

STRESZCZENIA REFERATÓW WYGŁOSZONYCH W ODDZIAŁACH POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

Krzysztof Birkenmajer

Kenozoiczne zlodowacenia Antarktyki Zachodniej Oddział Krakowski PTG, 7 XII 1992

Najstarsze zlodowacenie Krakowa, we wczesnym eocenie (ok. 52-50 Ma), objęło wyższe grupy górskie w południowej części Półwyspu Antarktycznego. Na Wyspie Króla Jerzego powstały wówczas utwory glacialno-morskie z fauną i nannoplanktonem, lawy i hialoklastyty.

Łądowe osady słodkowodne ze skrzemionkowanymi pniami drzew i wkładką węgla brunatnego (W. Króla Jerzego) oraz osady płytkomorskie z bogatą ciepłolubną fauną i szczątkami roślin (W. Seymour), reprezentują interglacjal Arctowskiego (eocen środkowy - wczesny oligocen, 50-32 Ma).

W czasie zlodowacenia Polonez we wczesnym oligocenie (32-30 Ma) czasza lądolodu objęła całą Antarktydę i przekroczyła Cieśninę Bransfielda sięgając aż po W. Króla Jerzego: moreny spągowe i czołowe, utwory glacialno-morskie z bogatą fauną, lawy i hialoklastyty.

W środkowej części oligocenu (ok. 30 Ma), w czasie interglacjalu Wesela, nastąpiła na W. Króla Jerzego głęboka erozja starszych skał, a wąskie doliny zostały zapelnione przez utwory fluwialne i zboczowe bez szczątków organicznych.

W czasie zlodowacenia Legru w późnym oligocenie (ok. 30-26 Ma) powstały lahary przekładające się z lawami i tufami oraz lądowe tility, rysy lodowcowe i kliny mrozowe. Zlodowacenie Szetlandów Południowych było wówczas oddzielone od czaszy lądolodu kontynentalnego Cieśniną Bransfielda.

W czasie interglacjalu Wawelu, na granicy oligocenu i miocenu (26-22 Ma), powstały osady lądowe z bogatą florą liściową i iglastą oraz osady płytkomorskie z bogatą fauną (W. Króla Jerzego).

W czasie zlodowacenia Melville'a we wczesnym miocenie (22-20 Ma), na W. Króla Jerzego powstały osady glacialno-morskie szelfowe i wyższej części sklonu szelfowego z bogatą fauną. Zlepienie z fauną na W. Cockburn, datowane na pliocen, prawdopodobnie również tworzyły się w warunkach glacialno-morskich.

W czasie plejstocenu, świadectwem kilkakrotnych zlodowaceń i interglacjalów są wysokie poziomy zwirowe (ocieplenie) i podniesione klify nadmorskie (klimat glacialny).

Krzysztof Birkenmajer

Ewolucja pacyficznego sektora Półwyspu Antarktycznego (mezozoik-holocen)

Oddział Górnosląski PTG, 14 XII 1992)

Subdukcja skorupy oceanicznej SE Pacyfiku pod skorupę kontynentalną N części Półwyspu Antarktycznego zachodziła w ciągu kredy i trzeciorzędu aż po miocen włącznie. W okresie poprzedzającym subdukcję osadziły się tutaj w marginalnym basenie morskim turbidytowe utwory sili-ciklastyczne (grupa Trinity Peninsula, ?permo-trias), które następnie zostały sfaldowane i ponasuwane wstecznie (ku SW) jeszcze przed jurą środkową. W jurze środkowej (i górnej?), lądowe zlepińce, piaskowce i łupki z bogatą florą (formacja Mount Flora) osadziły się niezgodnie na sfaldowanej i zerodowanej grupie Trinity Peninsula.

Łuk magmowy, powstający jako efekt subdukcji skorupy oceanicznej SE Pacyfiku pod skorupę kontynentalną Płw. Antarktycznego, zaczął się tworzyć z początkiem kredy. Działalność magmowa wyraziła się powstaniem młodszych kompleksów lawowo-piroklastycznych bazaltowo-andezytowych z podrzędnymi wtrąceniami ryodacytów, intrudowanych plutonami gabro-diorytowych, granodiorytowymi i granitowymi oraz dajkami zasadowymi, pośrednimi i kwaśnymi. Utworzyły się wówczas dwa łuki magmowe: starszy, bardziej wewnętrzny luk Płw. Antarktycznego (kreda dolna - górna) i młodszy, bardziej zewnętrzny luk Szetlandów Południowych (kreda górna - miocen).

Sfaldowanie i wsteczne nasunięcia w strefie przyległej do transformującego uskoku Anvers, powstały prawdopodobnie w wyniku kolizji oceanicznego grzbietu Aluk z klinem litosfery kontynentalnej (dźwigającej na sobie łuk magmowy) Płw. Antarktycznego w środkowym miocenie.

Ostatnim zjawiskiem tektonicznym (oligocen - holocen) było utworzenie się ryftu Bransfielda (basen międzylukowy), który jest obecnie w stanie powolnej ekspansji, oddzielając łuk magmowy Szetlandów Południowych od łuku magmowego Płw. Antarktycznego. W obrębie ryftu zaznacza się silna współczesna działalność wulkaniczna.

Krzysztof Birkenmajer

Wulkany Antarktydy Zachodniej

Oddział Świętokrzyski PTG, 2 IV 1993

Wulkany czwartorzędowe występują w strefie marginalnej łuku magmowego Antarktydy Zachodniej, w obrębie trzeciorzędowych ryftów, które powstały w wyniku ekstensji skorupy kontynentalnej: od północnej części Półwyspu Antarktycznego – ryft Bransfielda, przez Ziemię Mary Byrd, po strefę ryftową Morza Rossa.

W rejonie Cieśniny Bransfielda wulkany czwartorzędowe usytuowane są wzdłuż dwóch linii. (1) Linia Bridgeman-Deception pokrywa się z osią ryftu, wykazując obecność licznych wulkanów podmorskich o charakterystyce toleitowej, z dwoma wulkanami powierzchniowymi (W. Bridgeman i W. Deception) o charakterze słabo alkalicznym do wapniowo-alkalicznego. (2) Linia Penguin przebiega skośnie do linii poprzedniej, przecinając południową krawędź szelfu Wyspy Króla Jerzego (Szetlandy Południowe) pomiędzy W. Penguin i Szczytem Melville'a. Produkty wulkaniczne mają tu charakter wapniowo-alkaliczny.

Wyspa Bridgeman jest szczątkiem zniszczonego przez abrazję stratowulkanu holocenijskiego usytuowanego na małej platformie podmorskiej. Wulkan mógł być czynny w 19 wieku.

Wyspa Deception to okresowo czynny wulkan, największy w Szetlandach Południowych i jeden z największych w Antarktyce, o podmorskiej średnicy 20-30 km, wznoszący się na 1200 m ponad dno morza, a ponad 500 m ponad poziom morza. Jest to kaldera, która powstała w wyniku późnoplejstoceńskiej lub wczesnoholocenijskiej eksplozji stratowulkanu podobnego typu jak słynna

eksplozja wulkanu Krakatoa. Podłożem wulkanu są skały mezo-kenozoiczne. W latach 1967, 1969 i 1970 powstawały pasożytnicze stożki wulkaniczne i zachodziły silne erupcje szczelinowe.

Wyspa Penguin jest niewielkim drzemiącym wulkanem o średnicy nadmorskiej około 1,5 km i wysokości 170 m. Główny stożek wulkaniczny powstał w 17 i 18 stuleciu, mały stożek wewnętrzny w 19 stuleciu, zaś dwa kratery eksplozyjne typu maarów – około 1906 r.

Szczyt Melville'a (549 m) jest szczątkiem zniszczonego przez abrazję stratowulkanu plejstoceńskiego.

Tomasz Mardal

Nowe dane o tektonice Gór Pieprzowych

Oddział Warszawski PTG, 17 II 1993

Wzdłuż skarpy Gór Pieprzowych koło Sandomierza ciągnie się największe naturalne odsłonięcie kambru świętokrzyskiego. Jest on tu wykształcony głównie jako czarne łupki ilaste z przewarstwieniami piaskowców kwarcytowych. Formacja łupków z Gór Pieprzowych jest w całości zaliczana do kambru środkowego. Szczegółowe rozpoziomowanie formacji utrudnia ubóstwo fauny, monotonia litologiczna i zakłócona tektonika.

Zmiany położenia warstw wzdłuż skarpy Gór Pieprzowych są związane z poprzecznymi strefami uskokowymi, wzdłuż których uległy blokowym przemieszczeniom fragmenty starszych struktur. Jedyną większą strukturą ciągłą, dającą się prześledzić na odcinku około 300 m, jest pochylony ku SSW fałd o osi WNW-ESE, nachylonej na WNW pod kątem około 35°. Na tę samą orientację struktur tektonicznych wskazuje analiza położenia warstw, osi drobnych fałdów i powierzchni uskoków. Duże nachylenie osi struktur musi być wynikiem lokalnej rotacji i mogło powstać wskutek przechylenia bloku Gór Pieprzowych ku północy.

Znaczna część drobnych struktur tektonicznych w Górach Pieprzowych ma cechy deformacji z płynięcia i zapewne powstała w słabo zdiagnozowanych osadach. Struktury te mają charakter fałdów i często dają się powiązać z wcześniej opisywanymi powierzchniami nasunięć pakietów łupkowych. Fałdy z płynięcia są uporządkowane, a ich orientacja zgodna z dominującym położeniem drobnych fałdów ze zginania. Fakt ten interpretowano jako skutek długotrwałego działania czynnika regionalnego, determinującego kierunek różnowiekowych struktur tektonicznych. Niewykluczone jednak, że część fałdów ze zginania powstała w tym samym etapie deformacji, co fałdy z płynięcia. Wymagałoby to założenia nieco większej skali procesów nasunięć w Górach Pieprzowych, niż dotąd przyjmowano.