

JANINA ŁYCZEWSKA¹

NIEKTÓRE PROBLEMY CZWARTORZĘDU REGIONU ŚWIĘTOKRZYSKIEGO

Problems of Quaternary Investigations in the Holy Cross Mts

Treść: Wyodrębniono tzw. gliny morenowe lokalne (Günz), które wskazują prawdopodobnie na lokalne zlodowacenie typu górskiego. Zlodowacenie krakowskie oraz środkowopolskie są najbardziej dyskusyjnymi problemami czwartorzędu regionu świętokrzyskiego. Zlodowacenie bałtyckie jest reprezentowane przez zjawiska peryglacjalne.

Autor zwrócił uwagę na możliwość wpływu neotektoniki na proces powstawania gołoborzy.

Na przykładzie lessów Würmskich wykazano ich sukcesywny związek z rozległymi obszarami piasków tzw. fluwio-peryglacjalnych. Wiatry wiejące w okresach stepowo-tundrowych Würmu wywiewały pył ku wschodowi, tworząc pokrywy lessowe.

WSTĘP

Początek badań czwartorzędu regionu świętokrzyskiego związany był z osobą pioniera górnictwa świętokrzyskiego, Stanisława Staszica. W 1805 r. uznał on bloki granitowe rozrzucone na obszarze Polski za skały „napłynięte” z wielkimi wodami lodowcowymi ze Skandynawii. Również St. Staszic po raz pierwszy opisał rozległe obszary piasków poziomo uwarstwionych, zwracając uwagę na ich wielką miąższość: opisał także lessy jako żółte gliny mamutowe, podkreślając tym występowanie w nich kości mamutów.

W 30 lat później B. P u s c h wyjaśnił lodowcową genezę głazów kryształicznych skandynawskich na obszarze Polski.

Pod koniec XIX wieku zaczęły się ukazywać monografie poszczególnych regionów Polski. Na uwagę zasługuje Szkic Geologiczny Gubernii Kieleckiej (A. M i c h a ł s k i, 1884). Autor wydzielił gleby kopalne w obrębie utworów lessowych, sklasyfikował osady lodowcowe, a przede wszystkim postawił zasadniczy problem do dziś nie rozwiązany: czy Góry Świętokrzyskie stanowiły nunatak w czasie zlodowacenia, czy też zostały pokryte całkowicie łądolodem?

J. S i e m i r a d z k i (1888) był twórcą poglądu, który przyjmuje się dziś powszechnie: uważał on mianowicie, że łądolód otoczył Góry Świętokrzyskie od strony wschodniej i zachodniej odnogami, które połączyły się ponownie na południe od Gór.

Następne kapitalne zagadnienie postawił W. Ł o z i ń s k i (1912), uznając gołoborza świętokrzyskie za utwór wietrzenia peryglacjalnego.

¹ Warszawa 86, ul. Stołeczna 17-c, m. 89.

Z kolei J. Lewiński (1912, 1914) i S. Lencewicz (1914) podkreślali rozległe zasypanie Polski południowej i Gór Świętokrzyskich piaskami warstwowanymi, zaznaczając, że zawierają one ławice spływów gliniasto-głazowych i żwirowych.

Dalszy rozwój wiedzy geologicznej pozwolił sprecyzować kolejny problem: ilość zlodowaceń w Górach Świętokrzyskich oraz ich zasięgi. Z bogatych materiałów J. Czarnockiego, zgromadzonych dla czwartorzędu Gór Świętokrzyskich, widać wyraźnie trudności w prawidłowym ustaleniu stratygrafii. J. Czarnocki wydzielił dwie serie osadów lodowcowych, przedzielone wyraźnym okresem silnej erozji. W poglądach panujących przed 1930 r. nie znane było pojęcie stadiałów w obrębie jednego zlodowacenia. J. Czarnocki rozważał więc, czy są to osady zlodowacenia najstarszego (Günz) oraz krakowskiego (Mindel), czy też — krakowskiego oraz środkowopolskiego (Riss). Ponieważ jednak w profilach czwartorzędowych osady podmorenowe przedstawiały potężną serię facji glacialnej, zatem J. Czarnockiemu wydawało się logiczniej przyjąć dla stropowych osadów morenowych wiek zlodowacenia środkowopolskiego. Zaznaczył jednak wyraźnie, że trudno rozstrzygnąć, czy jest to pogląd słuszny. Tę właśnie interpretację z zastrzeżeniami opublikował w 1931 r.

Zagadnienie lessów regionu świętokrzyskiego, postawione w zaraniu badań czwartorzędowych, było stopniowo rozwiązywane. Mamy szczegółową stratyografię lessu, ale do dziś nie zostało udokumentowane zagadnienie obszarów alimentacyjnych dla pyłu lessowego ani kierunek wiatrów lessotwórczych.

Liczni badacze dostarczają ciągle nowych danych prowadzących stopniowo do prawidłowego rozwiązania zagadnień czwartorzędu regionu. Prace Instytutu Geologicznego, prowadzone w ramach Oddziału IG w Kielcach, skoncentrowały się m. in. na szczegółowych mapach geologicznych, opracowywanych systematycznie od szeregu lat. Piękne rezultaty w postaci 12 arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski z obszaru regionu świętokrzyskiego, wraz z tekstami objaśniającymi, dostarczają bogatego materiału również dla zagadnień czwartorzędu. Mimo to brak jeszcze dostatecznej dokumentacji dla syntezy czwartorzędu regionu świętokrzyskiego.

Badania czwartorzędowe regionu świętokrzyskiego wyodrębniły trzy główne grupy zagadnień:

1. Ilość zlodowaceń, ich zasięgi oraz stratygrafia osadów czwartorzędowych.
2. Gołoborza — geneza oraz problem ich rozwoju czy zaniku.
3. Lessy — ich geneza i stratygrafia.

ILOŚĆ ZLODOWACENŃ, ICH ZASIĘGI ORAZ STRATYGRAFIA OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Z czasu najstarszego czwartorzędu, eoplejstocenu, zachowały się na obszarze regionu świętokrzyskiego ślady warunków glacialnych oraz peryglacialnych. W. Pożaryski (1953) przypuszcza nawet, że na obszarze przełomowej doliny Wisły miało miejsce nasunięcie lądolodu skandynawskiego, z którego zachowały się rezydualne osady lodowcowe i fluwioglacjalne. Zestawienie materiałów wiertniczych z okolic Daleszyc (J. Czarnocki 1950) wskazuje na poważne zakłócenia kierunku płynięcia rzek świętokrzyskich. Spągowa seria osadów rzecznych najstarszego czwartorzędu zawiera materiał otoczków i żwirów trzeciorzędowych, pochodzą-

cych z południowych peryferii Gór Świętokrzyskich. Zatem rzeki w tym okresie płynęły z południa ku północy, do obszaru centralnego Gór; mogło to być spowodowane zabarykadowaniem odpływu do Wisły przełomowej.

Centralna część Gór Świętokrzyskich w najstarszym czwartorzędzie miała prawdopodobnie rzeźbę i klimat wyraźnie górski. Wskazują na to następujące dane: a) deniwelacje znaczniejsze niż dziś, dzięki zarówno większym wysokościami bezwzględny, jak i niższej, przetrwałej jeszcze z końca trzeciorzędu, bazie erozyjnej; np. dla obszaru północno-zachodniego Gór I. Jurkiewiczowa (1962) podaje deniwelacje w eoplejstocenie rzędu 125 m w porównaniu z dzisiejszymi — rzędu 15 m; b) fauna ślimaków z gatunkami górsko-północnymi, zachowana w spagu osadów plejstocenijskich (W. Poliński 1927); c) flora wysokogórska zachowana w reliktowych gatunkach do dziś (W. Szafer, 1929; E. Massalski, 1926). Z nastaniem klimatu glacialnego w eoplejstocenie zaczęły gromadzić się śniegi w partiach spłaszczeń przyszczytowych i na przełęczach, gdzie istniały grube warstwy zwietrzelin skalnych. W tych warunkach mogły wytworzyć się lokalne drobne lodowce typu górskiego. Ich pozostałością są tzw. gliny morenowe lokalne, notowane przez J. Czarnockiego zarówno z okolic Kielc, jak i Bodzentyna (1927, 1950). Są to gliny żółtawe zawierające liczne głazy i głaziki skał lokalnych o różnym, przeważnie słabym, stopniu ogładzenia. Gliny te są na ogół silnie przerobione, miejscami piaszczyste, bez śladów warstwowania; z tego też względu różnią się wybitnie od wszystkich glin zwietrzelinowych, zalegających w ich spagu. Poza tym zawierają materiał świętokrzyski mieszany. Grubość glin jest zmienna, osiąga miejscami do 4 m (Kostomłoty, Dąbrowa). Ich rezydualna w postaci żwirowisk wykazują charakterystyczne wzrastanie grubości w górę biegu dolin, tak jak to się obserwuje w osadach lodowców górskich.

Mezoplejstocen

Epoka ta zaczyna się zniszczeniem osadów eoplejstocenu w czasie interglacjalu kromerskiego. W końcowej fazie interglacjalnej zaznaczyły się procesy akumulacyjne, spowodowane podwyższaniem się podstawy erozyjnej w związku z nasuwaniem się lądolodu z północy. Doliny rzek zostały zasypane serią osadów do 50 m grubości (w dolinie Wisły przełomowej i w okolicy Radoszyc), natomiast zasypanie w obniżeniach Gór Świętokrzyskich wynosiło około 30 m. W stropie wymienionej serii zasypania zjawia się domieszka materiału krystalicznego skandynawskiego, zwiastując transgresję lądolodu.

Zlodowacenie krakowskie (południowopolskie, Mindel). Masyw Gór Świętokrzyskich stanowił poważną zaporę na drodze lądolodu. Masa lodowa opłynęła od wschodu i zachodu tę zaporę, a dalsze jej rozprzestrzenienie powstrzymał dopiero górotwór karpacki. Przy maksymalnym spiętrzeniu lądolodu nastąpiła jego transgresja w centralną depresję Gór Świętokrzyskich od strony południowej. Wskaźnikiem takiej drogi lądolodu jest skład glin morenowych. Występują w nich trzeciorzędowe wapienie litotamniowe i zlepieńce sarmatu, które tylko od strony południowej mogły być transportowane przez lądolód (J. Czarnocki, 1931). Na uwagę zasługuje również obserwacja J. Czarnockiego (1936) — zwrócił on uwagę na występowanie głazu zlepieńca cechsztyńskiego z Gałęzic (średnicy około 2 m), przetransportowanego ku północy i osadzonego wraz z gliną morenową w Rykoszynie. Wielkość głazu wyklucza spływ soliflukcyjny

W czasie omawianego zlodowacenia krakowskiego w obrębie Gór Świętokrzyskich wytworzył się stopniowo zamknięty zbiornik sedymentacyjny. Iły zastoiskowe zachowane miejscami sięgają ponad 280 m n.p.m. Na wielką skalę rozwijały się spływy soliflukcyjne, które usuwały ze szczytów i stoków górskich materiał zwietrzelinowy. Świadczą o tym osady spływowe, przełamane osadami zastoiskowymi, a następnie fluwioglacjalnymi i morenowymi. W maksymalnej fazie rozprzestrzenienia lądolodu skandynawskiego czasza lodowa ogarnęła prawdopodobnie całą masę górską z szczytowymi partiami. Świadczą o tym mniejsze i większe żwiry i głazy skał skandynawskich, znajdujące w następujących miejscach Gór Świętokrzyskich: na wschodnim stoku Łysej Góry — żwiry krystaliczne; w Bielinach na południowym stoku Łysogór — płat gliny morenowej z głazem granitu (A. Michalski, 1884); na polanie Bielnika pod Łysą Górą na wysokości 540 m n.p.m. — ułamki granitu występujące pod 1 m warstwą lessu (S. Miklaszewski, 1911); na Górze Jeleniowskiej na wysokości około 500 m n.p.m. — skały krystaliczne (J. Samsonowicz — cytuje J. Czarnocki, 1931); na Szczytniaku na wysokości 480 m n.p.m. — głazy krystaliczne (A. Walczowski, 1962). Obserwacje powyższe przemawiałyby na korzyść tezy o całkowitym pokryciu Gór Świętokrzyskich przez czaszę lądolodu.

Osady lodowcowe zachowane w niższych partiach stoków górskich, a przede wszystkim w dolinach, noszą cechy osadów sedymentowanych przy dużym udziale wód. J. Czarnocki doszedł do wniosku, że w obrębie dolin musiał istnieć stały przepływ wód, nawet w czasie optymalnego zlodowacenia. Ponieważ W. Pożaryski (1953) doszedł do tego samego wniosku dla obszaru doliny przełomowej Wisły, sądzić należy o dużej wadze tego zjawiska dla charakterystyki osadów lodowcowych. Z licznych przewarstwiających się poziomów glin morenowych, soliflukcyjnych, żwirów, piasków i ilów wyodrębniają się dwa, a miejscami trzy zespoły osadów lodowcowych. Za podstawę przy wydzieleniu zespołu służą ślady działalności intensywnej erozji, wskazującej na zmianę podstawy erozyjnej na większą skalę. Po przeanalizowaniu wszystkich dostępnych dziś materiałów czwartorzędowych z obszaru Gór Świętokrzyskich, a przede wszystkim dzięki dokumentacji paleobotanicznej interglacjału mazowieckiego (Mindel-Riss) z Sewerynowa koło Radoszyc i interglacjału eemskiego z Bedlna obok Końskich, a więc z obszaru Gór Świętokrzyskich, można przyjąć jedno tylko zlodowacenie Gór Świętokrzyskich, mianowicie zlodowacenie krakowskie. Dzieli się ono na dwa albo trzy stadiały; według I. Jurkiewiczowej w okolicy Radoszyc występują trzy stadiały; również w okolicy Daleszyc na podstawie wierceń, opracowanych przez J. Czarnockiego i P. Filonowicza (1969), można interpretować trzy stadiały zlodowacenia krakowskiego.

W interglacjale mazowieckim (wielkim, Mindel-Riss), na całym obszarze regionu świętokrzyskiego zaznaczyły się intensywne procesy denudacyjne, prowadzące do usuwania osadów lodowcowych, do odpreparowywania stoków górskich i powierzchni szczytowych, a częściowo i dolin rzecznych. Dokumentem przemian klimatycznych są osady interglacjalne opracowane dla obszaru północno-zachodniej części regionu (Sewerynow — I. Jurkiewiczowa, K. Mamakowa, 1960; Barkowice Mokre — E. Rühle, M. Sobolewska, 1952).

Neoplejstocen

Zlodowacenie środkowopolskie (Riss). Zasięg kolejnego zlodowacenia został wyznaczony już w 1922 r. przez Ludomira Sawickiego, na podstawie moren czołowych, przebiegających na północ od Gór Świętokrzyskich. Aktualnie, na podstawie licznych prac badawczych, można przedstawić zagadnienie zlodowacenia środkowopolskiego w następujący sposób: w czasie stadiału najstarszego lądolód, forsując obszar wyżyn Polski środkowej, rozdzielał się na poszczególne loby, które wypełniały obniżenia terenu. W czasie następnego stadiału lądolód osiągnął maksymalną masę, sięgając do Zawichostu według W. Pożaryskiego (1953), a nawet dalej jeszcze w kierunku Sandomierza według M. Bieleckiej (1969). Zasięg tego maksymalnego stadiału odnotowują również: D. Kosmowska (1961) w okolicy Ostrowca Świętokrzyskiego, J. Czarnocki (1950) w okolicy Bodzentyna, J. Łyczewska (1960) w Dolinie Wilkowskiej na południowy-zachód od Bodzentyna. Od strony zachodniej Gór Świętokrzyskich wytworzył się łob Radoszycko-Mniński (I. Jurkiewiczowa, 1962), ale w obręb Gór nie wkroczył. W centralnej części Gór Świętokrzyskich działały wówczas procesy peryglacjalne, w których dominowały procesy wietrzeniowe i spływy kongeliflukcyjne z nagromadzonego materiału zwietrzelinowego.

Na obszarach położonych na południe od czoła lądolodu środkowopolskiego rozwijały się procesy denudacyjno-sedymentacyjne w warunkach klimatu peryglacjalnego. Podstawa erozyjna rzek stopniowo się podwyższała skutkiem zatamowania generalnego odpływu Wisły środkowej ku północy. Doprowadziło to do wytworzenia rozległych pokryw akumulacji fluwio-peryglacjalnej (J. Łyczewska, 1968). Wody rzek, obciążone materiałem skalnym, spiętrzały się stopniowo i rozlewały na szerokich obszarach poza obrębem dolin, zgodnie z dynamiką wód w strefie peryglacjalnej. Osady piaszczyste akumulacji wodnej przewarstwiane były materiałem skalnym soliflukcyjnym, spływającym ze stoków wzniesień. Ślady tego zapłynięcia obserwować można na obszarze całego regionu świętokrzyskiego — zachowały się one do wysokości około 300 m npm. Dziś jeszcze zaznaczają się rozległe obszary piaszczyste zarówno w obrębie Gór Świętokrzyskich, jak i na południe od nich. Znane jest zapiaszczenie okolic Rakowa, Staszowa, Jędrzejowa, Buska, a nawet zachowała się pokrywa piasków fluwio-peryglacjalnych na wierzchowinowym obszarze pasma Wójczo-Pińczowskiego, mimo że jest to obszar wyjątkowo eksponowany na zniszczenie (J. Łyczewska, 1968).

W interglacjale eemskim (Riss-Würm) zaznaczyły się intensywne procesy denudacyjne. Głębokość wcięć erozyjnych osiągnęła poziom około 10 m niższy niż poziom rzek współczesnych (W. Pożaryski 1953). Działały silne procesy wietrzenia chemicznego, czego dowodem jest zwietrzenie pokryw gruzowych kongeliflukcyjnych w Górach Świętokrzyskich (T. Klatka, 1961), — wytworzenie warstw gleby kopalnej, lakieru pustynnego na powierzchni głazów i żwirów rezydualnych. Interglacialne przemiany klimatyczne oparto na materiale florystycznym z Bedlna (A. Środoń, M. Gołabowa, 1956).

Wpływ ostatniego zlodowacenia, bałtyckiego (północnopolskiego, Würm) zaznaczył się na obszarze regionu świętokrzyskiego przede wszystkim rozwojem zjawisk peryglacjalnych. Doliny regionu, odpreparowane w czasie interglacjału eemskiego, wypełniły się grubą serią osadów fluwio-peryglacjalnych (wodnych z przewarstwieniami spływów soliflukcyjnych),

które nie przekroczyły ram tych dolin, jak to miało miejsce w czasie poprzedniego glacjału. Bowiem zbiorcza dolina Wisły miała stosunkowo uregulowany odpływ ku północy. W osadach fluwio-peryglacialnych z czasu zlodowacenia bałtyckiego zwraca uwagę powierzchniowa koncentracja żwirów i głazików kanciastych skał świętokrzyskich. Zjawisko to zostało prześledzone przez autora na obszarze dorzecza Nidy aż do ujścia do Wisły. Nie rozsegregowany, kanciasty materiał skał paleozoicznych i mezozoicznych świętokrzyskich, z nieznaczną domieszką skał skandynawskich rezydualnych, mógł być transportowany na tak znaczne odległości jedynie w czasie roztopów wiosennych wraz z krami lodowymi z rzek Gór Świętokrzyskich aż do Wisły. Rozmiary tego typu akumulacji świadczą o silnym rozwoju spływów soliflukcyjnych w obszarach górskich, co jest notowane przez wszystkich autorów opracowujących Góry Świętokrzyskie.

Innego rodzaju zjawiskiem związanym ze zlodowaceniem bałtyckim jest akumulacja lessu, co zostanie omówione w rozdziale III niniejszego artykułu.

H o l o c e n

Ocieplenie holocenne i obniżenie podstawy erozyjnej spowodowało rozwój zjawisk denudacyjno-sedymentacyjnych, poznanych dzięki opracowaniu licznych stanowisk flor holocennych. Powszechnie wydziela się: a) fazę borealną, odznaczającą się ożywieniem erozji, odpreparowaniem dolin (wcięcia do 30 m w pokrywę piasków fluwio-peryglacialnych Würmu podaje I. Jurkiewiczowa dla okolic Radoszyc); b) fazę atlantycką z maksymalnym ociepleniem i z rozwojem bujnej roślinności z lasem liściastym; c) fazę subborealną, w czasie której powodzie spowodowały zniszczenie lasu, zatopienie rozległych obszarów, wypełnienie dolin serią aluwiów do 10 m grubości; d) fazę subatlantycką, współczesną, z rozwojem osadów piaszczysto-torfowych, pokrywających warstwę tzw. powalonego lasu. Najpełniej udokumentowała zmiany holocenne I. Jurkiewiczowa dla obszaru NW Gór Świętokrzyskich (1962).

G O Ł O B O R Z A

Rozległe pokrywy blokowo-gruzowe, występujące na szczytach i stokach Gór Świętokrzyskich, stanowią wyjątkowo charakterystyczny element krajobrazowy. Występowanie tych głazowisk jest związane wyraźnie z tektoniką i litologią skał podłoża. Charakterystyczny układ warstw w pasmach górskich zaznacza się poziomami spłaszczeń w łupkach oraz stromymi ścianami („grzędami” jak je nazywał J. Czarnocki) w piaskowcach kwarcytowych. W związku z taką budową wytworzyły się na załamaniach spadku warstwy rumowisk zwane gołoborzami. Zainteresowanie zjawiskiem gołoborzy datuje się od 1888 r. (J. Siemiradzki), a w 1912 r. W. Łoziński uznał je za odrębny, peryglacialny utwór. Zagadnienie gołoborzy podjął R. Kobendza w 1932 r. z botanicznego punktu widzenia, ale z wnioskami ważnymi dla całości zagadnienia. Mianowicie R. Kobendza uważał, że proces wkraczania roślinności na gołoborza jest szybszy niż dalszy rozpad skał, w związku z tym autor uznał, że gołoborza zamierają stopniowo. W roku 1962 T. Klatka w szczegółowym studium wykazał ściśle powiązanie zjawiska gołoborzy z rozwojem pokryw kongeliflukcyjnych. Wnioski T. Klatki co do wieku goło-

borzy są następujące: dolną granicę gołoborzy wyznaczają osady morenowe i fluwioglacjalne zlodowacenia krakowskiego, górną zaś stanowią osady zlodowacenia bałtyckiego. Gołoborza zostały uznane przez wymienionego autora za formy kopalne, bez możliwości dalszego ich tworzenia się. J. Łyczewska (1963) sugeruje, że należałoby wziąć pod uwagę niektóre inne czynniki wskazujące na możliwości znacznie bardziej skomplikowanych przyczyn tworzenia się i rozwoju gołoborzy. Charakterystyczny jest bowiem brak ciągłości i konsekwencji w tworzeniu gołoborzy — miejscami nie rozwinęły się one wcale mimo korzystnych warunków morfologicznych i litologicznych, w innych natomiast partiach gór zaznacza się do dziś wzmożony rozwój gołoborzy. Interesujące jest zwłaszcza najpotężniejsze gołoborze, występujące w szczytowej partii północnego stoku Łysej Góry — gołoborze to rozwinęło się w strefie wielkiej dyslokacji poprzecznej, tzw. dyslokacji łysogórskiej. Ogólnie biorąc, zjawisko rozpadu skałek występuje w strefie generalnej dyslokacji tzw. świętokrzyskiej o kierunku WNW-ESE. Należy też zwrócić uwagę na ożywienie niektórych linii tektonicznych w regionie świętokrzyskim zarówno w czasie trzeciorzędu, jak i czwartorzędu do czasów współczesnych włącznie. Jeśli idzie o te ostatnie, interesujące zestawienie wstrząsów sejsmicznych z obszaru Polski południowej i środkowej podał W. Laśka (1902). Zestawione materiały z kronik węgierskich, czeskich, polskich a następnie z coraz dokładniejszych komunikatów wykazały, że od XI wieku do początku XX w. zaznaczyło się około 66 silnych trzęsień ziemi, które powodowały rysowanie się murów i obalanie wież. Niektóre wstrząsy trwały po parę minut. Obejmowały one m. in. obszar regionu świętokrzyskiego: Kielce, Chęciny, Głębowice, Małogoszcz, Jędrzejów, Busko, Siesławice, Pińczów, Sancygniów. Ostatnio, w 1932 roku, J. Samsonowicz podał zjawiska odnowienia linii tektonicznych w okolicy Kielc i Bogorii (E. Janczewski, 1932). W związku z powyższymi uwagami nasuwa się przypuszczenie wpływu wstrząsów sejsmicznych w strefach tworzenia się tak niezwyklego zjawiska, jakim są gołoborza świętokrzyskie. Jest to zresztą zjawisko nie wyjaśnione i w innych regionach Europy. Np. w Górach Harzu stwierdzono, że tamtejsze gołoborza są wynikiem wietrzenia blokowego trzeciorzędowego i że ich rozwój poprzez czwartorzęd trwa do dziś. W przypadku Gór Świętokrzyskich Z. Kotański (1959) zwrócił uwagę na tzw. kamecznice, czyli wąwozy wypełnione wielką ilością odłamków skał lokalnych, przemieszczających się stosunkowo szybko do dolin głównych. Z. Kotański uważa je za „żywe glazowiska”, rozwijające się w związku z liniami tektonicznymi.

Podsumowując — zarówno geneza, jak i proces rozpadu mechanicznego skał, jak wreszcie zagadnienie dalszego rozwoju czy zaniku gołoborzy świętokrzyskich są jeszcze nie rozwiązane, dyskusyjne. Niezależne jednak od ewentualnego powiązania gołoborzy z neotektoniką, należy stwierdzić, że wpływ zjawisk peryglacjalnych na kształtowanie gołoborzy nie ulega wątpliwości.

LESSY

Akumulacja lessu odbywała się w ciągu całego plejstocenu, akcentując glacialy oraz ich stadiały. Najlepiej zachowane i przestrzennie najrozsleglejsze są pokrywy lessowe z czasu zlodowacenia bałtyckiego. W Górach Świętokrzyskich są one wyraźnie dwudzielne, co wielokrotnie podkreślał

J. Czarnocki: na wysoczyznach i na ich stokach seria lessów jest rozdzielona rumowiskiem spływów soliflukcyjnych; natomiast w obrębie dolin lessy są przedzielone warstwą humusową. Na obszarach wyżyn okalających Góry Świętokrzyskie zaznaczają się również zróżnicowane poziomy w obrębie pokrywy lessowej. Najwyraźniej i konsekwentnie występują dwa poziomy lessu, przedzielone warstwą gleby kopalnej. Badania paleobotaniczne, jak dotąd, nie dostarczyły przesłanek do ich datowania. Najbardziej instrukttywne profile lessowe regionu świętokrzyskiego znajdują się na obszarze Wyżyny Sandomierskiej — kluczowym profilem jest odsłonięcie w Żurawicy pod Sandomierzem, opracowane po raz pierwszy przez L. Sawickiego (1932), a następnie przez licznych autorów, precyzujących stratyografię odsłaniającej się serii lessowej: w spągu występuje warstwa gleby kopalnej interglacjału eemskiego; wyżej — warstwa lessu związana z najstarszym stadiem zlodowacenia bałtyckiego, nad nią — poziom czarnoziemiu, odpowiadający interstadiowi Brørup; w stropie seria lessowa jest dwudzielna, przedzielona poziomem glebowym interstadiu Paudorf — odpowiada ona dwóm fazom maksymalnego stadia zlodowacenia bałtyckiego.

Zagadnienie genezy lessu nie jest wyjaśnione — istnieją ciągle kontrowersyjne poglądy zarówno w sprawie kierunku wiatrów lessotwórczych, jak i obszarów alimentacyjnych pyłu lessowego. J. Łyczewska (1969) przypuszcza związek akumulacji lessu z procesami wydmotwórczymi na obszarach piasków fluwio-peryglacjalnych zlodowacenia środkowopolskiego. Zbieżność północnego zasięgu pokryw lessowych z zasięgiem piasków fluwio-peryglacjalnych, rozwijających się na południe od czoła lądolodu, zaznacza się tak charakterystycznie, że J. Samsonowicz na tej podstawie przypisał lessom sandomierskim wiek zlodowacenia środkowopolskiego (1924). Według S. Z. Różyckiego (1967) w okresach stepowo-tundrowych, związanych ze zlodowaczeniami, wiały silne wiatry z zachodu. One to właśnie mogły powodować segregację eoliczną różnorodnego, sypkiego materiału fluwio-peryglacjalnego. Był to materiał silnie zróżnicowany, o pełnej rozpiętości zarówno frakcjonalnej, jak i petrograficznej. Jego ziarna noszą ślady obróbki zarówno wodnej, jak i eolicznej, a także ślady rozpadu mechanicznego i wietrzenia chemicznego. Procesy eoliczne z czasu zlodowacenia bałtyckiego ukształtowały obszary genetycznie powiązane: od fluwio-peryglacjalnych z uformowanymi na nich wydmami i deflacyjnymi obszarami żwirów, poprzez piaski pylaste do pyłów lessowych. Less, osad kwarcowo-węglanowy, przedstawia frakcję wyselekcjonowaną i stanowi niewielki tylko procent z nieporównywalnie większej masy zróżnicowanego materiału alimentacyjnego. Dla uzyskania takiego efektu niezbędny był rozwój procesów denudacyjnych, nadszających z usuwaniem pozostałych po wywianiu pyłu śladników, a zarazem odsłaniających następne partie materiału zróżnicowanego, alimentacyjnego dla pyłu lessowego. Procesy te musiały odbywać się w stosunkowo krótkich odcinkach czasu, przypadających na akumulację poszczególnych poziomów lessowych. Możliwe to było tylko dzięki procesom eolicznym na rozległych obszarach piasków fluwio-peryglacjalnych. Należy tu zaznaczyć, że już w 1931 r., w czasie badań na Grenlandii, W. H. Hobbs zaobserwował przejście strefy piasków i wydm jako strefy deflacyjnej do strefy lessowej akumulacyjnej.

Wyżyna lessowa sandomierska łącznie ze smugami lessu na obszarze Gór Świętokrzyskich posiada rozległe zaplecze piasków przewianych. Występuje ono zarówno od strony północno-zachodniej (obszar pomiędzy Pili-

cą i pasmem Przedborskim), jak i od strony zachodniej (rozległe obszary piasków fluwio-peryglacialnych okolic Rakowa i Staszowa) i wreszcie piaski w obrębie szerokiej depresji Gór Świętokrzyskich. Procesy eoliczne wymodelowały rozległe obszary wydmowe, pył zaś z nich wywiewany obniżeniami śródgóorskimi powodował nierównomierną, ukierunkowaną w postaci smug i wałów akumulację pyłu lessowego. Wisła środkowa ścina erozyjnie wschodnią krawędź wyżyny lessowej sandomierskiej, tworząc krawędź erozyjną. Ten typ krawędzi erozyjnych jest charakterystyczny dla wschodnich i południowo-wschodnich krawędzi wyżyn lessowych, w odróżnieniu od krawędzi strukturalnych, tworzących się w związku z nierównościami podłoża albo z różną ilością niesionego pyłu.

Drugi obszar pyłowy regionu świętokrzyskiego rozwinął się na obszarze Busko-Stopnica-Pacanów. Ma on na swoim zapleczu od strony zachodniej i północno-zachodniej pokrywę piasków fluwio-peryglacialnych dorzecza Nidy środkowej. Obszar lessowy jest również ścięty erozyjnie od strony południowo-wschodniej przez Wisłę.

Kończąc przegląd najważniejszych problemów czwartorzędowych regionu świętokrzyskiego pragnę podkreślić, że najistotniejsze z nich zostały postawione już w zaraniu prac badawczych i przetrwały niejednokrotnie w wersji pierwotnej, do dziś nie wyjaśnione w pełni ani nie udokumentowane. Dotyczy to zarówno zasięgów i ilości zlodowaceń, jak zjawiska gołoborzy, jak wreszcie lessów.

Instytut Geologiczny
Warszawa

WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Bielecka M. (1969), Profil plejstocenu w Dwikozach nad Opatówką. *Przeł. geol.* nr 12, Warszawa.
- Czarnocki J. (1927), O zlodowaceniu środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 17, Warszawa.
- Czarnocki J. (1930), Pamiętnik Świętokrzyski. *Wyd. Wydz. Wojew. w Kielcach*, Kielce.
- Czarnocki J. (1931), Dyluwium Gór Świętokrzyskich. *Diluvium der Święty Krzyż Gebirge. Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 7, Kraków.
- Czarnocki J. (1936), O kilku największych głazach narzutowych w zachodniej i środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Sur quelques uns des plus grands blocs erratiques dans la partie occidentale et centrale du massif de S-te Croix. Zabytki Przyr. nieodżyw.* 3, Warszawa.
- Czarnocki J. (1950), Geologia regionu Łysogórskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 1, Warszawa.
- Filonowicz P. (1969), Problemy plejstocenu w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Referat wygłoszony na naradzie poświęconej problematyce czwartorzędu regionu świętokrzyskiego, P.T.G. Oddział Kielecki. Kielce, VI. 1969.*
- Hobbs W.H. (1931), Loess, pebble band and boulders from glacial outwash of the Greenland continental glaciers. *J. Geol.* 39.
- Janczewski E. (1932), Ruchy sejsmiczne zauważone w Polsce w lutym 1932. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 33, Warszawa.
- Jurkiewiczowa I. (1962), Badania geologiczne w okolicy Rudy Malenieckiej i Przedborza. Materiały archiwalne. *Inst. Geol., ZDG.* Warszawa.

- Jurkiewiczowa I., Mamakowa K. (1960), Interglacjał w Sewerynowie koło Przedborza. The interglacial at Sewerynów near Przedbórz. *Biul. Inst. Geol.* 150, Warszawa.
- Klatka T. (1961), Łysa Góra, Bielnik, Tychów, Opacie Doły, Huta Nowa. Guide Book of Excursion. Part II, 2, *INQUA: 1961, Poland*.
- Klatka T. (1962), Geneza i wiek gołoborzy łysogórskich. *Łódz. Tow. Nauk., Wydz. III, Nr 81, Acta Geographica* 12. Łódź.
- Kobendza R. (1932), Gołoborza i ich stosunek do lasu w Górach Świętokrzyskich. *Inst. Badań Lasów Państw. Rozprawy i Sprawozd. Ser. A*.
- Kosmowska D. (1961), Henryków-Gromadzice. Opatów Świętokrzyski. Guide-Book of Excursion. Part II, 2, *INQUA: 1961, Poland*.
- Kotański Z. (1959), Przewodnik wycieczkowy po Górach Świętokrzyskich. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- Laška W. (1902), O trzęsieniach ziemi w Polsce. *Kosmos* 27. Lwów.
- Lencewicz S. (1914), Wyżyna Kielecko-Sandomierska. *Ziemia*. nr 3—19. Warszawa.
- Lewiński J. (1912), Badania wzdłuż drogi żelaznej Herby—Kielce. Geologiczneskije issledowania wdol Gerbsko-Kieleckoj żeleznoj Dorogi. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.* 51.5, Warszawa.
- Lewiński J. (1914), Utwory dyuwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy. Die diluvialen Ablagerungen und die präglaziale Oberflächengestaltung des Przemszagebietes. *Pr. Tow. Nauk. Warsz.* 7. Warszawa.
- Łoziński W. (1912), Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. *C.R.XI. Inst. Geol. Congr. Stockholm: 1910*. Stockholm.
- Łyczewska J. (1960), Formy graniaków wśród osadów zwietrzelinowych Gór Świętokrzyskich. Forms of ventifacts in weathering deposits of Święty Krzyż Mts. *Biul. Inst. Geol.* 150, Warszawa.
- Łyczewska J. (1963), Recenzja pracy „Geneza i wiek gołoborzy Łysogórskich. (T. Klatka 1962)”. *Prz. geol.*, 5, Warszawa.
- Łyczewska J. (1968), L'accumulation fluvio-périglaciaire dans la partie centrale du bassin de la Nida, Pologne centrale. *Biul. Perygl.* nr 17, Łódź.
- Łyczewska J. (1969), Le rapport de l'accumulation du loess aux processus de la formation des dunes dans la région de la Ste-Croix. *Biul. Perygl.* nr 20, Łódź.
- Massalski E. (1962), Obrazy roślinności Krainy Gór Świętokrzyskich. Pamiętnik Poszukiwań Florystycznych K. Kaznowskiego. *Kieleckie Tow. Nauk.*, Kraków.
- Michalski A. (1884), Zarys geologiczny strony poł.-zach. gub. kieleckiej. *Pam. Fyzyogr.* 4, Dz. II, Warszawa.
- Miklaszewski S. (1911), Ślady lodowca na Górze Święto-Krzyskiej. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.* 4, Warszawa.
- Poliński W. (1927), Ślimaki z dyluwium Kielc. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, 17, Warszawa.
- Pożaryski W. (1953), Plejstocen w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. The Pleistocene in the Vistula gap across the southern Uplands. *Pr. Inst. Geol.*, 9, Warszawa.
- Różycki S. Z. (1967), Plejstocen Polski środkowej. PWN. Warszawa.
- Rühle E. (1952), Profil geologiczny czwartorzędu w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem. Geological profile of the Quaternary in Barkowice Mokre near Sulejów. *Biul. Inst. Geol.*, 66, Warszawa.
- Samsonowicz J. (1924), O lessie wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Wiad. Arch.* 9, Warszawa.
- Sawicki Ludomir (1922), Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej. Über die mittelpolnische Endmoräne. *Pol. Akad. Um. Rozpr. A. Seria III*, Kraków.
- Sawicki Ludwik (1932), Sur la stratigraphie du loess en Pologne. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 8, Kraków.

- Siemiradzki J. (1888), Sprawozdanie z badań geologicznych w okolicy Kielc i Chęcín. *Pam. Fizyogr.* 8, Warszawa.
- Sobolewska M. (1952), Interglacjał w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem. Interglacial at Barkowice Mokre near Sulejów. *Biul. Inst. Geol.*, 66, Warszawa.
- Szafer W. (1929), Element górski we florze Niziu Polskiego. *Pol. Akad. Um. Rozpr.* 3, 69, Kraków.
- Środoń A., Gołabowa M. (1956), Plejstocenińska flora z Bedlna. Pleistocene flora of Bedlno. *Biul. Inst. Geol.* 100, Warszawa.
- Walczowski A. (1962), Utwory czwartorzędowe w okolicach Rakowa i Łagowa. The Quaternary Deposits of the Region of Raków and Łagów. *Kwart. geol.*, 6, 3, Warszawa.

SUMMARY

Studies of the Quaternary deposits in the Holy Cross Mts led to the conclusion that the Günz ice-sheet had a local character, as the oldest moraines consist of loams devoided of Scandinavian rock material (J. Czarnocki, 1927). These moraines, preserved in the upper parts of valleys in the central Holy Cross Mts, suggest the existence of rather small local mountain glaciers. Sediments left by the Scandinavian ice-sheet corresponding to the Günz glaciation, consisting of residual moraine and fluvioglacial deposits, were found in the gap sector of the Wisła valley (W. Pożaryski, 1953).

The ice-sheet of the Mindel glaciation by-passed the Holy Cross Mts in the first phase, and only after the ice piled up against the Carpathians, the Holy Cross Mts were covered by ice flowing in a reversed direction i. e. northward. This direction of movement is indicated by the Mindel moraines containing blocks of Tertiary rocks, derived from the southern periphery of the Holy Cross Mts.

The number of stadials of the Mindel glaciation remains still an unsolved problem.

The ice-sheet of the Riss glaciation reached during two stadials the northern piedmont area of the Holy Cross Mts up to the Łysogóry range, while protruding ice-lobes by-passed the mountains in the East and in the West. The area situated south of the line of the front of the Riss ice-sheet is covered by fluvio-periglacial deposits reaching up to the altitude of 300 m a.m.s.l. (J. Łyczewska, 1968). This accumulation was caused by damming of the Wisła valley by the ice-sheet. The fluvioglacial material is mixed with solifluction deposits derived from slopes of local hills.

During the youngest, Würm glaciation, periglacial deposits accumulated in the Holy Cross Mts, first of all including the loess and large-scale solifluction deposits. The interglacial periods are proved by floras found in the north-western part of the Holy Cross Mts: the interglacial Mindel-Riss by the flora found at Sewerynów near Radoszyce (I. Jurkiewiczowa and K. Mamakowa, 1960), and the Riss-Würm interglacial by the flora found at Bedlno near Końskie (A. Środoń, M. Gołabowa, 1956).

The block-fields of Cambrian quartzitic sandstones capping the ridges in the central part of the Holy Cross Mts were formed in periglacial conditions (W. Łoziński, 1912, T. Klatka, 1962). Locally the block-fields are overlying moraines of the Mindel glaciation, while the loess deposits associated with the Würm glaciation are covering them. J. Łyczewska (1963) suggested that the formation of the block-fields was related also with neotectonic processes.

Loess and loess-like deposits are associated with all glaciations and with all stadials within glaciations. The loess deposited during the Würm glaciation is most widespread and best preserved. It forms two horizons separated by a fossil soil.

According to generally accepted opinions the loess was deposited by northern, eastern and south-eastern winds. The present author suggested also western and north-western winds. In this way the areas covered by loess can be genetically linked with areas of fluvio-periglacial sands to the West the western and north-western winds formed dunes during steppe-tundra phases of the Würm times (S. Z. R ó ż y c k i, 1967), while the silt was blown farther East and accumulated in the form of loess covers and strips (J. Ł y c z e w s k a, 1969).

Geological Survey of Poland
Warszawa

translated by R. Unrug