażeniu.

Dzięki tego typu rekonstrukcyjnym badaniom skał z rdzeni wiertniczych wiadomo, że gnejsy wydobyte z otworów wykonanych na terenie dzisiejszego województwa podlaskiego, z rejonu Bargłowa z głębokości poniżej 706 m, Moniek z głębokości poniżej 1240 m (Ryc. 2) czy Łomży z głębokości poniżej 1250 m mają wulkaniczne pochodzenie (KRZEMIŃSKA 2010). Są to zmetamorfizowane (zmienione przez pograżenie i podgrzanie) lawy i tufy o składzie andezytu i dacytu, w których



Ryc. 2. Dwa fragmenty rdzeni wydobyte z głębokich otworów wiertniczych wykonanych w rejonie Moniek reprezentujące paleoproterozoiczne lawy i tufy (wulkanizm łuku wysp i strefy subdukcji) zmienione przez pogrążenie i podgrzanie (zmetamorfizowane).

zachowały się relikty materiału piroklastycznego czyli wyrzucanych w powietrze przez wulkan, drobnych cząstek i strzępów rozpylonej lawy czy jej bryłek jakimi są lapille. Układ minerałów (tekstura) zmienionej termicznie skały także nawiązuje do charakterystycznych relacji składników w skałach wulkanicznych.

Analogiczne skały zmienione przez metamorfizm z rozpoznawalnymi strukturami, które wyraźnie wskazują na wulkanogeniczny charakter, spotykane są w licznych otworach wiertniczych w środkowej Litwie (także w podłożu krystalicznym). Metawulkanity mają podobny wiek krystalizacji (w granicach błędów metody geochronologicznej) pomiędzy 1,84–1,80 mld lat (MOTUZA 2005) i z pewnością należały do tego samego bloku późno paleoproterozoicznej litosfery. Te sta-

re gnejsy mogły stanowić brzegowe, wulkanogeniczne fragmenty mikropłyt litosferycznych, utworzonych pod koniec trwania okresu orosiru, które stopniowo przemieszczając się nasunęły się na siebie ok. 1,84–1,80 mld lat temu. W wyniku nasunięcia jedna z mikropłyt o starszej, chłodniejszej i cięższej skorupie pogrążyła się i została wciągnięta w głąb płaszcza, aby powtórnie stać się częścią płynnej materii, po czym wydostać się na powierzchnię w formie potoków lawy.

Proces pogrążania się jednej z płyt w głąb płaszcza na zbieżnej granicy tektonicznej nazywany jest subdukcją. Jednocześnie siły naprężenia na styku nasuwających się płyt powodują wzmożoną aktywność sejsmiczną, co jest źródłem licznych trzęsień ziemi. Przemieszczany w kierunku płaszcza Ziemi materiał z powierzchni uwalnia dużą ilość składników lotnych (takich jak para wodna), a niekiedy częściowo topi się. Składniki lotne i stopy wędrują do góry, przyczyniając się do topienia płaszcza i powstania pasa czynnego wulkanizmu tuż za strefą subdukcji w rejonie osłabionej i cieńszej litosfery. Efektem tych procesów jest uformowanie się łuku wulkanicznego, w którym trwa nieustająca aktywność wulkaniczna i powstawanie łańcucha wysp (jeśli założony on zostaje na płycie oceanicznej) lub gór wulkanicznych (na płycie kontynentalnej).

Dzisiejszym przykładem procesów wulkanicznych związanych ze strefą subdukcji jest m.in. brzeg płyt pacyficznej i filipińskiej czyli łańcuch Wysp Japońskich oraz ogólnie zachodnia część Oceanu Spokojnego, wybrzeża Azji, ale także zachodnie krawędzie Ameryki Północnej i Południowej. Wszystkie te strefy składają się na „wokółpacyficzny pierścień ognia”, znany z częstych i silnie eksplozywnych erupcji wulkanicznych.

Podobny mechanizm sprzed ponad 1,8 mld lat temu spowodował pojawienie się law wulkanicznych w rejonie dzisiejszego Bargłowa, Moniek i Łomży, teraz głęboko pogrążonych i zmienionych. Dokumentują one czas największej aktywności magmowej w tej części platformy wschodnioeuropejskiej, która odpowiada jednej z ostatnich faz orogenezy swekofeńskiej (1,84–1,80 mld lat). Był to najważniejszy epizod formowania się litosfery (BOGDANOVA i współaut. 2006) także w krajach bałtyckich (Litwa, Łotwa, Estonia), w centralnej i południowej Szwecji i Finlandii (ogólnie w SW części kratonu wschodnioeuropejskiego), który wyznacza obfitujący w utwory wulkanogeniczne, swekofeński, ak-

tywny brzeg Fennoskandii. W tym czasie w późnym paleoproterozoiku dochodziło do stopniowego łączenia się szeregu mniejszych bloków litosfery (terranów) aż do utworzenia się kontynentu Baltika.

O charakterze wulkanu i związku z określonym typem aktywności tektonicznej można wnioskować w oparciu o dość wyrafinowane cechy geochemiczne law. Okazuje się, że poziom i wzajemne proporcje pierwiastków śladowych w lawach pochodzących z wulkanów związanych z podobnymi procesami i warunkami geologicznymi jest na tyle charakterystyczny, że może być stosowany do identyfikacji tychże procesów i zjawisk tektonicznych. W ten sposób dość szczególne cechy geochemiczne mogą też potwierdzić bądź wykluczyć zaangażowanie w procesy np. subdukcji.

Ten bardzo pewny, sprawdzany na współczesnych środowiskach geologicznych, kod genetyczny wskazujący na pochodzenie magmy stał się kluczem do rozszyfrowywania epizodów wulkanicznych z minionych epok. Właśnie charakterystyka geochemiczna typowa dla law związanych ze strefą subdukcji pomogła w rozszyfrowaniu genezy zmetamorfizowanych wulkanitów z prekambryjskiego podłoża krystalicznego NE Polski. Okazuje się, że w podobnym czasie między 1,90–1,80 mld lat temu, w okresie o znamiennej nazwie orosir (gr. *orosira*, pasmo górskie) w ciągu 100 mln lat, intensywne erupcje wulkaniczne wywołane procesem subdukcji i tworzenie się łuków wyspowych były rozciągnięte na znacznym obszarze. Ślady tych zjawisk są notowane w NE Polsce, Litwie, w środkowej Szwecji i Finlandii ale także w części Grenlandii, na wschodnim brzegu Ameryki Północnej i Południowej.

Poprzez zjawisko trwałego namagnesowania niektórych skał magmowych przez ziemskie pole magnetyczne i oznaczenie wieku tych skał, możliwa do odtworzenia jest pozycja paleomagnetyczna płyt litosferycznych w minionych epokach geologicznych. Dość konsekwentny układ wspomnianych płyt w paleoproterozoiku, odszyfrowany na podstawie badań paleomagnetycznych potwierdzony został poprzez zestawienie analogicznych wiekowo i geochemicznie typów skał wulkanicznych i subwulkanicznych. Utworzyły one logiczną sekwencję (ZHAO i współaut. 2002), co doprowadziło do sformułowania hipotezy o powstaniu ogromnej połączonej masy kontynentalnej litosfery czyli megakontynentu Columbia (ROGERS i SANTOSH 2002).

Jednym z drobnych fragmentów aktywnego wulkanicznie brzegu tego megakontynentu była asocjacja pokryw lawowych i osadów klastycznych z Baltiki, dziś obecna w podłożu krystalicznym Polski (Bargłów, Mońki i Łomża), a dalej Litwy Estonii i południowej Finlandii. Columbia istniała na przestrzeni kilkuset milionów lat obejmując czas między ~1,80 a ~1,4 mld lat temu (stater i kalim). Kolejne następujące potem okresy geologiczne nie były już nacechowane taką aktywnością tektoniczną.

Niewątpliwie z końcem paleoproterozoiku doszło do pierwszej stabilizacji kontynentów. Dotychczasowe aktywne strefy zostały silniej utwardzone i stały się mniej aktywne sejsmicznie i wulkanicznie. Skratonizowany obszar dzisiejszej północno-wschodniej Polski jako fragment Baltiki połączonej ostatecznie w wyniku kolizji ok. 1,80–1,76 mld lat temu z Sarmacją (dzisiejsza Ukraina) i Wołgo-Uralią (zachodnia i północno-zachodnia Rosja) obok innych większych bloków Syberia, Amazonia, Laurentia w neoproterozoiku stanowił już integralną część kolejnego megakontynentu -Rodinii, uformowanego pod koniec mezoproterozoiku, około 1,2–1,1 mld lat temu, po rozpadzie Columbii. Rodinia łączyła w sobie szereg bloków archaicznych i proterozoicznych, uzupełnionych o młodszą skorupę jeszcze w trakcie globalnej orogenezy grenwilskiej ok. 1,1–1,0 mld lat. Jednak około 750 mln lat temu i ten kontynent zaczął stopniowo rozdzielać się na mniejsze części. Rozpoczął się wówczas etap stopniowej fragmentacji, ryftowania Rodinii (ZHAO i współaut. 2002). Z tymi wydarzeniami pęknięcia wcześniej połączonej litosfery ściśle wiąże się magmatyzm ryftogeniczny.

W dość podobnym czasie, z dość dużym nasileniem zjawiska magmowe odzywały się w różnych rejonach megakontynentu Rodinii (Li i współaut. 2008). Zapylenie atmosfery przez wybuchy wulkaniczne miało wpływ na szybkie zmiany klimatyczne. Zaledwie kilka milionów lat później niemal cały glob pokrył się lodem (kriogen, środkowy neoproterozoik).

Podczas jednej z końcowych faz rozpadu Rodinii, pod koniec neoproterozoiku w ediacarze (dawniej wend lub eokambr), doszło do stopniowego oddzielania się od siebie bloków Baltiki, Laurentii i Amazonii oraz otwierania się oceanu Iapetus. Potencjalnym miejscem lokalizacji litosferycznego bloku Baltiki w tym czasie (to jest ok. 550 mln lat temu) była półkula południowa i szerokości geogra-

ficzne między 30° a 60° . Następnie względnie powolny dryft Baltiki na północ, w kierunku równika, połączony był z obrotem płyty o 120° odwrotnie do ruchu wskazówek zegara (NAWROCKI i współaut. 2004). Wówczas, około 552 mld lat temu (ediakar) w zachodniej części Baltiki, na powierzchni znów zaczęły pojawiać się pokrywy lawowe, najintensywniej koncentrując się w dzisiejszej wschodniej Polsce, oraz północno-zachodniej Ukrainie (Wołyń), południowej Białorusi i północnej Mołdawii. Tym razem okres niepokoju tektonicznego był związany z procesem tworzenia się rowów i basenów ryftowych. Obszary ryftowe to miejsca pęknięcia i rozsuwania się płyt litosfery. Okazuje się, że ta późno prekambryjska strefa ryftu pokrywała się ze słabo skonsolidowaną, ale trwałą granicą dwóch większych bloków strukturalnych kratonu wschodnioeuropejskiego (EEC) Fennoskandii i Sarmatii (Ryc. 1), oraz z brzegiem pomiędzy Baltiką a Amazonią (SADOWSKI i BETTENCOURT 1996), których kontakt wówczas skutecznie został przerwany. W powstające w trakcie ryftowania głębokie pęknięcia wdzierала się magma, często docierając aż na powierzchnię. Zjawiska wulkaniczne w tym wypadku nie ujawniały się jako typowe wulkany ze stożkami, a przybierały raczej postać wylewów szczelinowych, którymi lava wydobywała się dość spokojnie. Skutkiem takiego mechanizmu erupcji jest powstawanie rozległych pól lawowych zwanych trapami, zajmujących ogromną powierzchnię wielu tysięcy km^2 , tak jak obszar począwszy od wschodniej Polski i Wołynia aż do północnej Mołdawii. Jeszcze potężniejsze wylewy szczelinowe podobnego typu law zdarzały się w dawniejszych okresach geologicznych. Pozostały po nich do dziś ogromne pokrywy lawowe, grube na setki, a niekiedy na przeszło tysiąc metrów, tworzące rozległe wyżyny, tzw. plateau bazaltowe, jak trap dekański w Indiach, powstały na przełomie okresu kredowego i trzeciorzędowego, czy pochodzące z przełomu paleozoiku i mezozoiku trapy syberyjskie o miąższości od 400 do 3700 metrów, obecnie pokrywające 2 mln km^2 , które uznaje się za ślady największych udokumentowanych erupcji w historii Ziemi.

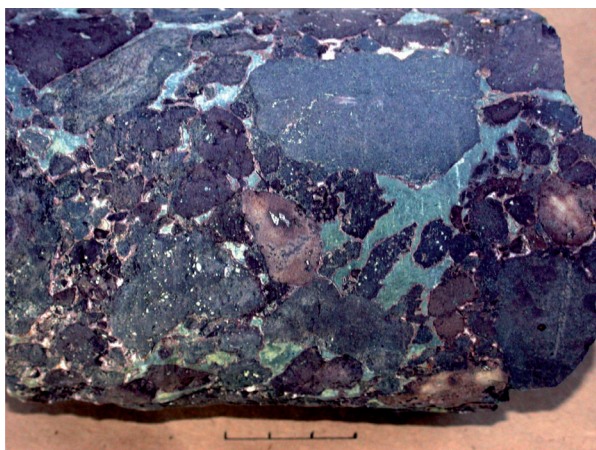
Pokrywy lawowe z późnego neoproterozoiku we wschodniej Polsce znane są wyłącznie z otworów wiertniczych w obrębie tak zwanego basenu lubelsko-podlaskiego, poczynając od rejonu Białowieży na północy, przez Wisznice i Kaplonosy, aż do Łopiennika i Terebinia na południu. Zalegają na róż-



Ryc. 3. Późnoneoproterozoiczne kontynentalne bazalty ryftogeniczne ze wschodniej Polski i Wołynia.

a) blok z ciosem termicznym, odsłonięcie w kamieniołomie Bazaltovye dawniej Janowa Dolina, Ukraina, b) okruszcowanie miedzią rodzimą związane z aktywnością wulkaniczną. Tu jeden z największych agregatów miedzi pochodzący z Wołynia. Typowy skład do 99,5 % wag Cu, do 1% wag. Fe, do 0,4 % Ag. Kolekcja muzeum geologicznego uniwersytetu w Wilnie (prof. Gedyminas Motuza).

nych głębokościach od 410,0 m w rejonie Kruszynian, czy 880,0 m w Krzyżach, natomiast w południowej części na znacznych głębokościach, bo około 3017 m w otworze Białopole czy 5630 m w Łopienniku (KRZEMIŃSKA 2005). Te same bazalty na Wołyniu można obserwować w naturalnych odsłonięciach (Ryc. 3) i kamieniołomach (Bazaltovye dawniej Janowa Dolina, Iwano-Frankowsk i Chmielnicki). Oprócz pokryw bazaltowych, pojawiają się także skały piroklastyczne: tufy, skały epiklastyczne. Widoczne są niemal niezmetamorfizowane ślady po laharach (Ryc. 4), czyli potokach błotnych

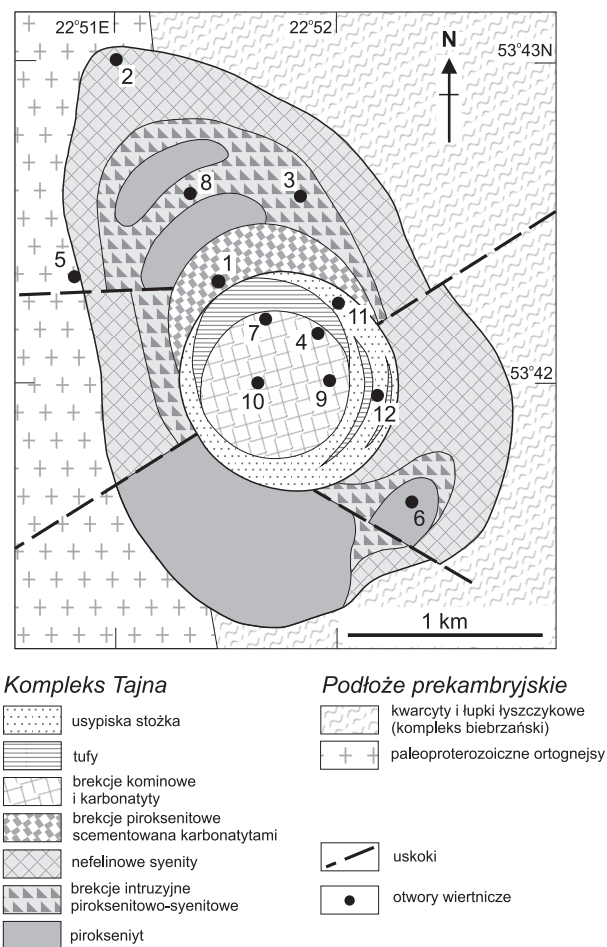


Ryc. 4. Rdzenie wiertnicze ze wschodniej Polski z utworami wulkanogenicznymi towarzyszącymi późnoneoproterozoicznemu trap-bazaltom.

a) brekcja tektoniczna, zbudowana z druzgotu bazaltowego, spojonego minerałami hydrotermalnymi. b) skały piroklastyczne, tu: niemal niezmienny fragment potoku błotnego (lahar) złożony z niewysortowanych materiałów piroklastycznych.

złożonych z materiałów piroklastycznych przesyconych wodą a także pozostałości lawin złożonych z okruszków skał pochodzących z poprzednich erupcji, niekiedy przemieszane popiołami wulkanicznymi.

Basen lubelsko-podlaski, z którym związane są pokrywy lawowe, pod koniec ediakaru był typowym, kontynentalnym basenem ryftowym (POPRAWA i PACZEŚNA 2002), w którym w rowach i półrowach tektonicznych z aktywną siecią uskoku, trwała sedimentacja materiału klastycznego, a na powierzchnię dzięki z głębokimi uskokami wewnątrzpłytyowymi mogła wydostawać się lawa bazaltowa i andezytowa. W wyjątkowo aktywnym tektonicznie rejonie Kapłonosów (koło Włodawy), dochodziło do najbardziej dynamicznych i



Ryc. 5. Szkic geologiczny kompleksu Tajna opracowany na podstawie obrazu geofizycznego i wykonanych wierceń (12 otworów) o koncentryczno-strefowej budowie, z intruzjami kilku typów magm od ultrazasadowych (piroksenit), do alkalicznych (syenity), z kanałem wulkanicznym wypełnionym przez karbonatyt (wg RYKA 1991, zmodyfikowana).

częstych wylewów law i erupcji piroklastycznych (łącznie ponad 300 m). O niepokoju tektonicznym, a być może i sejsmicznym w trakcie erupcji, świadczy dużej miąższości warstwa brekcji tektonicznej, zbudowana z druzgotu bazaltowego (Ryc. 4a), spojonego minerałami hydrotermalnymi oraz bliskie położenie profilu przy aktywnym uskoku.

Z bazaltami ze wschodniej Polski i Wołynia związane są także strefy z okruszczeniem miedzią rodzimą. Występują dość rzadko w formie zbitych agregatów, ziarnistych, dendrycznych wśród pokryw lawowych i są pochodzenia hydrotermalnego. Nie mają jednak znaczenia złożowego.

Ostatnim wydarzeniem wulkanicznym w tej części Polski i platformy wschodnioeuropejskiej był epizod sprzed 345 mln lat (wczesny karbon) związany także z ryftem w kontynentalnej litosferze. Tym razem był to niezwykle głęboki, wcześniejszy rozłam lub sieć szczelin w litosferze, które umożliwiły migrację magmy aż z poziomu płaszcza Ziemi.

Okolo 70 km na północ od Białegostoku, w rejonie jeziora Tajno pod skałami osadowymi dziś na głębokości ponad 800m znajduje się kompleks magmowy o koncentryczno-strefowej formie, na który składa się intruzja magm ultrazasadowych (pirokseni-

ty), ultrazasadowo-alkalicznych i alkalicznych (syenity). Kolejne serie skał skupiają się coraz bliżej centrum struktury koncentryczno-strefowej (Ryc. 5). Na końcu jądro mające formę wyraźnego kanału wulkanicznego wypełnione jest przez karbonatyty, czyli rzadki typ węglanowych skał magmowych.

Jedyny wulkan o analogicznym i rzadkim składzie magmy pochodzącej z głębokiego płaszczowego źródła, aktywny również współcześnie, znany jest z Afryki z Tanzanii. Lawy wulkanu Ol Doinyo Lengai charakteryzuje jasna (biała lub żółtawa) barwa i niska temperatura.

WULKANIZM W EWOLUCJI LITOSFERY OBSZARU SUDETÓW

WULKANIZM NEOPROTEROZOICZNY

Przejawy wulkanizmu późnoproterokambryjskiego (neoproterozoik) znane są również z rejonu Sudetów, gdzie zmetamorfizowane skały wulkaniczne tego wieku występują m.in. w metamorfiku kłodzkim. Tą stosunkowo niewielką jednostkę geologiczną budują urozmaicone zespoły skalne, a wśród nich skały typu andezytów, ryolitów, gabr i bazaltów o wieku ok. 590–600 mln lat (MAZUR i współaut. 2006 i prace tam cytowane). Struktury i charakter petrograficzny tych skał pozwalają stwierdzić, że magma krzepła głównie w formie intruzji, częściowo o charakterze subwulkanicznym. Omawiane skały odzwierciedlają prawdopodobnie magmatyzm związany z dawną strefą subdukcji na krawędzi nowopowstałego południowego paleokontynentu Gondwany. Środowisko geotektoniczne tego magmatyzmu porównać można, generalnie, do zachodniej krawędzi współczesnej Ameryki Południowej. Jednak ze względu na znaczny stopień deformacji i metamorfizmu szczegóły dotyczące przebiegu tych dawnych zjawisk (sub)wulkanicznych są trudne do określenia.

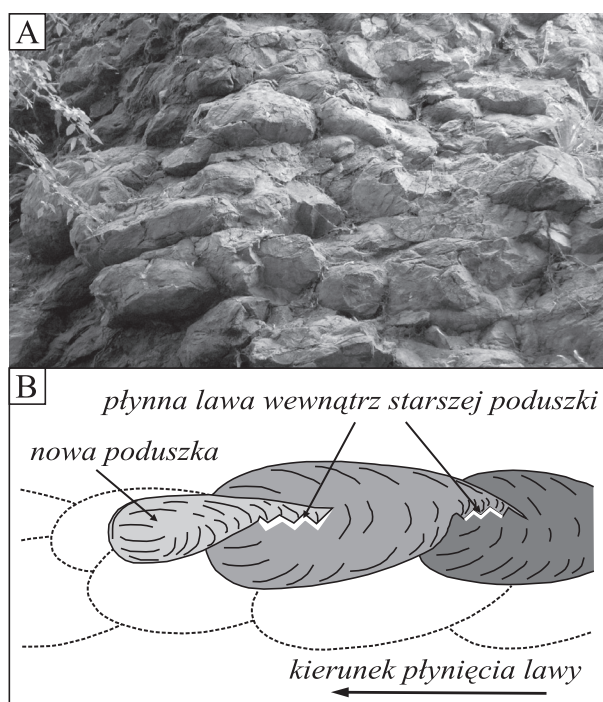
WULKANIZM STAROPALEOZOICZNY

Znacznie bardziej czytelny zapis procesów wulkanicznych zawarty jest w paleozoicznych seriach skalnych Sudetów. Do najlepiej zbadanych należą zmetamorfizowane skały wulkaniczne (metawulkanity) kompleksu kaczawskiego (FURNES i współaut. 1994, MAZUR i współaut. 2006 i prace tam cytowane). Kompleks kaczawski zbudowany jest ze skał o wieku od kambru do wczesnego karbonu. Najstarsze skały wulkaniczne, kambryj-

skie i ordowickie, powstawały w warunkach płytkomorskich w obrębie ryftu kontynentalnego. Młodsze wulkany, zaliczane do syluru, tworzyły się w środowisku oceanicznym. Sekwencja skał metawulkanicznych w kompleksie kaczawskim i ich cechy geochemiczne odzwierciedlają stopniowe rozciąganie kontynentu, rozerwanie litosfery kontynentalnej i powstanie basenu oceanicznego.

Do najbardziej charakterystycznych typów skał metawulkanicznych kompleksu kaczawskiego należą lawy poduszkowe (Ryc. 6), związane z wylewami law bazaltowych na dnie morza. Występują one m.in. na Wzgórzu Zamkowym we Wleniu, w Wąwozie Myśluborskim i w innych miejscach. Towarzyszą im hialoklastyty, skały wulkanoklastyczne złożone ze szklistych okruchów lawy. Hialoklastyty powstają w wyniku gwałtownego krzepnięcia i pęknięcia lawy pod wodą na skutek szoku termicznego. Oprócz wulkanizmu bazaltowego rozwijał się wulkanizm trachitowy. Wylewy lepkich law trachitowych tworzyły kopuły lawowe, rodzaj krótkich potoków o znacznej grubości, krzepnących w sąsiedztwie centrum erupcji. Wylewom towarzyszyły erupcje eksplozyjne w czasie których powstawały skały piroklastyczne, wśród nich osady spływów piroklastycznych. Często spotyka się również inne odmiany skał wulkanoklastycznych, które powstawały w toku erozji już istniejących wulkanów i przenoszenia okruchów wulkanicznych przez procesy podmorskie (np. prądy zawiesinowe).

Na przełomie dewonu i karbonu skały kompleksu kaczawskiego zostały zdeformowane i zmetamorfizowane w efekcie orogenezy waryscyjskiej. Ukształtowała się wówczas obecna struktura kompleksu kaczaw-



Ryc. 6. A. Lawy poduszkowe – produkty podmorskich wylewów law bazaltowych.

A. Lawy poduszkowe odsłaniające się na Wzgórzu Zamkowym koło Wlenia. Poszczególne „poduszki” mają grubość kilkudziesięciu centymetrów. B. Schemat powstawania law poduszkowych w czasie wylewów podmorskich (wg CAS i WRIGHT 1987). Lava chłodzona przez wodę częściowo krzepnie tworząc bochenkowate formy ze sztywną, zewnętrzną skorupą, lecz płynne wewnątrz. Gdy skorupa pęka, wypływająca lava tworzy kolejną poduszkę.

skiego, na którą składa się szereg jednostek tektonicznych rozdzielonych uskokami i nasunięciami. W mniejszej skali procesy deformacji spowodowały odkształcenia skał, np. pierwotnych poduszek lawowych. Temperatura i ciśnienie w czasie metamorfizmu odpowiedzialne były za zmiany składu mineralnego skał. Przykładowo, pierwotne minerały bazaltów, plagioklasy, pirokseny i oliwiny, zostały zastąpione przez takie minerały metamorficzne, jak albit, chloryt, glaukofan, aktyolit, epidot. W efekcie bazalty uległy przekształceniu w zieleńce. Co istotne, następstwo minerałów metamorficznych świadczy o zmianach warunków ciśnienia i temperatury w toku metamorfizmu. Początkowo metamorfizm zachodził w warunkach wysokich ciśnień i niskich temperatur, a następnie przy niskich ciśnieniach i niskich temperaturach. Wstępowanie przejawów metamorfizmu wysokociśnieniowego, jak również obec-

ność charakterystycznych, chaotycznych zespołów skalnych znanych jako melange, pozwoliły zinterpretować kompleks kaczawski jako waryscyjską pryzmę akrecyjną, strukturę tektoniczną związaną z procesami subdukcji na zbieżnej granicy płyt litosferycznych.

Wśród innych wystąpień zmetamorfizowanych skał wulkanicznych paleozoiku Sudetów na szczególną uwagę zasługują metawulkanity wchodzące w skład tzw. zespołów ofiolitowych. Ofiolity tworzą w Sudetach szereg wychodni otaczających od północy, wschodu i południa gnejsowy blok Gór Sowich. Najbardziej znany i najlepiej wykształcony jest ofiolit Ślęży (MAJEROWICZ 2006). Budują go serpentyny, metagabra i amfibolity. Geneza zespołów ofiolitowych wiązana jest z procesami magmowymi zachodzącymi na rozbieżnych granicach płyt litosferycznych, w strefach grzbietów śródoceanicznych. W strefach tych płyty oceaniczne odsuwają się od siebie, a powstająca luka wypełniana jest przez magmę bazaltową dopływającą z płaszcza Ziemi. W głębi skorupy magma krzepnie jako skała plutoniczna, gabro. Część magmy wylewa się na powierzchnię dna oceanicznego tworząc lawy poduszkowe. Magma krzepnąca pod powierzchnią, lecz na niewielkiej głębokości (np. kilkaset metrów), tworzy skałę subwulkaniczną, diabaz. Powstająca w ten sposób skorupa oceaniczna może, w toku późniejszych procesów górotwórczych, nasunąć się na krawędź kontynentu i zostać „wbudowana” w skorupę kontynentalną. Proces ten nosi nazwę obdukcji. Towarzyszy mu deformacja tektoniczna i metamorfizm skał magmowych: gabra przekształcają się w metagabra, a diabazy i bazalty w amfibolity i zieleńce. Serpentyny reprezentują natomiast zmetamorfizowane perydotyty pochodzące z płaszcza Ziemi.

Procesy magmowe, które doprowadziły do powstania ofiolitu Ślęży i innych ofiolitów sudeckich rozgrywały się w dewonie, ok. 400 mln lat temu (KRYZA 2010). Ofiolity sudeckie są więc reliktem dewońskich oceanów, a wchodzące w ich skład amfibolity i zieleńce (metabazalty) są świadectwem dawnego wulkanizmu bazaltowego na dnach tych oceanów. Procesy obdukcji ofiolitów sudeckich i ich metamorfizm zachodziły natomiast na przełomie dewonu i karbonu i były związane z orogenezą waryscyjską.

Dawne skały wulkaniczne, zwykle zmetamorfizowane, podobne do opisanych powyżej (metagabra, amfibolity, zieleńce i inne) występują w wielu jednostkach geologicz-

nych Sudetów, m.in. w kompleksach skał metamorficznych w Rudawach Janowickich, w Górach Sowich, Bystrzyckich, czy w Masywie Śnieżnika. Geneza tych metawulkanitów wiązana jest z magmatyzmem i wulkanizmem, które towarzyszyły procesom pękania i rozpadu dawnych kontynentów, a później rozwoju basenów oceanicznych w erze paleozoicznej, w czasie poprzedzającym orogenezę waryscyjską. W porównaniu ze skałami kompleksu kaczawskiego czy ofiolitów sudeckich, skały te są niejednokrotnie silniej zdeformowane i silniej zmetamorfizowane, a ich wiek często jest nieprecyzyjnie określony. Przez to historia tych skał oraz ich rola w ewolucji geologicznej Sudetów są trudniejsze do odtworzenia.

WULKANIZM PERMO-KARBOŃSKI

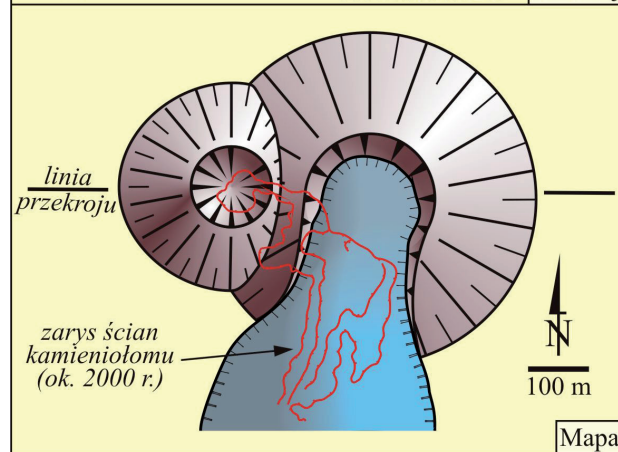
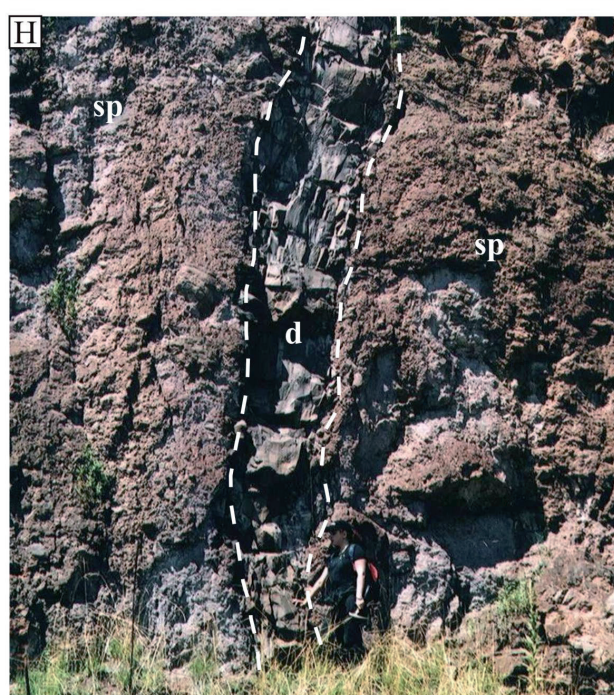
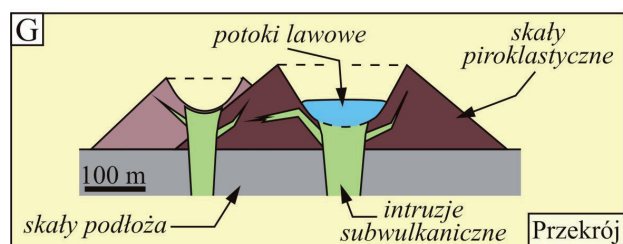
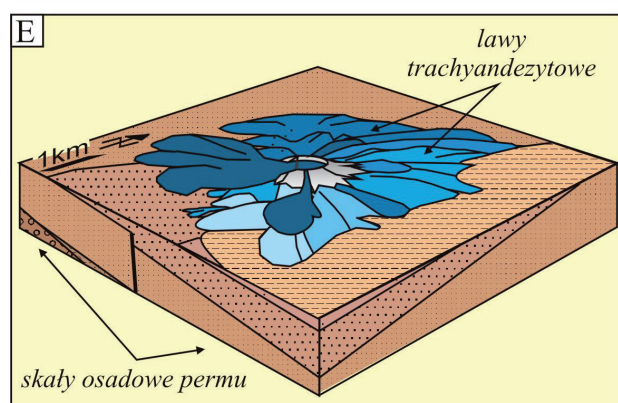
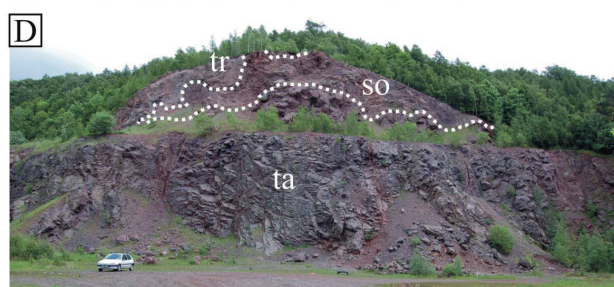
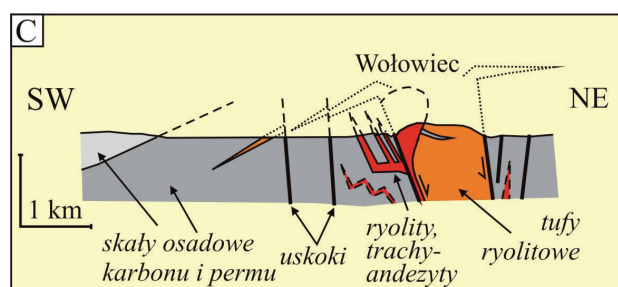
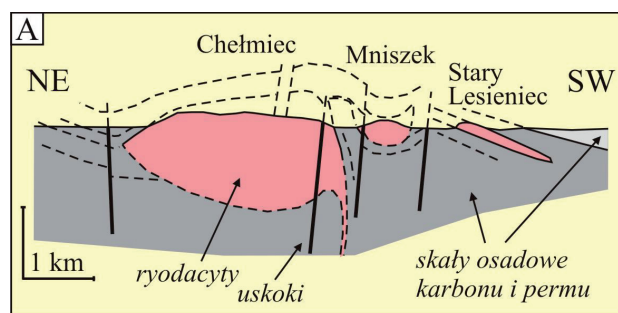
Pod koniec ery paleozoicznej, na przełomie dewonu i karbonu, w wyniku kolizji paleokontynentów Gondwany na południu i Laurazji na północy, uformowało się pasmo górskie Waryscydów. Przebiegało ono równoleżnikowo w poprzek nowo powstałego kontynentu Pangei. Wysokości szczytów górskich sięgały zapewne kilku tysięcy metrów nad poziomem morza, z czasem jednak te wyniosłe góry uległy zniszczeniu przez czynniki tektoniczne i denudację. Procesy niszczące zainicjowane zostały wkrótce po wypiętrzeniu Waryscydów. W karbonie i permie, przesuwcze i rozciągające ruchy tektoniczne przyczyniły się do powstania w obrębie gór i na ich przedpolu licznych zapadlisk, rowów tektonicznych, porozdzielanych wypiętrzonymi blokami podłoża. Równocześnie góry ulegały erozji, a pochodzący z ich niszczenia materiał skalny (rumosz, żwir, piasek) gromadził się w zapadliskach tektonicznych. Procesom tym towarzyszył intensywny wulkanizm, ogólnie określany jako postorogeniczny. Genetycznie łączony jest on z rozciąganiem litosfery, podnoszeniem się ku górze głębszych partii płaszcza oraz topieniem płaszcza i skorupy Ziemi (ZIEGLER 2005 i prace tam cytowane). Procesy te prowadziły do powstawania magm bazaltowych i ryolitowych. Częściowa krystalizacja tych stopów oraz wzajemne oddziaływanie magma płaszcza i skorupowych powodowały dalsze różnicowanie składu law wydostających z ówczesnych wulkanów. W wielu wypadkach permokarbońskie skały wulkaniczne wykazują specyficzne cechy geochemiczne wskazujące na związki z procesami subdukcji poprzedzającymi orogenezę waryscyjską. Geologicznie

młodym odpowiednikiem tej dawnej sytuacji geodynamicznej jest tzw. prowincja basenów i grzbietów (Basin and Range Province) w zachodniej części USA, gdzie podobne procesy rozpoczęły się w kenozoiku i zachodzą współcześnie.

Na obszarze Polski skały wulkaniczne karbonu i permu występują na rozległym obszarze na SW od platformy wschodnioeuropejskiej i na NW od Karpat. W większości ukryte są pod grubą pokrywą młodszych skał osadowych mezozoiku i kenozoiku (zostały tam stwierdzone w otworach wiertniczych). Na powierzchni odsłaniają się jedynie w Sudetach i w rejonie Krakowa. Wśród utworów skalnych karbonu i permu dominują zlepieńce, piaskowce i mułowce, które tworzyły się na lądzie, w środowiskach stożków napływowych u podnóży gór, na równinach rzecznych w rozległych dolinach i w płytkich, okresowych jeziorach. Miejscami występują osady morskie, takie jak wapienie. W karbonie klimat był gorący i wilgotny, a gromadzące się na bagniskach szczątki roślinne dały początek pokładowi węgla kamiennego. W permie zapanował jednak klimat suchy, a znaczne obszary nabrały charakteru półpustynnego. Charakterystycznym osadem z okresu permu są czerwono zabarwione piaskowce.

Wulkanizm był jednym z głównych czynników, który okresowo kształtował ówczesne środowisko. Miejscami w północno-zachodniej Polsce miąższość permokarbońskich skał wulkanicznych stwierdzanych w wierceniach sięga 1 km, a w północno-wschodnich Niemczech przekracza nawet 2 km. W odróżnieniu od starszego wulkanizmu paleozoicznego, który często przejawiał się podmorskimi wylewami law bazaltowych, dla karbonu i permu charakterystyczne były lądowe erupcje law bogatych w krzemionkę (SiO_2), ryolitowych i andezytowych. Oprócz efuzji występowały erupcje eksplozyjne, a powstające wulkany stanowić musiały znaczne wyniosłości topograficzne podlegające erozji (JACKOWICZ 1994, MALISZEWSKA i współaut. 2003). Jak dotąd jednak lokalizacja, typ i przebieg aktywności tych wulkanów nie są bardziej szczegółowo poznane.

Podobne serie skalne odsłaniają się na powierzchni Ziemi w okolicy Krakowa (LEWENIEWSKA i współaut. 2010, SŁABY i współaut. 2010 i prace tam cytowane) i, w szczególności, w Sudetach. W tym ostatnim rejonie późnopaleozoiczne skały wulkaniczne występują w dwóch zapadliskach śródgórskich: w



niecce śródsudeckiej i w niecce północnosudeckiej. W niecce śródsudeckiej rozpoznanych zostało kilkanaście centrów aktywności wulkanicznej (AWDANKIEWICZ 1999a, b, 2004; AWDANKIEWICZ i współaut. 2003). W karbońskie znaczną aktywnością wyróżniał się obszar niecki wałbrzyskiej. Na zachód od Wałbrzycha bogate w krzemionkę, lepkie magmy ryodacytowe utworzyły pokrywę lawową i kompleks intruzji subwulkanicznych (m.in. lakkolit Chełmca) (Ryc. 7a, b). Na wschód od Wałbrzycha rozwinęło się pasmo maarów – niewielkich wulkanów związanych z erupcjami o charakterze eksplozyjnym (Ryc. 7c, d). Wiek tych wulkanów jest częściowo problematyczny: mogą być karbońskie lub permjskie. Do kulminacji zjawisk wulkanicznych doszło w permie. Zarówno w niecce śródsudeckiej oraz w niecce północnosudeckiej nastąpiły wylewy law trachyandezytowych i ryolitowych, płytko pod powierzchnią Ziemi tworzyły się intruzje subwulkaniczne, zaznaczyła się też aktywność eksplozyjna. Najpełniej jak dotąd poznane zostały permjskie wulkany Gór Kruczych w zachodniej części niecki śródsudeckiej. Wylewy bazaltowych trachyandezytów utworzyły w okolicy Kamiennej Góry wulkan tarczowy o średnicy ok. 10 km (Ryc. 7e, f), a w rejonie Chełmska Śląskiego powstała pokrywa lawy ryolitowej o rozciągłości ok. 15 km i grubości kilkuset metrów. Przykładem permjskiej kopuły lawowej, częściowo o subwulkanicznym charakterze, są znane „Organy Wielisławskie” k. Różanej w niecce północnosudeckiej. Wystąpienie to wyróżnia się regularnie wykształco-

nym ciosem kolumnowym o radialnym układzie, powstałym w czasie stygnięcia lawy. Z kolei w rejonie Bolkowa występują zarówno ryolity, jak i tufy ryolitowe, związane z erupcjami eksplozyjnymi.

Charakterystyczną cechą współczesnych obszarów wulkanicznych jest aktywność gorących źródeł, fumaroli i innych ekshalacji wulkanicznych. Często związane są z nimi wystąpienia minerałów, np. siarki, oraz przeobrażenia w skałach wulkanicznych. W wulkanitach karbonu i permu Sudetów z podobnymi zjawiskami wiąże się występowanie agatów, kwarcu, ametystu, kalcytu i innych minerałów wypełniających pęcherzyki pogazowe i szczeliny w lawach u tufach, m.in. w Lubiechowej czy w Wąwozie Piekiełko w niecce północnosudeckiej.

Po ustaniu aktywności, permo-karbońskie wulkany w Sudetach zostały częściowo zniszczone przez erozję, a następnie przykryte przez młodsze skały osadowe triasu, kredy i częściowo kenozoiku. Te stare wulkany ponownie „ujrzały światło dzienne” w czasie orogenezy alpejskiej, kiedy Sudety wypiętrzone zostały wzdłuż uskoku brzeżnego, a erozja usunęła młodszą pokrywę osadową. W tym czasie doszło też w Sudetach i na całym Dolnym Śląsku do kolejnych erupcji wulkanicznych.

WULKANIZM KENOZOICZNY

Najmłodszy etap aktywności wulkanicznej na obszarze Polski, głównie na Dolnym Śląsku, miał miejsce w erze kenozoicznej. Wulkany dolnośląskie stanowią część więk-

Ryc. 7. Przykłady dawnych wulkanów i skał wulkanicznych z regionu dolnośląskiego.

A. Przekrój geologiczny w rejonie Chełmca na zachód od Wałbrzycha. Karbońskie ryodacyty tworzą zespół płytkich intruzji subwulkanicznych (Chełmiec, Mniszek) i pokryw lawowych (Stary Lesieniec). B. Widok od zachodu na masyw Chełmca, Mniszka i pasmo Starego Lesieńca. Wyniosłość wzgórz zbudowanych ze skał wulkanicznych wynika głównie z ich znacznej odporności na wietrzenie i erozję, chociaż w pewnym stopniu może też naśladować formy dawnych wulkanów. C. Przekrój geologiczny przez jeden z dawnych wulkanów w paśmie maarów na wschód od Wałbrzycha. Pierwotny wulkan (przypuszczalny zarys pokazuje przerywana linia) został zerodowany, zachowany jest natomiast wypełniony przez tufy i inne produkty erupcji dawny przewód wulkaniczny (diatrema). D. Na ścianie nieczynnego kamieniołomu w dzielnicy Podgórze w południowej części Wałbrzycha w jednej z diatrem odsłania się intruzja subwulkaniczna trachyandezytu (ta) otoczona przez skały osadowe (so) i tufy ryolitowe (tr). E. Blokdiagram – rekonstrukcja, pokazującą przypuszczalny wygląd permjskiego, trachyandezytowego wulkanu tarczowego w rejonie Kamiennej Góry. F. W kamieniołomie w Czadrowku koło Kamiennej Góry odsłonięte są produkty erupcji wulkanu tarczowego: lawy trachyandezytowe (ta), brekcje (br) i tufy (tf). Grubość widocznej serii skalnej wynosi ok. 7 m. G. Schematyczna mapa i przekrój geologiczny pokazujące przypuszczalny wygląd kenozoicznego wulkanu, tzw. stożka scoria, koło wsi Targowica na południe od Strzelina. Wulkan, chociaż silnie zerodowany, wciąż tworzy wzgórze Sośnica. H. Widok jednej ze ścian kamieniołomu na wzgórzu Sośnica. Widoczne są skały piroklastyczne (sp) zbudowane z „żużłu” wulkanicznego (tzw. scoria) i bomb wulkanicznych, przecięte przez intruzję (dajkę; d na fotografii) bazaltu.

szej prowincji wulkanicznej, która rozciąga się na północnym przedpolu Alp od Polski, przez Czechy i Niemcy, po Francję. Na obszarze tym występuje szereg niewielkich ryftów kontynentalnych takich, jak Rów Renu w zachodnich Niemczech. Kenozoiczny wulkanizm w tej części Europy, określany jako anorogeniczny i wewnątrzpłytkowy, wiązał się z topieniem astenosferycznego płaszcza Ziemi wywołanym rozciąganiem litosfery (WILSON i DOWNES 2006). Magmy typu bazaltowego powstające w płaszczu przedostawały się ku powierzchni poprzez głębokie rozłamy w skorupie ziemskiej, głównie w sąsiedztwie wspomnianych stref ryftowych.

Jedną z tych stref, ryft Ochrzy (Egeru), przebiega przez masyw czeski w kierunku SWW-NEE na odcinku ok. 300 km i swoim północno-wschodnim zakończeniem sięga na obszar Dolnego Śląska. Wulkanity dolnośląskie występują na przedłużeniu oraz na wschodnim obrzeżeniu ryftu Ochrzy. Są one generalnie określane jako bazalty. Jednak bazalty w ścisłym znaczeniu (tj. skały wulkaniczne zbudowane z plagioklastów, piroksenów i oliwinów) są na Dolnym Śląsku stosunkowo słabo rozpowszechnione. Częściej spotyka się bazanity i nefelinity. Są one pod wieloma względami podobne do bazaltów, jednak wyróżniają się m.in. niższą zawartością krzemionki, co w składzie mineralnym przejawia się dosyć obfitym występowaniem nefelinu, minerału z grupy skalenionców.

Kenozoiczne wulkanity tworzą na Dolnym Śląsku kilka skupisk, przede wszystkim w rejonie Zgorzelca-Lubania, Legnicy-Jawora i dalej ku wschodowi w rejonie Strzelina-Ziębic. Skupiska te stanowią relikty dawnych pól wulkanicznych, z których każde grupować mogło od kilkunastu do ponad stu niewielkich wulkanów. Większość erupcji miała miejsce w okresach oligocenu i miocenu, między ok. 31 a 4 mln lat temu (BADURA i PRZYBYLSKI 2004).

W sumie na Dolnym Śląsku znanych jest ponad 300 wystąpień kenozoicznych skał wulkanicznych. Większość z nich to drobne żyły i kominy wulkaniczne, mniej liczne są fragmenty potoków lawowych i skały piroklastyczne. Choć współczesna forma morfologiczna wielu wystąpień bardzo przypomina stożki wulkaniczne (np. Ostrzyca Proboszczowicka, określana niekiedy jako „Śląska Fujiyama”), to w istocie pierwotne formy kenozoicznych wulkanów niemal nie są zachowane. Na ogół procesy erozji kompletnie zniszczyły dawne stożki i sięgnęły głębiej,

poniżej pre-erupcyjnej powierzchni terenu. W toku tych procesów twarde i odporne na wietrzenie kominy wulkaniczne (wypełnione lawą, dawne kanały doprowadzające magmę do wylotu wulkanów) zostały wyprzeformowane przez erozję, tworząc wzgórza o charakterystycznych kształtach naśladujących dawne stożki.

Tylko nieliczne wystąpienia stanowią lepiej zachowane relikty dawnych wulkanów, szczególnie we wschodniej części Dolnego Śląska: w Graczech koło Opola oraz w Targowicy k. Strzelina (AWDANKIEWICZ 2005). Rozpoznane tam wulkany rozwijały się w kilku fazach. Popiół, „żużel” i bomby wulkaniczne powstające przy erupcjach eksplozywnych tworzyły stożki wokół wylotów wulkanów, a z późniejszymi erupcjami związane były potoki lawowe, wykazujące charakterystyczną oddzielność kolumnową powstającą przy stygnięciu lawy. Wulkany te miały niewielkie rozmiary: średnice rzędu 1 km i wysokości ok. 200–500 m (Ryc. 7g, h). Wulkany tego typu znane są jako stożki scoria (scoria jest to porowaty „żużel” wulkaniczny, główny ich budulec) i stanowią najbardziej rozpo-

era	okres	min lat	
kenozoik	czwartorzęd	2,59	
	neogen	23,03	▲
	paleogen	65,5	▲
mezozoik	kreda	145,5	
	jura	199,6	
	trias	251	
paleozoik	perm	299	▲
	karbon	349,2	▲ ▲
	dewon	416	▲
	sylur	443,7	▲
	ordowik	488	▲
	kambr	542	▲
neoproterozoik	ediakar kriogen ton	1000	▲ ▲
mezoproterozoik	sten ektaz kalim	1600	
paleoproterozoik	stater orosir riak sider	2500	▲

Archaik (eon)
Hadeik (eon)

4000 mln
4600 mln

LEGENDA:

- ▲ - aktywność wulkaniczna na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego
- ▲ - aktywność wulkaniczna na obszarze Sudetów

Ryc. 8. Skala czasu geologicznego w formie uproszczonej tablicy stratygraficznej z rejestrem epizodów aktywności wulkanicznej na obszarze Polski. Zapis obejmuje okres ok. 2 miliardów lat historii Ziemi.

wszechniony typy wulkanów na współczesnych lądach.

Miocenские skały wulkaniczne, głównie andezyty, występują również w Pieninach (m. in. na górze Wżar). Ich wiek określany jest na ok. 11–13 mln lat (miocen). Andezyty pienińskie posiadają odmienne cechy geochemiczne i petrograficzne od bazaltowych wulkanitów Dolnego Śląska i stanowią przykład wulkanitów orogenicznych, związanych z procesami subdukcji i kolizji w toku roz-

woju Karpat. Podobne wulkanity są szeroko rozprzestrzenione na Słowacji, Węgrzech i w Rumunii (np. LEXA i współaut. 2010).

Andezyty pienińskie występują w formie intruzji subwulkanicznych, dajek i sillów. Umiejscowione zostały prawdopodobnie na stosunkowo niewielkiej głębokości pod powierzchnią Ziemi, a następnie odsłonięte przez erozję. Nie jest jednak pewne, czy doszło w tym rejonie do erupcji lawy na powierzchni, czy niegdyś istniał tam wulkan.

PODSUMOWANIE

Na obszarze Polski aktywność wulkaniczna przejawiała się wielokrotnie w czasie długiej ewolucji geologicznej (Ryc. 8), obejmującej ok. 2 miliardy lat (prawie połowa dziejów Ziemi). Zapis najstarszych etapów wulkanizmu z okresu prekambriu zawarty jest głównie w skałach podłoża północno-wschodniej polski, na obszarze platformy wschodnioerupiejskiej. Młodsze etapy wulkanizmu, związane z paleozoicznym rozwojem obszaru, rozpoznane są w skałach Polski środkowej i południowej, a najmłodsze wulkany, kenozoiczne, występują na Dolnym Śląsku i w Karpatach. Kolejne fazy wulkaniczne zachodziły przy zmieniających się uwarunkowaniach geodynamicznych i geograficznych, co wpływało na bardzo różnorodny charakter i przebieg zjawisk wulkanicznych. Badania dawnych wulkanitów, zarówno w zakresie form ich występowania, jak i cech petrograficznych i geochemicznych, pozwalają odtwarzać kopalne środowiska i przebieg procesów geologicznych. Jednak produkty wulkaniczne minionych epok geologicznych często są silnie zmienione w wyniku działania takich procesów, jak deformacje tektoniczne, metamorfizm i erozja, co utrudnia, a niekiedy uniemożliwia szczegółowe rekonstrukcje.

Największe nagromadzenie dawnych skał wulkanicznych na obszarze Polski znane jest z Dolnego Śląska i, szczególnie, z Sudetów. Wiek skał wulkanicznych tego obszaru mieści się w przedziale od prekambriu do kenozoiku. Wulkany te są świadectwem kilku

okresów aktywności w ciągu ostatnich 600 mln historii geologicznej Ziemi i obszaru Polski. Różnorodność skał wulkanicznych, wśród których napotkać można produkty erupcji efuzyjnych i eksplozyjnych, na lądzie i pod wodą, na obszarach kontynentów i na dnach oceanów, jest wyjątkowa w skali Polski. Badając skały wulkaniczne Sudetów można, na stosunkowo niewielkim obszarze, zapoznać się z niemal pełnym spektrum zjawisk wulkanicznych spotykanych współcześnie na Ziemi.

Najmłodsze wulkany w sąsiedztwie obszaru Polski, na Morawach i Słowacji, czy w rejonie Eifel w zachodnich Niemczech wybuchają niedawno w geologicznej skali czasu, zaledwie kilkaset tysięcy czy nawet kilkanaście tysięcy lat temu. Erupcja wulkanu Laacher See w Eifel, 12,9 tys lat temu, była jedną z najsilniejszych w Europie w okresie czwartorzędu. Z perspektywy krótkiego czasu jednostkowego życia ludzkiego obszar Polski może wydawać się zupełnie stabilny i nie podlegający wpływom gwałtownych katastrof naturalnych takich, jak wybuchy wulkanów. Pamiętać jednak należy, że siły geologiczne pod naszymi stopami działają nieustannie, a nawet niewielkie erupcje wulkaniczne w niezbyt bliskim sąsiedztwie (jak np. erupcja Eyjafjallajökull na Islandii w 2010 r.) mogą poważnie wpływać na funkcjonowanie współczesnej cywilizacji, gospodarki i nasze codzienne życie.

HISTORIA GEOLOGICZNA AKTYWNOŚCI WULKANICZNEJ NA OBSZARZE POLSKI

Streszczenie

W czasach historycznych erupcje wulkanów oraz ich niszczące skutki nie przejawiały się w Polsce, ponieważ terytorium kraju znajduje się w centrum

stabilnej płyty euroazjatyckiej. Jednakże liczne ślady dawnej aktywności wulkanicznej odnaleźć można w zapisie skalnym bardziej odległych w czasie epok

na terenach każdego z kilku regionów geologicznych Polski: północno-wschodniego, związanego z prekambryjskim kratonem wschodnioeuropejskim, południowo-zachodniego, związanego z waryscyjską strefą Sudetów i południowego, związanego z zachodnimi Karpatami. Wulkanizm odzwierciedlał różne stadia wzmożonej aktywności tektonicznej i rozwój procesów tektoniki płyt w okresie ostatnich 2 mld lat. Najstarsze ślady wulkanizmu stwierdzone zostały w regionie Podlasia i Mazowsza, gdzie w wierceniach na głębokości ponad 1 km występują pograżone i zmetamorfizowane lawy paleoproterozoicznych (1,84-1,80 mld lat) wulkanów związanych z łukiem wulkanicznym i dawną strefą subdukcji. Kolejny epizod wulkanizmu miał miejsce pod koniec prekambriu 0,552 mld lat temu. W tym czasie, w rozległym systemie basenów ryftowych związanych z otwieraniem się wschodniej części oceanu Iapetus powstawały potężne pokrywy bazaltowe i piroklastyki. Te formacje wulkanogeniczne rozciągają się od wschodniej Polski, przez Wołyń na terytorium Ukrainy, do Mołdawii i Białorusi i reprezentują najniższą poziomą zalegającą i niezmetamorfizowaną osadową pokrywę podłoża krystalicznego. Młodsze przejawy wulkanizmu znajdujemy w skałach południowo-zachodniej Polski, szczególnie w Sudetach. Wulkanizm staropaleozoiczny (kambr-dewon) wiązał się z rozwojem kontynentalnych stref ryftowych, a później basenów oceanicznych. Świadectwem tych

procesów są m.in. bazaltowe lawy poduszkowe Gór Kaczawskich i Pogórza Kaczawskiego oraz sudeckie ofiolity, w tym ofiolit Ślęży. Pod koniec paleozoiku, końcowym akcentem orogenezy waryscyjskiej i kolizji paleokontynentów Laurazji i Gondwany był intensywny wulkanizm o wieku ok. 300 mln lat. Liczne relikty stosunkowo niewielkich wulkanów zbudowanych z law i tufów ryolitowych i trachyandezytowych występują w seriach skalnych karbon i permu w rejonie Świerzawy, Wałbrzycha, Nowej Rudy. Najmłodszy wulkanizm w erze kenozoicznej wiązał się z rozwojem niewielkich, wewnątrzpłytowych, kontynentalnych stref ryftowych na północnym przedpolu Alp. Między 31 a 4 mln lat temu na Dolnym Śląsku powstało kilka pól wulkanicznych z licznymi bazaltowymi pokrywami law i stożkami wulkanicznymi, np. w rejonie Złotoryi. Z tego okresu pochodzą również wystąpienia andezytów w Pieninach. Pod względem genezy skały te są odmienne od bazaltów Dolnego Śląska i wiążą się z późnymi procesami górotwórczymi na obszarze Karpat. W bliskiej przyszłości raczej nie należy spodziewać się erupcji wulkanów w bezpośrednim sąsiedztwie naszego kraju. Jednak niedawny wybuch wulkanu Eyjafjallajökull na Islandii w 2010 r. dowiódł, że nawet niezbyt silne erupcje w bardziej odległych regionach mogą poważnie wpływać na funkcjonowanie współczesnej gospodarki i codzienne życie również w Polsce.

GEOLOGICAL HISTORY OF VOLCANIC ACTIVITY IN THE TERRITORY OF POLAND

Summary

Volcanoes and the potentially devastating effects of their eruption have not occurred in historical times in Poland, since the country is located in the middle of the stable Eurasian plate. However, various indications of ancient volcanism are found within each of the main geological regions of Poland: in the north-eastern region, connected with the Precambrian East European Craton, in the south-western area related to the Variscan units of the Sudetes, and in the southernmost part related to the Western Carpathians. Volcanism reflected various episodes of increased tectonic activity and plate tectonic processes during the last two billion years. The oldest evidence of volcanism is found in the Podlasie and Mazowsze regions, where buried and metamorphosed lavas erupted from Paleoproterozoic (1.84-1.80 Ga) volcanoes related to an ancient volcanic arc and subduction zone have been documented by drilling to a depth of about 1 km. The next event took place at the end of the Precambrian at 0.552 Ga. At that time, large volume flood basalts and pyroclastic rocks were extruded in an extensive system of rift basins related to the opening of the eastern part of the Iapetus Ocean. These volcanic formations extend from eastern Poland through Volhyn at the Ukrainian territory, to the present day Moldova and Belarus and represent the lowermost, flat-lying and unmetamorphosed sedimentary cover of the crystalline basement. Evidence of younger volcanism is found in rocks of south-western Poland,

in particular in the Sudetes. Old Palaeozoic volcanism was related to the development of continental rift zones and, later, oceanic basins. The record of these processes is provided by, for example, basaltic pillow lavas of the Kaczawa Mts. and Foreland and by the Sudetic ophiolites, including the Ślęża Ophiolite. Near the end of the Palaeozoic, the final stages of the Variscan orogeny and the collision of the Laurasia and Gondwana palaeocontinents included widespread volcanism at ca. 300 Ma. Abundant relics of relatively small volcanoes composed of lavas and tuffs of rhyolitic and trachyandesitic composition occur in Carboniferous and Permian successions near Świerzawa, Wałbrzych and Nowa Ruda. The youngest, Cenozoic volcanism can be linked to the development of small, continental intraplate rift zones in the northwestern foreland of the Alps. In Lower Silesia, e.g. near Złotoryja, several volcanic fields with basaltic lavas and cones developed at that time, between 31 and 4 Ma. Andesites of the Pieniny range in southern Poland are of similar age, although genetically different and related to post-orogenic processes in the Western Carpathians. Volcanic eruptions in close proximity to Poland are unlikely in the near future. However, the recent eruption of the Eyjafjallajökull volcano in Iceland in 2010 shows that even relatively small eruptions in more distant areas may seriously affect the modern economy and everyday life in Poland.

LITERATURA

- AWDANKIEWICZ M., 1999 a. *Volcanism in a late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland*. *Geologia Sudetica* 32, 13–47.
- AWDANKIEWICZ M., 1999 b. *Volcanism in a late Variscan intramontane trough: the petrology and geochemistry of the Carboniferous and Permian volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland*. *Geologia Sudetica* 32, 83–111.
- AWDANKIEWICZ M., 2004. *Sedimentation, volcanism and subvolcanic intrusions in a late Palaeozoic intramontane trough (the Intra-Sudetic Basin, SW Poland)*. [W:] *Physical geology of high-level magmatic systems*. BREITKREUZ C., PETFORD N. (red.). Geological Society, London, Special Publications 234, 5–11.
- AWDANKIEWICZ M., 2005. *Reconstructing an eroded scoria cone: the Miocene Sooenica Hill volcano (Lower Silesia, SW Poland)*. *Geol. Quart.* 49, 439–448.
- AWDANKIEWICZ M., KUROWSKI L., MASTALERZ K., RACZYŃSKI P., 2003. *The Intra-Sudetic Basin – a record of sedimentary and volcanic processes in late- to post-orogenic tectonic setting*. *Geolines* 16, 165–183.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2004. *Dolnośląska formacja bazaltowa*. [W:] *Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia. Część 3a. Kenozoik, Paleogen. Neogen*. PERYT T. M., PIWOCKI M. (red.). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 161–168.
- BOGDANOVA S., GORBACHEV R., GRAD M., JANIK T., GUTERCH A., KOZLOWSKAYA E., MOTUZA G., SKRIDLAITE G., STAROSTENKO I., TARAN L., Eurobridge and Polonaise Working Group, 2006. *EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of East European craton*. [W:] *European Lithosphere Dynamics*. GEE D. G., STEPHENSON R. A. (red.). *Geol. Soc. London Memoirs* 32, 599–625.
- CAS R. A. F., WRIGHT J. V., 1987. *Volcanic successions modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions*. Allen & Unwin (Publishers) Ltd.
- FURNES H., KRYZA R., MUSZYŃSKI A., PIN C., GARMANN L. B., 1994. *Geochemical evidence for progressive, rift-related early Paleozoic volcanism in the western Sudetes*. *Journal of the Geological Society, London* 151, 91–109.
- HOLMES A., 1944. *Principles of Physical Geology*. Edinburgh: Thomas Nelson & Sons.
- JACKOWICZ E., 1994. *Permskie skały wulkanoklastyczne północnej części monokliny przedsudeckiej*. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego CXLV*, Warszawa.
- KRYZA R., 2010. *The Central Sudetic ophiolites: SHRIMP zircon geochronology (preliminary results)*. *Mineralogia – Special Papres* 37, 89–90.
- KRZEMIŃSKA E., 2005. *The outline of geochemical features of the Late Proterozoic volcanic activity in the Lublin-Podlasie Basin, eastern Poland*. *Mineral. Soc. Poland, Special Papers* 26, 47–51.
- KRZEMIŃSKA E., 2010. *Geochemiczna i izotopowa rekonstrukcja środowiska geotektonicznego domeny mazowieckiej w podłożu prekambryjskim północno-wschodniej Polski*. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 195, 1–156.
- LEWANDOWSKA A., ROSPONDEK M. J., NAWROCKI J., 2010. *Stephanian-Early Permian basaltic trachyandesites from the Sławków and Nieporaz-Brodła grabens near Kraków, southern Poland*. *Ann. Societatis Geologorum Poloniae* 80, 227–251.
- LEXA J., SEGHEDI I., NÉMETH K., SZAKÁCS A., KONEČNÝ V., PÉCSKAY Z., FÜLÖP A., KOVACS M., 2010. *Neogene-Quaternary Volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review*. *Cent. Eur. J. Geosci.* 2, 207–270.
- LI Z. X., BOGDANOVA S. V., COLLINS A. S., DAVIDSON A., DE WAELE B., ERNST R. E., FITZSIMONS I. C. W., FÜCK R. A., GLADKOCHUB D. P., JACOBS J., KARLSTROM K. E., LU S., NATAPOV L. M., PEASE V., PISAREVSKY S. A., THRANE K., VERNIKOVSKY V., 2008. *Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis*. *Prekamb. Res.* 160, 179–210.
- MAJEROWICZ A., 2006. *Krótki przewodnik terenowy po skałach ofiolitowego zespołu Słęży oraz ich petrologicznej i geologicznej historii*. Wydawnictwa Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.
- MALISZEWSKA A., KIERSNOWSKI H., JACKOWICZ E., 2003. *Wulkanoklastyczne osady czerwonego spągowca na obszarze Wielkopolski*. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego CLXXIX*, Warszawa.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., OBERC-DZIEDZIC T., 2006. *The Variscan Orogen in Poland*. *Geol. Quart.* 50, 89–118.
- MOTUZA G., 2005. *Structure and formation of the crystalline crust in Lithuania*. *Special Papers Polish Mineral. Soc.* 26, 69–79.
- NAWROCKI J., BOGUCKI A., KATINAS V., 2004. *New late Vendian paleogeography of Baltica and the TESZ*. *Geol. Quart.* 48, 309–316.
- POPRAWA P., PACZEŚNA J., 2002. *Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku – wczesnym paleozoiku na lubelsko – podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego – analiza subsydencji i zapisu facjalnego*. *Przegląd Geologiczny* 50, 49–63.
- ROGERS J. J. W., SANTOSH M., 2002. *Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent*. *Gondwana Res.* 5, 5–22.
- RYKA W., 1991. *Geology of the Tajno massif carbonates*. [W:] *Geology of the Tajno massif (northeastern Poland)*. RYKA W. [red.]. *Prace Państw. Inst. Geol.* 139, 43–77.
- SADOWSKI G. R., BETTENCOURT S. J., 1996. *Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and western border of the Amazon Craton*. *Precambrian Res.* 76, 213–227.
- SŁABY E., BREITKREUZ C., ŻABA J., DOMAŃSKA-SIUDA J., GAIDZIK K., FALENTY K., FALENTY A., 2010. *Magma generation in an alternating transtensional-transpressional regime, the Kraków-Lubliniec Fault Zone, Poland*. *Lithos* 119, 51–268.
- WEGENER A. L., 1929. *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. Druck und Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn Akt.-Ges.
- WILSON M., DOWNES H., 2006. *Tertiary-Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics*. [W:] *European Lithosphere Dynamics*. GEE D. G., STEPHENSON R. A. (red.). Geological Society, London, *Memoirs*, 32, 147–166.
- ZHAO, G., CAWOOD P. A., WILDE S. A., SUN M., 2002. *Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent*. *Earth-Science Reviews* 59, 125–162.
- ZIEGLER P. A., 2005. *Europe: Permian to Recent Evolution*. [W:] *The Encyclopedia of Geology*. SELLEY R. C., COCKS L. R., PLIMER I. R. (red.). Elsevier, 102–125.