

**FORMY RZEŻBY, WIEK TL OSADÓW I ROZWÓJ LODOWCÓW
OSTATNIEGO ZLADOWACENIA W DOLINIE MAŁEJ ŁĄKI (TATRY ZACHODNIE)**

UKD 551.793.9(438—924.51)

Brak udokumentowanych paleobotanicznie podglądowych serii organogenicznych w obrębie osadów ostatniego zlodowacenia w Tatrach znacznie utrudnia określenie wieku maksymalnego zasięgu i zaniku lodowców tego zlodowacenia. Nie dysponując tym samym odpowiednimi danymi biostratygraficznymi czy wynikami datowań radiowęglowych dla ustalenia chronologii zmian położenia czoł lodowców ostatniego zlodowacenia w Tatrach Zachodnich, autorzy podjęli próbę wydatowania występujących tu osadów lodowcowych metodą termoluminescencji (TL), mimo często dyskutowanych wyników tej metody (1, 2, 15—17, 20, 23). Za obszar

najbardziej odpowiedni dla tego rodzaju prac uznano Dolinę Małej Łąki (ryc. 1—6), w której formy i osady lodowcowe z okresu ostatniego zlodowacenia są wyjątkowo dobrze czytelne (6, 7, 9, 10—13, 18, 19), a ponadto w jej dnie, w strefie Wielkiej Polany, znajdują się miększe postglacjalne osady jeziorne (14).

Do datowań metodą TL pobrano w Dolinie Małej Łąki 13 próbek osadów gliniasto-piaszczystych ze wszystkich większych, występujących tu wałów moren końcowych (czołowych) i bocznych, a także z płatów moreny dennej, stwierdzonych w czasie szczegółowych prac geologiczno-geomorfologicznych (19). Próbkę te pochodzą

z głęb. 0,5–0,8 m, z odsłonięć specjalnie odczyszczonych w rozcięciach erozyjnych. Datowania wykonano w Laboratorium Termoluminescencyjnym Instytutu Nauk o Ziemi Uniwersytetu im. M. Curie-Skłodowskiej w Lublinie, zgodnie z publikowaną metodyką prac (1, 2).

FORMY RZEŻBY DOLINY MAŁEJ ŁĄKI

Rzeźba Doliny Małej Łąki wyraża się pliceniowymi erozjami erozyjnymi, przemodelowanymi następnie przez lodowce plejstoceny, z których najmłodszy (związany z ostatnim zlodowaceniem) doprowadził do ostatecznego uformowania cyrków lodowcowych, właściwych dla górnego (1900–1500 m n.p.m.) odcinka doliny oraz akumulacji moren czołowych i bocznych, właściwych dla środkowego (1500–1000 m n.p.m.) odcinka doliny. Dolny, północny odcinek Doliny Małej Łąki (1000–900 m n.p.m.), położony poza zasięgiem lodowców plejstoceny, zachowuje swój rozwój zarówno przedglacjalnej, jak i późniejszej działalności erozyjnej Potoku Małoląckiego.

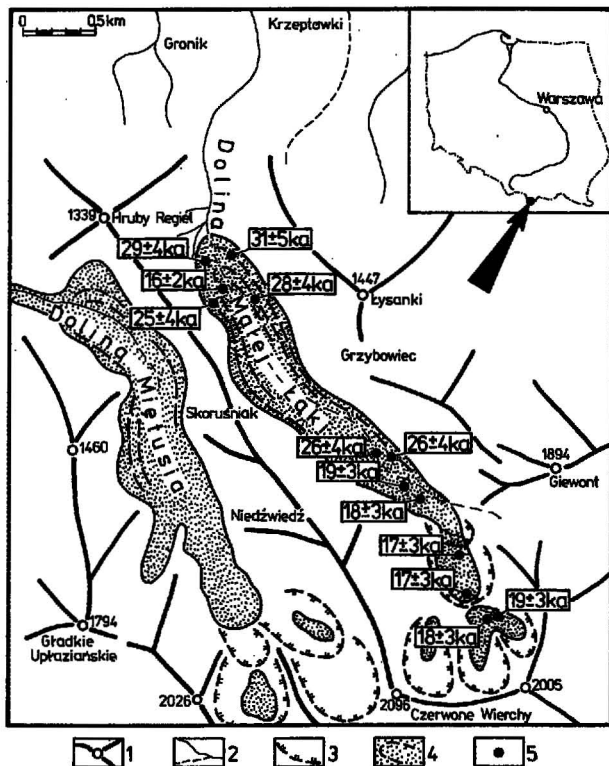
W górnym i środkowym odcinku Doliny Małej Łąki, poza wymienionymi już formami rzeźby glacialnej, występują także podciosy lodowcowe, progi skalne, wygłądy lodowcowe, płyty moreny deanej, względnie płaskie dna

jezior postglacjalnych oraz formy pochodzenia zboczowego i wietrzenia krasowego (19).

Cyrki lodowcowe zajmują górny odcinek Doliny Małej Łąki (ryc. 1, 2), gdyż warunkiem ich powstania było położenie powyżej granicy wiecznego śniegu, która w czasie wszystkich zlodowaceń plejstoceny sięgała w Tatrach Zachodnich do ok. 1500 m n.p.m. (11). Cyrki te, w formie 3 systemów, są usytuowane piętrowo i wycięte w skałach mezozoicznych jednostki wierzchowej. Największym z nich, a jednocześnie najniższym jest Niżna Świstówka (dno 1440–1590 m n.p.m.), wycięta w wapieniach jurajsko-kredowych i triasowych. Wyższym cyrkiem jest Wyżna Świstówka (1644–1740 m n.p.m.), wycięta w wapieniach triasu, a najwyższym system cyrków (1750–1780 m n.p.m.), wycięty w wapieniach i dolomitach triasu. Cyrki te są oddzielone od siebie progami skalnymi, a najwyższy system ograniczają od południa zbocza Czerwonych Wierchów (ryc. 1, 2).

Podciosy lodowcowe są szczególnie dobrze czytelne u wylotu Niżnej Świstówki, na ścianach Wielkiej Turni i Siadłej Turni. Ponadto towarzyszą one progowi Niżnej Świstówki, gdzie znajdują się w miejscu, w którym jezior lodowcowy wypływał z pola firnowego. Przy wylotach z wyższych cyrków są one mniej czytelne ze względu na częściowe zamaskowanie lub zatarcie przez młodsze procesy zboczowe i wietrzeniowe.

Założenia progów skalnych sięgają pliocenu (11). W plejstocenie ulegały one modelowaniu przez procesy egzaryacyjne. W Dolinie Małej Łąki towarzyszą one trzem generacjom cyrków lodowcowych, ograniczając je od

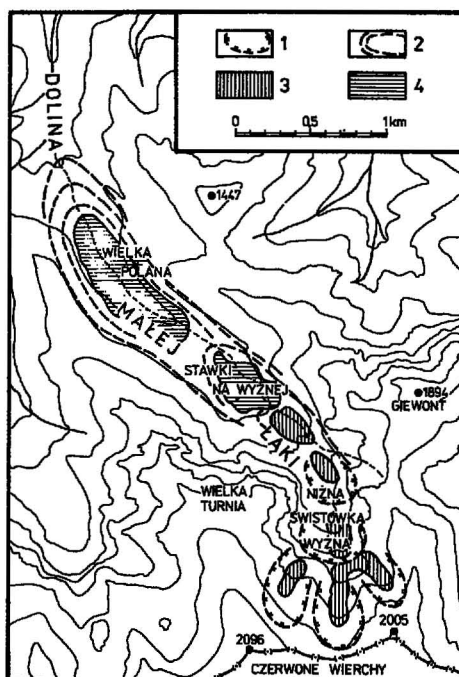


Ryc. 1. Szkic lokalizacyjny Doliny Małej Łąki w Tatrach Zachodnich

1 – główne szczyty i grzbiety górskie, 2 – potoki stałe i okresowe, 3 – cyrki lodowcowe, 4 – osady lodowcowe i wodnolodowcowe (z przebiegiem głównych wałów moren końcowych i bocznych), 5 – położenie próbek osadów lodowcowych datowanych metodą TL

Fig. 1. Location of the Mała Łąka Valley in Western Tatra Mts

1 – Mountain crests and summits, 2 – permanent and periodic streams, 3 – glacial cirques, 4 – glacial and fluvio-glacial deposits (with ramparts of terminal and lateral moraines), 5 – sampling sites for thermoluminescence datings



Ryc. 2. Wybrane elementy rzeźby glacialnej Doliny Małej Łąki w Tatrach Zachodnich

1 – cyrki lodowcowe, 2 – wały moren końcowych (czołowych) i bocznych, 3 – płyty moreny deanej, 4 – dna jezior postglacjalnych

Fig. 2. Selected glacial landforms of the Mała Łąka Valley in Western Tatra Mts

1 – glacial cirques, 2 – ramparts of terminal and lateral moraines, 3 – patches of ground moraine, 4 – bottoms of postglacial lakes

północy. Pierwszy, najniższy położony jest próg opadający z Niżnej Świstówki. Jego wysokość dochodzi do ok. 120 m i na całej swej długości jest on obecnie rzeźbiony przez wody powierzchniowe. Drugi, wyżej położony próg, o wysokości ok. 50 m, oddziela cyrki Niżnej i Wyżnej Świstówki. Trzeci, najwyższy położony próg osiąga do 15 m wysokości i oddziela Wyżną Świstówkę od trzeciego systemu cyrków lodowcowych. Wszystkie te progi nie tworzą pionowych ścian, lecz opadają ku północy pod kątem 30–60°.

Wyglądy lodowcowe zachowane są najwyraźniej na ścianach Wielkiej Turni i Siadłej Turni. Powstały one w wyniku tarcia jezora lodowcowego, wychodzącego z cyrku Niżnej Świstówki.

Moreny końcowe (czołowe) są niezwykle charakterystycznym elementem rzeźby glacialnej Doliny Małej Łąki (ryc. 1–6). Mają one kształt wałów o wysokości od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów. Są zbudowane z materiału gliniasto-gruzowego, a nawet blokowego z niewielką domieszką frakcji piaszczystej. Są one wygięte łukowato, odzwierciedlając kształt jezora lodowcowego. Szczególnie dobrze są wykształcone w niższej części środkowego odcinka doliny, gdzie wykazują trójdzielność, są rozcięte erozyjnie przez Potok Małolącki i zamykają od północy Wielką Polanę. Najbardziej północny (zewnątrzny) wał moreny końcowej schodzi tu na wyso-

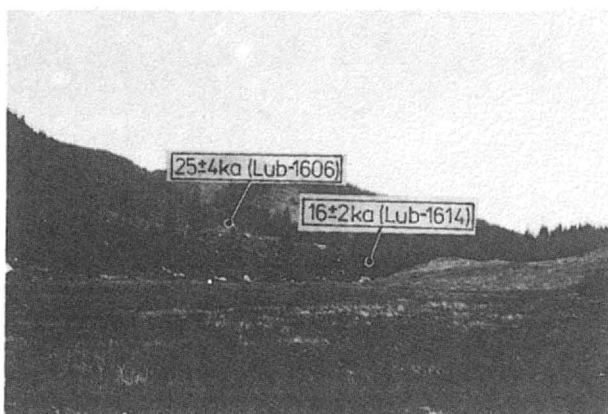
kość 1060 m npm. Pobrana z niego próbka osadów (ryc. 1, 7) została wydatowana metodą TL na 31 ± 5 ka (Lub – 1602). Próbkę osadów z młodszego (środkowego) wału moreny końcowej datowano metodą TL na 29 ± 4 ka (Lub – 1603), 28 ± 4 ka (Lub – 1604) i 25 ± 4 ka (Lub – 1606), natomiast próbkę z najbardziej wewnętrznego wału tutejszej moreny końcowej na 16 ± 2 ka (Lub – 1614).

Dwa starsze (zewnątrzny i środkowy) wały moreny końcowej łączą się ku południowi w jeden wał moreny bocznej. Najmłodszy, wewnętrzny wał moreny końcowej, znaczący swój zasięg od wysokości 1150 m npm, przechodzi ku południowi w odrębny wał moreny bocznej (ryc. 1–4). Wał ten, osiągający do 15 m wysokości i ok. 150 m szerokości, w odróżnieniu od starszych wałów, odznacza się bardziej urozmaiconą rzeźbą (zwłaszcza w strefie ramienia zachodniego), wyrażającą się obecnością licznych zagłębień bezodpływowych, otoczonych „wianuszkami” pagórków. Kolejna młodsza morena końcowa (czołowa) jest zachowana w strefie Stawków – polany Na Wyżnej. Osiąga ona ok. 5 m wysokości, a na powierzchni zawiera liczne bloki skalne o średnicy do 2–3 m. Wyżej zachowane formy moren końcowych są już zachowane jedynie szczątkowo w sąsiedztwie progu skalnego i na dnie Niżnej Świstówki, a także na dnie Wyżnej Świstówki (3 moreny). Formy te są zbudowane



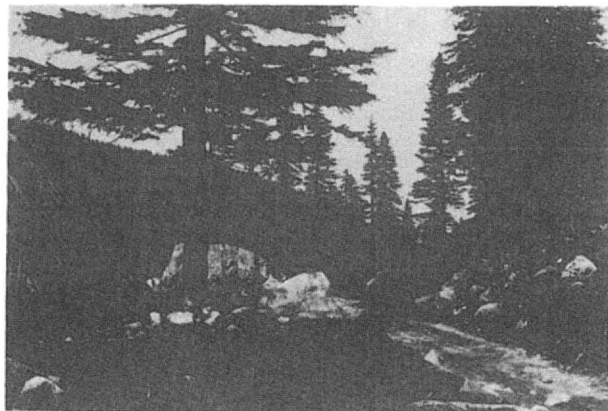
Ryc. 3. Dolina Małej Łąki. Fot. L. Lindner

Fig. 3. Mala Łąka Valley. Photo L. Lindner



Ryc. 4. Widok środkowego odcinka Doliny Małej Łąki z Wielką Polaną (na pierwszym planie), wałami moren końcowych i bocznych (na drugim planie) oraz ich wiekiem TL

Fig. 4. View of the middle part of Mala Łąka Valley, Wielka Polana (in the foreground) and ramparts of terminal and lateral moraines with marked TL age (in the background)



Ryc. 5. Przełom erozyjny przez wały moren końcowych zamykających Wielką Polanę od północy

Fig. 5. Erosional ravine through the ramparts of terminal moraines surrounding Wielka Polana to the north



Ryc. 6. Fragment wewnętrznego wału moreny końcowej zamykającej Wielką Polanę od północy oraz jej wiek TL

Fig. 6. Fragment of the internal rampart of terminal moraine surrounding Wielka Polana to the north and its TL age

z materiału gwałtowno-gruzowego i tym samym, ze względu na brak drobniejszych frakcji nie mogły być datowane metodą TL.

Jak wyżej wspomniano, **moreny boczne** tworzą w Dolinie Małej Łąki dwa systemy wałów łączących się z morenami końcowymi na północ od Wielkiej Polany. Moreny wału zewnętrznego (starszego) osiągają do 3 m wysokości na zboczu Grzybowca i 80 m na zboczu Skoruśniaka (ryc. 1–4). Sięgają one tam odpowiednio do wysokości 1210 m npm i 1260 m npm. Szczególnie dobrze wykształcona jest zachodnia morena boczna, ciągnąca się wzdłuż zbocza Skoruśniaka i Niedźwiedzia i ginąca pod stożkami napływowymi i osypiskowymi wychodzącymi ze Żlebu Zagon. Moreny boczne wału wewnętrznego (młodszej) są znacznie niższe. I tak morena wschodnia nie przekracza 15 m wysokości i sięga do 1200 m npm a morena zachodnia osiąga do 30 m wysokości i dochodzi do 1250 m npm.

Wysokości względne wszystkich wymienionych wałów maleją ku południowi. W strefie zachodniego obrzeżenia Wielkiej Polany moreny boczne składają się z szeregu przylegających do siebie pagórków, co nadaje im charakter „dachówkowaty”, związany zapewne z etapowym kurczeniem się jezora lodowcowego. Po wschodniej stronie Doliny Małej Łąki, poniżej przełęczy Bacuch, pobrano próbki osadu gliniasto-piaszczystego, budującego tam zewnętrzny wał moreny bocznej. Wiek TL tych próbek jest jednakowy i wynosi 26 ± 4 ka (Lub – 1605) i 26 ± 4 ka (Lub – 1607), co pozwala korelować akumulację tej moreny z fazą powstawania środkowego wału moren czołowych, zamykających od północy Wielką Polanę w obrębie Doliny Małej Łąki.

Płaty **moreny dennej** zachowane są przede wszystkim w górnym odcinku Doliny Małej Łąki. Występują one zarówno u podnóża progu Niżnej Świstówki, jak też w wyższym położeniu – w dnie Niżnej i Wyżnej Świstówki oraz w dnie najwyższego systemu cyrków lodowcowych (ryc. 1, 2). W wymienionym obszarze moreny dennej tworzy materiał gliniasto-gruzowy, dostępny obserwacjom w wielu rozcięciach erozyjnych, gdzie odsłania się spod licznie występujących tu stożków napływowych i osypiskowych. Materiał ten został opróbowany w 6 punktach i poddany datowaniom TL, które przyniosły następujące daty dla próbek (od najniższej do najwyższej położonych): 19 ± 3 ka (Lub – 1608), 18 ± 3 ka (Lub – 1609), 17 ± 3 ka (Lub – 1610), 17 ± 3 ka (Lub – 1611), 19 ± 3 ka (Lub – 1612), 18 ± 3 ka (Lub – 1613). Daty te zdają się wskazywać na możliwość wiązania osadów moreny dennej, zachowanej w górnym odcinku Doliny Małej Łąki z fazą rozwoju lodowca sięgającego aż po środkowy odcinek tej doliny i warunkującego tam akumulację wewnętrznego wału moreny końcowej, wydатовanej metodą TL na 16 ± 2 ka (Lub – 1614).

Dna jezior postglacialnych, wypełnionych materiałem drobnookruchowym, a wyżej bardziej grubym, stwierdzono sondowaniami geofizycznymi poniżej powierzchni Wielkiej Polany oraz w rejonie Stawków i polany Na Wyżnej (14). Tworzą one tam 2 kopalne zagłębienia o charakterze egzaracyjnym, wycięte w litych skałach i sięgające do 65–30 m głębokości. Północne z tych zagłębień ciągnie się od wału moreny końcowej, ograniczającej od północy Wielką Polanę aż po strefę rygla skalnego przy Stawkach (ryc. 1–4). Natomiast zagłębienie południowe obejmuje obszar Stawków – Na Wyżnej oraz sięga prawie do podnóża progu Niżnej Świstówki (ryc. 1, 2). Przypowierzchniową partię tych zagłębień wypełniają osady grubookruchowe, naniesione przez wody proglacialne, kierujące się tu od czoła lodowca,

zajmującego niegdyś górny odcinek Doliny Małej Łąki. Autorzy niniejszej pracy podjęli próbę (z pomocą dr K.M. Krupińskiego) przewiercenia tych osadów i dotarcia do głębiej stwierdzonych metodami geofizycznymi – osadów jeziornych. Próba ta nie przyniosła jednak pozytywnego rezultatu, gdyż wymienione osady grubookruchowe udało się przewiercić, w wielu punktach, jedynie do głębokości 2,5–3,5 m.

Ściany i zbocza cyrków są efektem egzaracyjnej działalności lodowców oraz procesów mrozowych, ułatwiających rozkruszanie materiału skalnego. Ściany te są elementem składowym, piętrowo ułożonych, cyrków lodowcowych górnego odcinka Doliny Małej Łąki. W cyрку Niżnej Świstówki, u ich podstawy, występują liczne piargi oraz stożki napływowe i osypiskowe, a ponadto tylna ściana tego cyrku jest pokryta żłobkami krasowymi. W cyрку Wyżnej Świstówki, poniżej jego ścian, obok piargów występują spływy gruzowo-błotne. W trzecim, najwyższym systemie cyrków, poniżej ich ścian na dolnych partiach zboczy, są szczególnie liczne zjawiska spływów gruzowo-błotnych oraz spływania gwałtownych.

Żleby występują na zboczach wzdłuż całej Doliny Małej Łąki. Poniżej górnej granicy lasu przeważają żleby odprowadzające wody opadowe i roztopowe w stronę dna doliny. Żleby te wypełnia zwietrzelnina, na ogół pokryta roślinnością trawiastą. Powyżej górnej granicy lasu, żlebami jest niesiony materiał skalny zarówno przy udziale wód opadowych czy roztopowych, jak też w wyniku zsuwania i toczenia się okruchów skalnych. Większość żlebów występujących w górnym odcinku Doliny Małej Łąki odznacza się znacznym wcięciem i niezbyt dużą szerokością.

Stoki i stożki usypiskowe są ściśle związane ze zboczami skalnymi. W Dolinie Małej Łąki spotyka się je już od wysokości 1250–1300 m npm. Górną granicą ich występowania jest grań Czerwonych Wierchów. Stożki usypiskowe tworzą się na ogół u wylotów żlebów, a ich największe skupienia występują u podnóża Kobylarza i Małego Giewontu. W większych ilościach występują one także u podnóża Wielkiej Turni i w obrębie Niżnej oraz Wyżnej Świstówki.

Stożki napływowe są formami także związanymi ze żlebami. Ich największe zgrupowanie występuje poniżej górnej granicy lasu. W górnej części Doliny Małej Łąki stożki napływowe są rzadziej spotykane i na ogół towarzyszą tam stożkom usypiskowym.

Formy krasowe są w Dolinie Małej Łąki reprezentowane zarówno przez jaskinie, jak i przez żłobki krasowe. Znaczna liczba tych form jest związana z występowaniem tu skał węglanowych. Jaskinie grupują się w górnej części doliny, gdzie tworzą 6 lokalnych pięter jaskiniowych (25), w obrębie których Jaskinia Śnieżna jest największą w Tatrach Polskich. Jaskinie Doliny Małej Łąki cechuje rozwój zarówno korytarzy, jak i studni oraz ubóstwo form naciekowych. Występowanie żłobków krasowych jest tu ograniczone także do wyższych partii doliny. Zdobią one ściany Wielkiej Turni, rozwinęły się na progach skalnych większości cyrków lodowcowych oraz na wapiennym ostańcu erozyjnym w dnie Niżnej Świstówki.

CHRONOSTRATYGRAFIA I ROZWÓJ LODOWCÓW OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA W DOLINIE MAŁEJ ŁĄKI

Prezentowane wyniki oznaczeń wieku TL osadów lodowcowych Doliny Małej Łąki upoważniają do przed-

stawienia próby określenia ich pozycji chronostratygraficznej oraz rozwoju tutejszych lodowców w czasie ostatniego zlodowacenia (ryc. 7), w nawiązaniu do sytuacji geomorfologicznej form, które te osady budują oraz do młodoczwartorzędowej morfogenezy polskiej części Tatr Wysokich (3, 4).

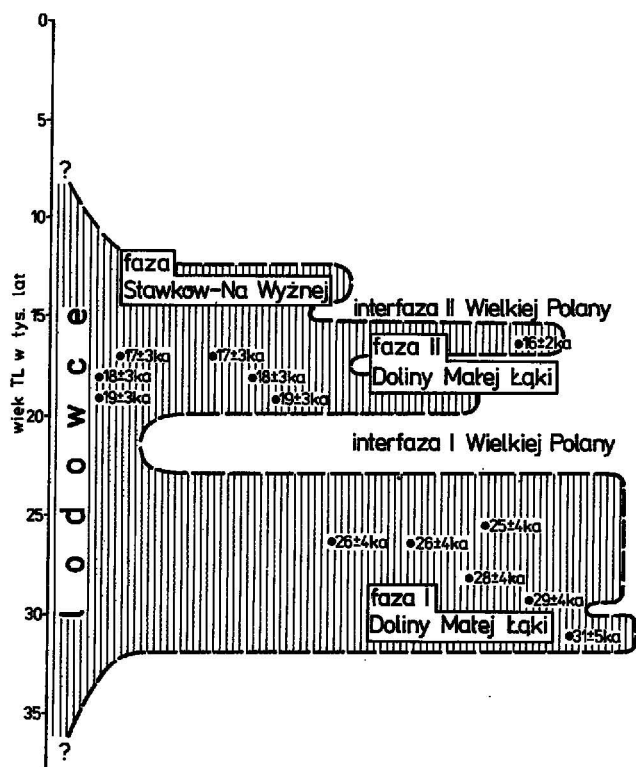
Daty TL uzyskane dla osadów dwóch starszych (zewnątrznego i środkowego) wałów moren końcowych, jak też dla zewnętrznych moren bocznych w środkowym i górnym odcinku doliny, grupują się w przedziale od 31 ± 5 ka do 25 ± 4 ka i określają wiek maksymalnego rozwoju lodowców ostatniego zlodowacenia w czasie fazy I Doliny Małej Łąki (ryc. 7). Faza ta może być korelowana z tym momentem (fazą?) rozwoju lodowców ostatniego zlodowacenia w Wysokich Tatrach, który poprzedzał interfazę Doliny Waksmundzkiej (3, 4). W Tatrach Słowackich odpowiednikiem tej fazy jest zapewne stadiał A w nomenklaturze R. Halouzki (8), a na Niżu Polskim ochłodzenie poprzedzające interfazę Konina – Malińca II w obrębie stadiału głównego ostatniego zlodowacenia skandynawskiego (3, 4).

Wymieniony rozwój lodowca był w Dolinie Małej Łąki ograniczony młodszym ociepleniem, prowadzącym do całkowitego lub znacznego zaniku jego brzeżnej części w strefie Wielkiej Polany. Jak wynika z dat TL uzyskanych dla osadów lodowcowych Doliny Małej Łąki, zanik ten mógł nastąpić ok. 24–20 ka temu w okresie nazywanym przez autorów interfazą I Wielkiej Polany (ryc. 7). Interfaza ta może być korelowana ze wspomnianą wyżej interfazą Doliny Waksmundzkiej (3, 4), udokumentowaną w Wysokich Tatrach podmorenowymi osadami fluwioglacjalnymi (24) oraz podmorenową glebą

kopalną, zachowaną w dolinie między Bystrem i Olczą i datowaną metodą TL na 23 ka (22). W Tatrach Słowackich jej odpowiednikiem jest zapewne najstarszy interstadiał ostatniego zlodowacenia w nomenklaturze R. Halouzki (8), a na Niżu Polskim – wspomniana interfaza Konina – Malińca II (3, 4), udokumentowana tam osadami organogenicznymi, datowanymi metodą radiowęgla na $22\,230 \pm 480$ lat BP i $22\,050 \pm 450$ lat BP (21).

Młodszy rozwój lodowca wypełniający ponownie prawie całą Dolinę Małej Łąki w czasie ostatniego zlodowacenia doprowadził do utworzenia m.in. najmłodszego (wewnętrznego) wału moreny końcowej, ograniczającej od północy Wielką Polanę i wewnętrznego wału moreny bocznej w środkowym i górnym odcinku doliny. Powierzchnia tych wałów odznacza się bardziej młodoglacjalnym reliefem w porównaniu z wałami zewnętrznymi. Wiek TL wewnętrznego wału moreny końcowej, określony na $16 \pm$ ka, jest więc dodatkowym argumentem, dowodzącym że ten młodszy rozwój lodowca musiał osiągnąć maksimum swego zasięgu ok. 16 ka temu w czasie fazy II Doliny Małej Łąki (ryc. 7). Z dat uzyskanych dla osadów moreny dennej zachowanej w górnym odcinku Doliny Małej Łąki może wynikać, że początek tego młodszego rozwoju lodowca mógł być tu zapoczątkowany już ok. 19 ka temu. Może to być z kolei podstawą do upatrywania dwudzielności fazy II Doliny Małej Łąki i ewentualnego wyróżniania w jej starszej części transgresji lodowca o mniejszym zasięgu i stanowiącego odpowiednik czasowy fazy Łysej Polany w Wysokich Tatrach (3, 4). Tym samym należy liczyć się z możliwością, że faza II Doliny Małej Łąki może obejmować wyróżnione w Wysokich Tatrach dwie fazy ostatniego zlodowacenia: fazę Łysej Polany i fazę Włosienicy przedzielone interfazą Polany pod Wołoszynem (3, 4). W Tatrach Słowackich w tej części ostatniego zlodowacenia wyróżniono dwa stadiały (B i C), oddzielone interstadiałem (8), a na Niżu Polskim – rozwój lądolodu skandynawskiego w czasie faz: leszczyńsko-poznańskiej i pomorskiej oddzielonych interfazą mazurską (3, 4).

Późniejszy zanik lodowca fazy II Doliny Małej Łąki w strefie Wielkiej Polany umożliwił tam funkcjonowanie postglacjalnego zbiornika jeziornego. Moment tego zaniku, będący zapewne rezultatem ówczesnego ocieplenia, autorzy określają jako interfazę II Wielkiej Polany (ryc. 7) i są skłonni korelować z poprawą warunków klimatycznych w czasie interfazy (?) poprzedzającej w Wysokich Tatrach rozwój lodowców fazy Pięciu Stawów Polskich (3, 4). Odpowiednikiem tej interfazy jest zapewne interstadiał oddzielający stadiał C i fazę D₁ w Tatrach Słowackich (8) oraz ocieplenie oddzielające na Niżu Polskim fazę pomorską od fazy najstarszego dryasu (3, 4). Ostatni, dający się dotychczas wyróżnić moment rozwoju lodowca w Dolinie Małej Łąki doprowadził do akumulacji moreny końcowej w strefie Stawków i polany Na Wyżnej. Moment ten autorzy określają fazą Stawków – Na Wyżnej (ryc. 7) i wiąże z nim funkcjonowanie odpływu proglacjalnego, prowadzącego do zapełniania postglacjalnego jeziora, znajdującego się na przedpołu tego lodowca w strefie Wielkiej Polany. Wymieniona faza powinna być korelowana z fazami D₁ – E₂ w Tatrach Słowackich (8), a zapewne także z okresem późnoglacjalnego i staroholocenijskiego zaniku lądolodu skandynawskiego oraz lodowców würmskich w Alpach (5). Z jednym z pierwszych etapów zaniku lodowca tej fazy należy zapewne wiązać moment funkcjonowania jeziora postglacjalnego w strefie polany Na Wyżnej, zasypanego



Ryc. 7. Schemat rozwoju lodowców ostatniego zlodowacenia (Würm, Vistulian) w Dolinie Małej Łąki, na podstawie danych geologiczno-geomorfologicznych oraz wyników datowań metodą TL

Fig. 7. Scheme of development of glaciers during the Last Glaciation (Vistulian, Würm) in the Mała Łąka Valley at the basis of geologic and geomorphologic data and TL datings

później przez przepływy postglacjalne związane z młodszą obecnością lodowca w cyrkach Niżnej i Wyżnej Świstówki.

WNIOSKI

Z przedstawionych danych wynika, że daty TL osadów lodowcowych Doliny Małej Łąki układają się w logicznym ciągu czasowym (ryc. 7), znajdującym potwierdzenie w analizie morfologii glacialnej tej doliny. Daty te zdają się dowodzić, że maksimum zasięgu lodowców ostatniego zlodowacenia w Tatrach Zachodnich nastąpiło ok. 30–25 ka, w czasie fazy I Doliny Małej Łąki i tym samym mogło nieco wyprzedzać maksimum zasięgu lodolodu skandynawskiego na Niżu Polskim, przyjmowane na ok. 20 ka lat temu. Z danych tych wynika także, że w czasie fazy II Doliny Małej Łąki lodowiec wypełniając tę dolinę transgredował zapewne dwukrotnie, osiągając większy zasięg ok. 16 ka, w młodszej części tej fazy. Fazę Stawków–Na Wyżnej należy wiązać z późnoglacialnym, a być może i staroholocenijskim zanikiem lodowców tatrzańskich. Fakty te nakazują liczyć się z możliwością, że wyróżniane w różnych częściach Tatr poszczególne fazy zarówno rozwoju, jak i zaniku lodowców ostatniego zlodowacenia, mimo iż wydają się być synchroniczne, to jednak mogą różnić się wiekiem maksymalnego zasięgu lodowców nawet w blisko siebie położonych dolinach.

LITERATURA

1. Butrym J. — [W:] H. Maruszczak (Red.) — Guide-Book of the Internat. Symp.: Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses. Lublin, 1985 s. 81–90.
2. Butrym J. — Wiek TL lessów z profilu w Odonowie k. Kazimierza Wielkiej. Kom. Bad. Czwartorz. PAN, Spraw. z Bad. Nauk. Warszawa, 1987 nr 7.
3. Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J. — Bull. Pol. Ac. Earth Sc., 1986 nr 4 s. 395–407.
4. Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J. — Prz. Geol., 1987 nr 1 s. 8–15.
5. Glücker G. — Zur letzten Eiszeit im alpinen und nordeuropäischen Raum. Geograph. Helvetica, 1987 nr 2.
6. Guzik K., Guzik S., Sokołowski S. — Mapa geologiczna Tatr Polskich w skali 1:10 000, arkusz A2 — Hruby Regiel. Inst. Geol., 1958.
7. Halicki B. — Spraw. PIG, 1930 z. 3–4 s. 17–18.
8. Halouzka R. — Stratigraphical subdivision of sediments of the last glaciation in the Czechoslovak Carpathians and their correlation with the contemporary Alpine and North-European glaciations. ICCP Project 73/1/24. Glaciations in the Northern Hemisphere. Report on the session in Stuttgart, 1977.
9. Klimaszewski M. — Prz. Geogr. 1960 t. 32 s. 41–49.
10. Klimaszewski M. — Geogr. Pol., 1964 nr 2.
11. Klimaszewski M. — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym. [W:] R. Galon, J. Dylak (Red.) Czwartorzęd Polski. PWN, 1967.
12. Klimaszewski M., Starkel L. — Karpaty Polskie [W:] M. Klimaszewski (Red.) Geomorfologia Polski, Polska Południowa — Góry i Wyżyny, t. 1. PWN, 1972.

13. Kotański Z. — Przewodnik geologiczny po Tatrach. Wyd. Geol., 1971.
14. Kotarba A., Smolak W., Sroka J. — Stud. Geomorph. Carphato-Balc., 1977 vol. 11 s. 67–76.
15. Lindner L., Fedorowicz S., Olszak I.J. — Prz. Geol., 1987 nr 12 s. 618–624.
16. Lindner L., Semil J. et al. — Ibidem, 1989 nr 3 s. 140–142.
17. Maruszczak H. — Ibidem, 1985 nr 11 s. 628–630.
18. Michalik A. — Mapa Geologiczna Tatr Polskich w skali 1:10 000, arkusz B3 — Czerwone Wierchy. Inst. Geol., 1958.
19. Okszo D. — Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Małej Łąki (Tatry). Arch. Inst. Geol. Podst. UW, 1988.
20. Pazdur M.F., Bluszcz A. — Prz. Geol. 1987 nr 11 cz. 1 s. 566–570; nr 12 cz. 2 s. 618–624.
21. Pazdur M.F., Walanus A. — [W:] Guide-book of excursion Symp. on Vistulian Stratigraphy. Wyd. Geol., 1979.
22. Stańska-Prószczyńska W., Prószyński M. — [W:] Przew. Konf.: Zlodowacenia środkowopolskie na wyżynach południowopolskich i terenach przyległych, 1984 s. 31–36.
23. Wintle A.G., Huntley D.J. — Thermoluminescence dating of sediments. Quatern. Sci. Rev. 1982 vol. 1.
24. Włodek M. — Biul. Inst. Geol., 1978 nr 306 s. 175–197.
25. Wójcik Z. — Pr. Muz. Ziemi 1966 nr 9 s. 3–130.

SUMMARY

During the detailed geologic and geomorphologic studies over the Quaternary of Mała Łąka Valley in Western Tatra Mts (19), 13 samples of clay-sandy deposits were collected from all ramparts of terminal and lateral moraines (Fig. 1–7) and patches of ground moraine (Fig. 1, 2 and 7) formed during the Last Glaciation (Vistulian, Würm). Samples were dated using thermoluminescence (TL) method in the Thermoluminescence Laboratory, Institute of the Earth Sciences of the Maria Curie-Skłodowska University of Lublin.

Obtained data were classed within 2 periods, 30–20 ka and 19–16 ka (Fig. 1 and 7). The older dates seem to be connected with deposits of the I Mała Łąka Phase — the maximum extent of glaciers during the Last Glaciation. The younger dates show the age of deposits from the next to maximum stage of glaciers development in the Western Tatra Mts — the II Mała Łąka Phase. These phases are separated from each other by the I Wielka Polana Interphase. Warming after the II Mała Łąka Phase is defined as a II Wielka Polana Interphase. The youngest development of glaciers was during the Stawki–Na Wyżnej Phase, corresponding with the Late Glacial/Early Holocene Pięć Stawów Polskich Phase in the High Tatra Mts.

TL dates of glacial deposits preserved in the Mała Łąka Valley show that maximum development of glaciers in the Tatra Mts during the Last Glaciation (30–25 ka) was a prelude to the maximum development of Scandinavian ice-cap in the Polish Lowland (20 ka) during this glaciation.

Translated by R. Szczęsny

Р Е З Ю М Е

Во время ведения детальных геолого-геоморфологических исследований четвертичных отложений Долины Малой Лонки в Западных Татрах (19) отобрано 13 образцов глинисто-песчанистых осадков со всех, находящихся там валов конечных и боковых морен (фиг. 1—6), а также лоскутов донной морены (фиг. 1, 2, 6) последнего оледенения (Вистулиан, Вюрм). Было проведено датирование этих образцов термолюминесцентным методом (ТЛ) в Термолюминесцентной лаборатории Института Наук о Земле Университета им. М. Кюри-Склодовской в Люблине. Полученные даты группируются в двух пределах: более древнем около 30—25 тыс. лет и младшем около 19—16 тыс. лет (фиг. 1, 6). Старшие даты определяют возраст осадков I^{-ой} фазы Долины Малой Лонки, которая является границей макси-

мального распространения ледников последнего оледенения, а более молодые — возраст послемаксимального развития ледников во время II^{-ой} фазы Долины Малой Лонки этого оледенения в Западных Татрах. Обе эти фазы разделяет I^{-ая} межфаза Большой Поляны. Потепление после младшей из этих фаз названо II^{-ой} межфазой Большой Поляны. Самое молодое развитие ледников произошло здесь в фазе Ставки — на Выжней, коррелированной с фазой Пяти Польских Прудов в Высоких Татрах, охватывающей период позднего ледниковья и старший голоцен.

ТЛ датировки полученные для ледниковых, сохранных в Долине Малой Лонки осадков, кажется доказывают, что максимум развития татринских ледников во время последнего оледенения (30—25 тыс. лет) опережало максимум развития скандинавского материкового ледника во время этого оледенения (20 тыс. лет) на Польской низменности.