STEFAN ZBIGNIEW RÓŻYCKI
Uniwersytet Warszawski

CZWARTORZĘD REGIONU JURY CZĘSTOCHOWSKIEJ I SĄSIADUJĄCYCH Z NIĄ OBSZARÓW

CZWARTORZĘD JURY CZĘSTOCHOWSKIEJ i przylegających do niej obszarów odznacza się znacznym zróżnicowaniem i bardzo wyraźnym podziałem na kilka zupełnie odmiennych od siebie jednostek regionalnych.

Przede wszystkim rzuca się w oczy zasadnicza zmiana w charakterze krajobrazu, zachodząca po przekroczeniu linii równoleżnikowej przechodzącej mniej więcej przez Częstochowę.

Na północ od tej linii, podkreślonej w terenie wyraźnym wałem morenowym, pokrywa czwartorzędowa jest prawie ciągła i tylko gdzieniegdzie przerywana wyłaniającymi się wyspowo spod niej wyniosłościami starszego podłoża. Spotyka się tu dość częste wzgórza akumulacji czołowomorenowej, a pokrywy z glin zwałowych zajmują duże, dosyć wyrównane powierzchnie.

Formy akumulacji morenowej swoimi rozmiarami konkurują z rzeźbą starszego podłoża, w sumie dając dosyć złożony obraz niełatwy do rozpoznania bez bliższych badań geologicznych.

W przeciwieństwie do poprzedniego obszaru, na południe od równoleżnika Częstochowy sytuacja jest prawie odwrotna. Utwory czwartorzędowe występują tu tylko drobnymi strzępami, a skały podłoża odsłaniają się na dużych powierzchniach, całkowicie decydując o ukształtowaniu terenu. Istniejące formy akumulacji czołowomorenowej są przeważnie drobne i w ogólnej rzeźbie rola ich schodzi na drugi czy nawet na trzeci plan.

Zależnie od składu i odporności skał podłoża różnicuje się tu typ rzeźby, a w związku z tym i sposób wykształcenia czwartorzędu.

Na obszarze zachodnim, o podłożu ze stosunkowo mało odpornych na erozję iłów doggeru, teren jest dosyć wyrównany, często podmokły i dopiero na południowej peryferii zaznaczają się wzgórza tworzące się na wychodniach piaskowców kościeliskich, a za nimi następny szereg wzniesień, ze żwirami liasowymi lub wapieniami woźnickimi na kulminacjach. Miąższość pokrywy czwartorzędowej jest tu przeważnie nieznaczna lub brak jej zupełnie czy też sprowadza się ona do warstwy wietrzeliska, w których czasem można zaobserwować objawy peryglacjalnych zaburzeń mrozowych. Tylko w dolinach rzek, na ogół bardzo słabo zaznaczonych, niespodziewanie stwierdza się, że czwartorzęd ma tam dużą miąższość i schodzi do znacznych głębokości.

Następną jednostkę stanowi dolina Warty i przylegający do niej szeroki pas piaszczysty u podnóża kuesty, usypany ze stożków napływowych schodzących z wyżyny Jury.

Wyżyna Jury urozmaicona wysokimi wzgórzami skalistymi i licznymi śladami starego krasu, ma czwartorzęd w znacznej części złożony z piasków z licznymi odłamkami krzemieni, leżący na starszych rumowiskach i wietrzeliskach wapieni jurajskich. Piaski te zasypują wszystkie doliny i obniżenia, a ich rozwiane powierzchnie obok poszarpanych skałek z wapieni skalistych i płaskich wyniosłości z wapieni płytowych ze śladami starych zrównań stanowią główne charakterystyczne elementy krajobrazu Jury.

Jest to obszar prawie bezwodny, z suchymi piaszczystymi dolinami „wodących"[1] i rzadkimi źródłami krasowymi. Na północy między Częstochową a Mistowem strefę tę przecina przełomowy odcinek Warty płynącej w bardziej wciętej dolinie, ze skalistymi zboczami na niektórych odcinkach i szeregiem tarasów wyrażonych tu lepiej niż w górnym jej biegu. Poza strugą w Złotym Potoku jest to jedyny stały ciek wodny istniejący na całym krasowym obszarze Jury Częstochowskiej.

Szeroko rozwinięty na tym obszarze i od dawna czynny kras pozostawił wiele jaskiń, w których żył człowiek paleolitu. Jego wyroby znane są tu zarówno w jaskiniach, jak i na stanowiskach otwartych.

W południowo-wschodniej części Jury między Złotym Potokiem a Szczekocinami rola skalistych wzgórz i piasków zasypania maleje, a na pierwszy plan wysuwają się wyżyny lessowe z pokrywą lessów od kilku do 16 m grubości. Zarówno pod lessem wyżyny, jak i w części Jury z zasypaniem piaszczystym nie ma głazów narzutowych ani śladów utworów glacjalnych. Pojawiają się one natomiast przy północno-wschodnim skraju wyżyny, gdzie formy akumulacji lodowcowej bywają dosyć dobrze wyrażone morfologicznie.

U podnóża wyżyny po jej wschodniej stronie, podobnie jak po zachodniej u podnóża kuesty, szeroko rozwinięta jest druga strefa dużych stożków napływowych usypanych zarówno z piasków, jak i produktów przemycia lessów. Wzdłuż tej strefy biegnie, analogicznie do Warty, subsekwentna dolina ongiś istniejącej tu rzeki. Dziś w wyniku przeciągnięć już w znacznej części jest to dolina martwa lub tylko w małym stopniu wykorzystana przez niewielkie potoki.

Dalej ku wschodowi w kierunku Lelowa, Koniecpola i Włoszczowej ciągnie się obszar niskich, płaskich garbów kredowych, wśród których ulokowała się dolina Pilicy. W południowej części, na zboczach wyniosłości z margli kredowych, zachowały się strzępy starszej gliny zwałowej. Obniżenia zajmują piaski

[1] „Wodąca" — morfologiczny termin regionalny od dawna używany przez ludność Jury na określenie dolin piaszczystych o płaskim dnie, z rzadkim okresowym, ale gwałtownym, przepływem wód.

różnego pochodzenia, a pod nimi leżą 3 serie ilaste osadowe w dużych zbiornikach wodnych. Krajobraz uzupełniają jeszcze liczne, duże wydmy paraboliczne spotykane prawie na całym tym terenie.

Bardziej na północ wychodnie kredy pokrywają osady zlodowacenia środkowopolskiego i dominować zaczyna rzeźba akumulacji morenowej strefy marginalnej tego zlodowacenia.

Cały powyższy przegląd regionalny okolic Częstochowy daje nam możność zorientowania się w ogólnym charakterze typów rozwoju czwartorzędu, różnym na sąsiadujących ze sobą obszarach a nawet i na leżących bezpośrednio koło siebie odcinkach terenu.

Dla poznania składu i budowy plejstocenu tego regionu konieczne są bardzo drobiazgowe i uważne badania. Obecnie jednak teren ten nie jest jeszcze na tyle dobrze poznany, aby już można było pokusić się o ustalenie jednoznacznej stratygrafii dla różnych jego wycinków. Trudna jest jeszcze również próba syntetycznego ujęcia historii tego regionu w ciągu całego czwartorzędu. Publikowanych wiadomości dla obszaru leżącego poza strefą zlodowacenia środkowopolskiego, o której pisał J. Premik, jest bardzo niewiele. Ograniczają się one właściwie do notatek w pracach Koroniewicza, Lewińskiego i Różyckiego. Dlatego też w szkicu niniejszym autor ogranicza się tylko do wybranych zagadnień i opisów stratygraficznych niektórych wycinków terenu, opierając się głównie na własnych obserwacjach zebranych w czasie badań nad jurą oraz na wstępnych wynikach będących w toku prac Katedry Geologii Czwartorzędu UW[2].

Dla scharakteryzowania niziny rozwiniętej na iłach doggeru jako przykład weźmiemy, bardziej szczegółowo opracowany na podstawie gęstej siatki wierceń, wycinek terenu koło Gnaszyna na W od Częstochowy. Teren ten znajduje się na przedpolu wielkiej moreny czołowej Grabówki leżącej na N od miasta i na pierwszy rzut oka wygląda jako monotonna, dosyć wyrównana powierzchnia ze słabo zaznaczającymi się niskimi tarasami płynącej w pobliżu Stradomki. Na tle opracowanego materiału okazuje się, że historia geologiczna tych okolic w ciągu czwartorzędu była o wiele bardziej urozmaicona, niż by się można było spodziewać.

Przede wszystkim stwierdza się, że w powierzchni doggeru istnieje silnie wcięta stara dolina o stromych zboczach i głębokości ok. 25—30 m. Są nawet podstawy, aby sądzić, że była ona jeszcze głębsza, gdyż górna jej krawędź leżała przynajmniej na kilkanaście metrów powyżej obecnej powierzchni terenu.

Trafiające się na dnie tej doliny strzępy piasków ze żwirem ze skał pochodzenia skandynawskiego wskazują, że istniała ona już co najmniej w czasie wczesnych faz nasuwania się starszego zlodowacenia, a zapewne jest od tego ostatniego znacznie starsza. W miarę zbliżania się glacjału i rozwijania się warunków peryglacjalnych, na stromych poprzednio stokach doliny, powstają duże zsuwy z dobrze zaznaczającymi się cyrkami obrywania. Zsuwy te rozwijają się w dwóch etapach, przedzielonych okresem sypania przy wylotach rozcinających krawędź doliny wąwozów, stożków napływowych — najpierw ze żwirów a następnie z piasków z domieszką żwiru. W obu przypadkach obecny jest materiał pochodzenia skandynawskiego. Zsuwy i stożki napływowe zupełnie zmieniają charakter doliny, ale nie zasypują jej całkowicie. Dopiero po drugiej fazie zsuwów rozpoczyna się sedymentacja piasków rzecznych, które wypełniają prawie całą dolinę. Na tę bardzo wyrównaną w stosunku do poprzednio istniejącej powierzchnię wkracza lądolód zlodowacenia krakowskiego. Pozostawia on glinę zwałową leżącą prawie płasko, ale w pewnym stopniu powtarzającą stare formy rzeźby podłoża. Istnieje w każdym razie predyspozycja decydująca o tym, że nowa dolina interglacjalna rozwija się jako włożona w poprzednią, mimo iż ta ostatnia była pokryta przez osady morenowe.

Nowa erozja pogłębia dolinę o kilkanaście metrów, tworząc na jej zboczach tarasy erozyjne. Dolinę tę zalewa następnie woda zbiornika, w którym osadzają się niewarstwowane piaszczyste muły, związane z okresem zatamowania odpływu rzek ku N w związku z nasuwaniem się zlodowacenia środkowopolskiego. Poziom zalewu w obu przypadkach jest zbliżony i sięga do 250—255 m npm.

Po zlodowaceniu środkowopolskim, które na S od wielkiego wału morenowego Kalej-Grabówki-Częstochowy pozostawiło już bardzo niewiele osadów, w czasie ostatniego interglacjału ponownie odżywa erozja, sięgając do głębokości powyżej 20 m. Ostatnie zlodowacenie związane z dużym rozwojem procesów peryglacjalnych i ogromnym ożywieniem się zmywania starszych pokryw czwartorzędowych doprowadza do ponownego zasypania doliny drobnoziarnistymi piaskami rzecznymi. Tylko u podnóża stoków doliny pojawia się domieszka materiału grubszego.

Osady plejstocenu kończą piaski mułkowate lub pylaste pokrywające prawie cały teren z wyjątkiem doliny holoceńskiej, w której utworzyły się dwa słabo zaznaczające się tarasy, wysłane piaszczystymi namułami i młodymi torfami.

Z powyższego przykładu widać, że skromna dziś dolina Stradomki ma o wiele starsze założenia i składa się z zasypanych trzech dolin włożonych, z których dwie zostały wyrzeźbione w interglacjałach na miejscu jeszcze starszej doliny powstałej w czasach poprzedzających starsze zlodowacenie.

Dalsze poszukiwania pozwalają stwierdzić, że na obszarze dziś monotonnej niziny zbudowanej z iłów doggeru, kiedyś istniał cały system wąskich dolin o stromych zboczach, z wciętymi meandrami i ostańcami meandrowymi. Głębokość tych dolin dochodziła do 40-50 m poniżej obecnej powierzchni terenu.

Nie mniej skomplikowana, choć jeszcze nie opracowana w pełni, jest historia doliny Warty z jej trzema młodszymi tarasami akumulacyjnymi (2; 6; 10—12 m) dobrze widocznymi na odcinku przełomu koło Mirowa i bardziej zatartych w górnym biegu, gdzie dolinę komplikują duże stożki napływowe wychodzące z wyżyny Jury. Oprócz wymienionych Warta ma jeszcze starsze tarasy, na których osady rzeczne pokrywa glina zwałowa z dobrze rozwiniętymi w jej stropie krioturbacjami. Są wreszcie w pobliżu doliny powierzchnie bardziej wyniesione, gdzie pod szczątkami moreny leży stary kopalny less.

Lessy kopalne w okolicach Częstochowy są zresztą dosyć rozpowszechnione. Udało się je znaleźć w szeregu miejsc na stoku wzgórz oraz w wierceniach na terenie miasta. Przysypany piaskami i rezyduami pomorenowymi less tworzy duże płaty koło Siedlca i Jaskrowa. Razem z dolną gliną zwałową, przedplejstoceńskimi wietrzeliskami oraz niektórymi skałami podłoża koło Julianki i Mirowa bierze on udział w zaburzeniach glacitektonicznych w strefie marginalnej maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego, co definiuje pośrednio wiek tego lessu jako pochodzący ze starszych faz wymienionego glacjału.

Przebieg granicy maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego i stosunek czoła lodu do wyżyny Jury można prześledzić dość dobrze.

Od NE skraj lodu przywiera do orograficznie lepiej wyrażonych i stromszych odcinków wschodniego stoku wyżyny. Tylko miejscami i z dużym trudem pokonuje ono stromizny skał lub garbów podłoża, wywołując lokalnie dyslokacje lub spiętrzając jeden wał morenowy przy drugim. Postrzępionymi jęzorami lodowce wciskają się w doliny eksponowane prostopadle do kierunku ruchu lądolodu i zamykają je od dołu. W okolicach Złotego Potoku jest kilka przykładów tego rodzaju dolin zabarykadowanych w poprzek wałami moren czołowych lub z ich resztkami przyciśniętymi do stromszych skalnych ścian. Poziom, do którego dochodzą te moreny, w rzadkich przypad-

[2] Udział w tych pracach oprócz autora brali mgr J. Czarnik, (okolice Brzykowa koło Koniecpola), M. Węsierska (okolica Mokrzesza) i M. Uniejewska (okolice Mstowa). W poprzednich latach materiały dla terenu m. Częstochowy zbierał mgr J. Woźnicki.

kach nieznacznie przekracza wysokość 300—310 m npm.

Od N skraj lądolodu wdziera się na Jurę niewiele przechodząc za linię przełomu Warty między Częstochową a Mstowem. Nie tworzy tu on większych form akumulacyjnych, ale zaznacza się u podnóży wzgórz jurajskich dyslokacjami glacitektonicznymi i strzępami osadów morenowych. Za Częstochową czoło lądolodu śmiało wysuwa się daleko na S w kierunku Dolnego Śląska, dając szereg form akumulacji czołowomorenowej koło Wrzosowej, Kamienicy Polskiej, Siedlca itd. i nie dochodząc do kuesty jurajskiej, która zostaje jakby w cieniu, osłonięta przed inwazją lodu przez skośnie do kierunku jego głównego ruchu ustawioną ostrogę wyżyny jurajskiej.

Wielki język lądolodu posuwający się ku Nizinie Śląskiej, a więc w zasadzie na S, na swojej peryferii uzyskuje ruch ku E z małym odchyleniem na S (ESE) wskutek rozciekania się mas lodu na boki. Lodowiec usiłuje w taki sposób zbliżyć się ku kuście od W. Nie osiąga jednak tego celu zatrzymany zdala od kuesty, mniej więcej na linii Wrzosowa—Woźniki—Siewierz, przez wzgórza zbudowane z triasu środkowego, wapieni woźnickich, liasu i starszego doggeru.

Istnienie wskazanego wyżej kierunku ruchu lodu dokumentuje lokalny materiał morenowy pobrany na zachodzie i przeniesiony na E. Na przykład moreny czołowe koło Kamienicy Polskiej leżące na iłach doggeru zawierają duże ilości brył pobranych z serii kościeliskiej i łysiedkiej, nie występujących bardziej na północy, a których wychodnie leżą na W (W i WSW) od miejsc ich znalezienia. W okolicach Częstochowy wśród utworów morenowych stwierdza się bryły skał z doggeru na terenach występowania w podłożu jury białej, a więc i tu mamy kierunki transportu glacjalnego zbliżone do konstatowanych poprzednio.

Wyżyna Jury wyraźnie stanowi przeszkodę dla swobodnego ruchu lodowca, który ją pozostawia wolną, otaczając z dwu stron.

Po przytoczeniu powyższych faktów można przystąpić do próby rozważenia stosunków panujących na wyżynie Jury i jej otoczenia w okresie nasuwania się lądolodu starszego zlodowacenia.

Wyżyna Jurajska, jeszcze wówczas odsłonięta w całości, stanowiła dla ruchu lodowca niewątpliwie większą przeszkodę niż w czasie późniejszego zlodowacenia. W swoim marszu na S lądolód przez długi czas musiał ją omijać, aż wreszcie gdzieś na południu, już nieodaleko Krakowa, znowu znalazł warunki dogodne dla połączenia się jęzorów śląskiego i nidziańskiego. Wyżyna Jury, przynajmniej w części, stała się wtedy nunatakiem.

Istnienie takiego etapu w rozwoju zdarzeń w czasie zlodowacenia krakowskiego nie ulega wątpliwości. Wynika ono chociażby z praw ruchu lodu oraz z analogii z jego zachowaniem się w czasie zlodowacenia środkowopolskiego, kiedy lądolód starannie omijał Jurę. Istotny problem rozpoczyna się jednak dopiero nieco dalej.

Czy nunatak Jury istniał tylko epizodycznie, czy też przetrwał przez cały czas trwania starszego zlodowacenia w tej części Polski?

Wśród faktów wymienionych już poprzednio zwraca uwagę przede wszystkim zupełny brak głazów narzutowych w długiej strefie centralnej części wyżyny. Nie znane są tam również występowania glin zwałowych lub jakichkolwiek szczątków po jej rozmyciu. Nie ma więc bezpośredniego dowodu, że ta część wyżyny była pokryta przez lód.

Drugim istotnym momentem jest sprawa rzeźby zachowanej na tym obszarze. Pokryty zadziwiająco wysokimi skałkami teren na pewno nie stanowił dogodnego podłoża dla ruchu lodu, po którym mógłby on przejść nie naruszając poprzedniej rzeźby i nie podejmując usiłowań zmiany ukształtowania form terenu w powierzchnie bardziej odpowiadające warunkom ruchu lodowca. Należałoby więc tu w przypadku pokrycia Jury lodem spodziewać się, że na skalistych ścianach powstaną wygłady lodowcowe, że chociaż niektóre wzgórza zmienią swój kształt, że luźno stojące skałki zostaną poprzesuwane i powstaną liczne zaburzenia glacitektoniczne. Przecież te ostatnie, jak stwierdziłem koło Julianka niedaleko stacji Złoty Potok, tworzyły się i wtedy, gdy lodowiec na swojej drodze napotykał nawet stosunkowo nieduże garby zbudowane z kredy.

Tymczasem żadnego z tych przejawów pobytu lodu na Jurze nigdzie nie ma, a jest wręcz odwrotnie. Stare formy rzeźby z ostrymi turniami skalistymi zachowały się tu doskonale i pozostały nie naruszone.

Już tylko te argumenty przemawiają, moim zdaniem, wystarczająco na korzyść istnienia nunataka i jeszcze w jednym przypadku trzeba przyznać rację zapoznanym poglądom Walerego Łozińskiego, który przecież mówił już o tym przed przeszło 50 laty. Pogląd ten był słuszny chociaż uzasadnienie jego może pod pewnymi względami wymaga modyfikacji.

Jednym z głównych argumentów wysuwanych przeciwko koncepcji nunataka było, że lądolód przy swojej znacznej miąższości z łatwością mógł pokryć wyżynę Jury, której wysokość względna stanowiła nie więcej niż 1/3 lub 1/4 czy nawet jeszcze mniej w stosunku do grubości otaczającego ją lodu. Argument ten, który dawniej mógł się wydawać słuszny, obecnie bardzo stracił na swojej aktualności, gdyż dziś znamy wiele przypadków, w których nunataki leżą znacznie poniżej powierzchni lodu. Wielkie „oazy" Antarktydy otoczone ze wszystkich stron lodem często mają charakter „negatywnych nunataków" tworzących zagłębienia. Dla przykładu można przytoczyć, że ponad Oazą Bungera na Ziemi Królowej Mary, mającej przeciętnie wysokość 40—100 m npm od S i E lądolód już w bliskim sąsiedztwie wznosi się na wysokość 600—700 m. Jeszcze bardziej klasycznym, choć mniejszym „negatywnym nunatakiem" są skały Greis, okolone ze wszystkich stron znacznie wyżej sięgającymi ścianami lodu.

Nasza Jura, według mego poglądu, stanowiła również tego rodzaju wielki wklęsły nunatak, leżący poniżej powierzchni lądolodu i tworzący na tyle dużą jednostkę, że zasługuje na nazwę „Jurajskiej Oazy Śródlodowej".

Taka sytuacja wyżyny Jury w stosunku do lądolodu, tłumaczy jeszcze jeden bardzo istotny moment, trudny do wyjaśnienia w innym przypadku.

W jakiej sytuacji mogła nastąpić akumulacja piasków w obrębie Jury dochodząca miejscami do poziomu blisko 400 m npm, a więc znacznie wyższego niż najwyższe szczyty wzgórz leżących po obu stronach wyżyny? Jeszcze dziś mimo wyprzątnięcia ogromnych ilości piasków, tworzących u podnóża Jury wielkie stożki napływowe, zasypanie to jest bardzo znaczne. Do tego trzeba jeszcze dodać piaski wyniesione przez rzeki w ciągu długiego okresu od końca zlodowacenia krakowskiego do chwili obecnej. Z badań na Pustyni Błędowskiej wiemy, że wynoszenie piasków z Jury odbywało się w paru etapach, które można synchronizować z rozwojem wypadków począwszy od starszego interglacjału. Natomiast okazji do poważnego zwiększenia się ilości piasków na Jurze w ciągu tego czasu nie ma. Można by wprawdzie mówić o wędrówce wydm z W, ale praktycznie biorąc po skartowaniu szczegółowym Jury widać, że nie odgrywają i nie odgrywały one tu tak dużej roli, jak mogłoby się wydawać na pierwszy rzut oka. Liczne powierzchnie, na których rozwija się tu działalność eoliczna, powstały kosztem rozwiewania piasków zasypania lokalnego lub wspomnianych stożków napływowych. Ilość piasku odbywająca rzeczywistą wędrówkę eoliczną na dalsze odległości i tworzącą wały wydmowe jest tu stosunkowo nieduża, a zdecydowanie mniejsza na przykład od tych nagromadzeń piasku, które tworzą wydmy w północnej części niecki nidziańskiej w okolicach Koniecpola i Włoszczowej.

Całe powyższe rozważania mają na celu wykazać, że wiek zasypania Jury piaskami jest dosyć odległy w czasie i przypada na sytuację, w której wyżyna ta

była otoczona znacznie wyżej od niej leżącym lodem. Byłyby to zatem w głównej swojej masie piaski pochodzenia wodno-lodowcowego nagromadzone w czasie starszego zlodowacenia, kiedy wyżyna Jury tworzyła oazę śródlodową. Powierzchnia pierwotna tego zasypania nie była jednak wyrównana. Składało się ona mią szereg stożków napływowych, obecnie zupełnie już zniszczonych przez od dawna odbywający się i mający kilka faz znacznego ożywienia proces usuwania i przenoszenia piasków na sąsiadujące niziny leżące zarówno po zachodniej, jak i po wschodniej stronie wyżyny Jury.

Omawiając czwartorzęd Jury nie podobna pominąć przynajmniej niektórych zagadnień krasu Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, chociaż związane są one głównie z trzeciorzędem. Wiek tego krasu i określenie jego typu jest rzeczą bardziej złożoną, niż by się zdawało na pozór. Jedna rzecz nie ulega w każdym razie wątpliwości. Jest to kras bardzo stary, wielokrotnie odnawiający się w różnych warunkach klimatycznych i hydrologicznych. Dlatego ujmowanie go jako jakiś jeden określony typ krasu — nie jest słuszne.

Już w 1937 r. wykazałem, że piaski glaukonitowe albu i cenomanu w okolicy stacji Złoty Potok wypełniają kotły krasowe i otaczają istniejące przed albem wzgórza skałkowe. W dalszych latach tego samego rodzaju obserwacje miałem okazję zrobić na innych odcinkach Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, potwierdzając pogląd, że szereg rysów rzeźby Jury stanowią mniej lub bardziej zrujnowane fragmenty rzeźby sprzed transgresji górnokredowej, odgrzebane później spod osadów tego wieku.

Dla albu i cenomanu można udowodnić, że teren ten stanowił przez pewien czas wybrzeże typem swoim zbliżone do dalmatyńskiego, w pierwszym etapie rozcięte głęboko w ląd wchodzącymi zatokami, a następnie w miarę postępu zalewu — archipelag skalistych wysp o charakterze krasowym.

W świetle tych spostrzeżeń początek rozwoju zjawisk krasowych na Jurze przypada na dolną kredę, a nawet może na najwyższą część jury. Rozpoczęły się więc one od pierwszego momentu wynurzenia się tego obszaru z morza malmu. Z analizy morfologicznej resztek powierzchni przedkredowej można wnosić, że już w tym czasie istnieje część skalistych monadnoków i wyżyn zbudowanych z górnorauracklich wapieni płytowych, które wznoszą się nad poziom morza cenomanu i zalane zostały dopiero w dalszej fazie transgresji kredowej w ciągu dolnego senonu. Na górną kredę przypada więc początkowo znaczne ograniczenie powierzchni wystawionej na działanie zjawisk krasowych, a później nawet zupełne ich przerwanie.

Trzeciorzęd dla całego obszaru częstochowskiej części wyżyny jurajskiej odpowiada fazie kontynentalnej. Tylko na południu w ciągu miocenu na skraj wyżyny wkracza morze, datując na ten czas powstanie szeregu dużych dolin rozcinających wyżynę.

Nie ma wątpliwości, że przez cały trzeciorzęd na wapieniach wyżyny Jury rozwijają się zjawiska krasowe w warunkach klimatu ciepłego, a nawet tropikalnego.

Po zapoznaniu się w 1956 r. z krasem południowych Chin (prowincja Kuangsi) i Wietnamu (archipelag Faj-Tsi-Long, góry Naj-Dong-Loj) nie miałem wątpliwości, że część form naszej Jury, a przede wszystkim wielkie monadnoki wapienne z rafowych wapieni skalistych rauraku mają założenia, które musiały powstać w warunkach krasu tropikalnego. Zgadzam się też pod tym względem z Klimaszewskim. Jest to zresztą prosta konsekwencja poglądu na nasz kras jako na kras stary, rozwijający się przez cały trzeciorzęd, w czasie którego, jak wiemy z danych paleobotanicznych, w pewnych okresach panował klimat zbliżony do tropikalnego. To powiązanie form naszego krasu z klimatem tropikalnym jednocześnie wskazuje na jego bardzo czynny rozwój w ciągu starszego trzeciorzędu[3].

Wśród wzgórz wyżyny Jury, na stokach wyniosłości lub w częściach obniżeń nie pokrytych przez piaski czwartorzędowego zasypania znane są bardzo liczne wielkie kotły pochodzenia krasowego wypełnione jaskrawoczerwonymi lub pomarańczowymi piaskami żelazistymi eksploatowanymi w wielu miejscach na piaski formierskie. Swoim kolorytem zdradzają one niedwuznacznie powstanie w klimacie gorącym. Ponieważ leżą one na wapieniach jurajskich i są związane z cyklem tworzenia się osadów lądowych — uznaje się je za trzeciorzędowe. W tym przypadku trzeba jednak wyjaśnić, skąd wzięły się na wapiennej wyżynie Jury w czasie trzeciorzędu tak znaczne ilości piasków kwarcowych i towarzyszących im w wielu przypadkach żwirów. Źródło ich upatrywane jest w skałach karbonu oraz dolnej i środkowej jury. Transport dużych ilości materiału terygenicznego wymaga jednak odpowiednich stosunków hypsometrycznych, a więc zachodzi w tym przypadku potrzeba przyjęcia, że obszar występowania skał macierzystych dla tych piasków leżał znacznie wyżej niż wapieni malmu, a obecnie istniejąca pełna zmiana stosunków wysokościowych nastąpiła dopiero później. Wymagałoby to albo przyjęcia odpowiednich ruchów tektonicznych podłoża, albo założenia, że cały proces tak zasadniczego odwrócenia rzeźby w wyniku rozwoju procesów erozyjnych odbył się w krótkim okresie na schyłku tortonu. Wynikałby z tego również młody, późnotrzeciorzędowy wiek utworzenia się kuesty jurajskiej.

Tymczasem kuesta jurajska powstała wcześniej, gdyż dyslokacje mioceńskie przesuwają już istniejący jej próg. Wyżyna Śląska, choć wzniosiła się częściowo wyżej niż obecnie, nie leżała wyżej od Jury, bo morze tortonu wdziera się na teren Śląska znacznie dalej. Powierzchnię współczesną do tej na której powstawały na Jurze obniżenia wypełnione czerwonymi piaskami, na obszarze zagłębia wyznaczają podobne kotły krasowe na powierzchni triasu wypełnione nie identycznymi, ale analogicznymi utworami, wśród których obok różnorodnych glin wietrzeliskowych są również jaskrawopomarańczowe i ceglastoczerwone piaski. Utwory te według Hrebnickiego występują na poziomach od 260 do 380 m npm. Na Jurze natomiast w większości przypadków spotykamy je wyżej.

Od czasu ruchów mioceńskich nie notujemy przemieszczeń, które zmieniałyby w sposób gruntowny wzajemne położenie terenu zagłębia w stosunku do Jury. Trzeba więc stanąć na stanowisku, że obecnie istniejący układ wysokościowy tych obszarów nie uległ zasadniczej przebudowie w czasie znacznej części neogenu, a przynajmniej w swoich głównych rysach jest od niego starszy.

Źródła piasków i żwirów na Jurze trzeba więc szukać gdzieindziej. Przychodzą tu z pomocą obserwacje zrobione przede wszystkim w środkowej części wyżyny. W łomach wapieni jurajskich koło Julianki widać dobrze, że cenomańskie piaski glaukonitowe, których wiek jest udokumentowany obfitą fauną, wypełniające stare kotły krasowe — w górnej części są zmienione i zaczerwienione. Przejścia od piasków glaukonitowych do typowych piasków czerwonych, niewątpliwie trzeciorzędowego wieku, widać również i w wielu innych miejscach między innymi we wkopie prowadzącym do domu w Siedlcu koło Złotego Potoku.

Na podstawie tych obserwacji można dojść do wniosku, że w szeregu przypadków czerwone piaski żelaziste są wtórne zmienionymi piaskami glaukonitowymi albu i cenomanu leżącymi w miejscach ich pierwotnego osadzenia.

Są jednak i inne wypełnienia kotłów, w których piaski żelaziste są ułożone w sposób bardzo złożony na przemian z warstwami białych i czerwonych glinek. Są to również piaski pochodzące z osadów kredowych, ale już na wtórnym złożu przeławicone

[3] O rozwoju krasu przed neogenem świadczy natrafiona przez wiercenie w Zakrzowie Wielkim koło Radomska jaskinia już wypełniona gytią, z której L. Jakubowska oznaczyła dolnomioceńskie lub środkowomioceńskie sporomorfy.

produktami zmywania wietrzelisk. Towarzyszą im niekiedy żwiry kwarcowe pochodzące również z przemytych utworów cenomanu.

Drugi rodzaj utworów, wypełniających szczeliny i mniejsze kotły krasowe stanowią oryginalne piaskowce i zlepieńce o lepiszczu kalcytowym znane m. in. z Błeszna pod Częstochową, Blanowic koło Zawiercia i szeregu innych miejsc. Należą one niewątpliwie do młodszego cyklu. Jednak występujący w nich materiał klastyczny wykazuje segregację zbliżoną do piasków morskich. Wydaje się więc, że są to również resedymentowane wtórnie piaski i żwiry pochodzące z rozmycia piaszczystych utworów kredowych.

Odgrzebywanie powierzchni jury spod pokrywy utworów kredowych w północnej części wyżyny jest bardziej zaawansowane niż w środkowej i południowej, gdzie resztek kredy zachowało się o wiele więcej niż na ogół się sądzi.

Ciekawą próbę ujęcia kolejnych faz rozwoju zjawisk krasowych w ciągu neogenu, głównie na podstawie obserwacji z obszaru położonego na N od Częstochowy, zrobił ostatnio Z. Mossoczy. Stara się on powiązać zmiany klimatu, zmiany poziomów wód gruntowych, rodzaj wietrzelisk oraz utworów wypełniających szczeliny i większe próżnie krasowe z fazami cementacji krasowej. Duże ożywienie w procesie powstawania jaskiń, jego zdaniem, przypada na helwet i schyłek środkowego tortonu w związku z impulsami tektonicznymi przyczyniającymi się do powstania nowych sieci spękań.

Do najstarszych Mossoczy zalicza szczeliny zapełnione żółtą gliną i następnie scementowane kalcytem, które zostały później przecięte systemami jaskiń i w dalszym etapie wypełnione przez piaski i żwiry również spojone kalcytem.

Wśród utworów wypełniających zagłębienia krasowe rozróżnione są serie glin białych, czerwonych (terra rossa) i brunatnych. Gliny białe przez analogię z glinkami towarzyszącymi węglom brunatnym okolic Ożarowa pod Wieluniem uznane zostały za górnomioceńskie, powstałe w klimacie bardzo wilgotnym przy silnym rozwoju roślinności. Terra rossa należy do pliocenu. Datują ją szczątki fauny górnopliocenskiej z Rębielic Królewskich i bogata fauna brekcji kostnych z Węży sięgająca do środkowego pliocenu.

Brunatne margliste gliny stanowiące już ostatni poziom wietrzelisk przed inwazją lodowców i według znalezisk z Kamyka zawierają faunę drobnych gryzoni z wczesnego plejstocenu.

W ciągu pozostałej części plejstocenu zarysy skałek jurajskich uległy małym zmianom. W środkowej części pasma nie odegrała żadnej roli egzaracja lodowcowa, której ślady są tylko w północnej części Jury między Częstochową a Wieluniem. Nie naruszyły ich również w większym stopniu procesy peryglacjalne, a ślady kongelifrakcji i kongeliflukcji spotyka się zwykle tylko u ich podnóża lub na płaskich powierzchniach wyniosłości zbudowanych z mniej odpornych skał.

Małą skalę zmian, które zaszły na skałkach w ciągu czwartorzędu, potwierdzają zresztą jaskinie zamieszkałe przez człowieka już w starszym paleolicie, których ogólna sytuacja nie uległa większym zmianom, a ich wyloty przesunęły się w nieznacznych granicach.

O stratygrafii i składzie utworów czwartorzędowych zasypujących obniżenia wyżyny Jury pewne poglądy pozwala sobie wyrobić profil jednej z dolin typu wodącej w okolicach Włodowic, leżącej w pobliżu kuesty jeszcze w strefie, gdzie rzadko pojawiający się materiał pochodzenia skandynawskiego umożliwia datowanie okresu starszego zlodowacenia.

Wyróżnić tu można pięć poziomów leżących poniżej wyniosłości wyżyn. Najwyższy z nich tworzy słabo pochyloną powierzchnię zbudowaną z wapieni jurajskich pokrytych gruzem z odłamków wapieni przemieszanych z glinami wietrzeniowymi i z objawami zaburzeń mrozowych. Kilka metrów niżej leży najszerzej rozwinięty poziom akumulacyjny odpowiadający okresowi maksymalnego zasypania piaskami z licznymi bryłami wapieni o powierzchniach silnie zniszczonych i bardzo rzadkimi zwietrzałymi głazikami skandynawskimi. Dalsze niżej leżące poziomy notują już okresy bardziej przyspieszonego i zwolnionego odgrzebywania.

Główny poziom zasypania rozcina dolina erozyjna wypełniona dość drobnymi piaskami falisto i smugowo warstwowanymi, z powierzchniami rozmywania, w których górnej części pojawiają się przewarstwienia pylaste oraz zaburzenia inwolucyjne i spływowe. Strop ich jest silnie rozmyty i pokryty przez piaski bardziej gruboziarniste, nie warstwowane z licznymi krzemieniami i bryłkami wapieni. Są to produkty soliflukcji i zmywania z wyżej leżącego poziomu, które kończą okres zapełniania dolin wyciętych w czasie starszego interglacjału. Utwory leżące niżej są osadami wodących. W końcowej fazie tworzenia się już otrzymują one dopływ przemytego materiału lessowego, o którym wiemy, że gromadził się obficie przed maksymalnym stadium zlodowacenia środkowopolskiego.

Opisany wyżej poziom ponownie jest rozcięty przez płaskodenną dolinę wodącej, zapełnioną następnie piaskami warstwowanymi, w których spągu znajduje się dobrze wyrażona gleba bielicowa. Ten trzeci już z kolei poziom akumulacji przecina młoda dolina, na której dnie wytworzyły się jeszcze drobne tarasy holoceńskie i progi odmłodzenia.

Historia czwartorzędu Jury w świetle opisanego profilu w skrócie przedstawia się jako trzy fazy usuwania produktów zasypania z czasów „Oazy Śródlodowej" przerywane okresami akumulacji powstającej w wyniku naidmiernie wzmożonego dopływu materiału do wodących. Starszą fazę tej akumulacji kończą osady wskazujące na rozmywanie tworzących się w pobliżu pokryw lessowych i nieszące objawy peryglacjalne, które odpowiadają zapewne zlodowaceniu środkowopolskiemu. Podobny przebieg zjawisk, ale na znacznie mniejszą skalę powtarza się również w czasie ostatniego zlodowacenia. Postglacjał — jak dotychczas zaznacza się trwającym rozwojem erozji.

Zupełnie inny przebieg rozwoju wypadków w czasie czwartorzędu mamy na obszarach położonych na E od wyżyny Jury. Dla podkreślenia tego kontrastu zaczniemy przegląd od terenów leżących na E i N od Przyrowa i Koniecpola, gdzie zlodowacenie środkowopolskie wkroczyło do północnej części niecki nidziańskiej.

Na silnie zerodowanej powierzchni senonu, z płaskimi rozległymi kulminacjami i rzadkimi głębiej wciętymi dolinami, czwartorzęd rozpoczyna się serią nieznaną na W od Jury. W największym obniżeniu, leżącym w sąsiedztwie Pilicy, znajdujemy kilkumetrową serię bezwapiennych niewarstwowanych, szaroniebieskawych mułów w dolnej części z cienkimi przewarstwieniami piaszczystymi. Stanowią one osady zbiornika wodnego, który wypełniał jakąś starą dolinę. Na niszczonej powierzchni tych mułów spoczywa półmetrowa warstwa torfu pokryta przez skośnie warstwowane piaski kwarcowe. Jest to seria staroplejstoceńska poprzedzająca ingresję lodowców z północy. Nad nią oddzielone powierzchnią erozyjną leżą zielonawoszare muły, przedzielone na dnie warstwy wkładem piasku, w którym po raz pierwszy spotyka się żwir ze skał pochodzenia skandynawskiego oraz ślady zaburzeń mrozowych. Seria ta ma już znacznie większe rozprzestrzenienie niż poprzednia i pokrywa nie tylko obniżenia, ale i garby kredowe, których kulminacje nie przekraczają 250 m npm. Są to osady już drugiego z kolei na tym terenie zbiornika wodnego o wiele bardziej rozległego niż pierwszy, który wypełniał tylko stare doliny.

Zerodowaną powierzchnię tych mułów pokrywa glina zwałowa zlodowacenia krakowskiego zachowana dużymi płatami na niższych garbach kredowych lub skrawkami leżącą na stokach większych wyniosłości. Starszy interglacjał zaznacza się jedynie silną erozją, niszczącą dolną glinę morenową oraz

osadami rzecznymi z warstwowaniem wskazującym na odpływ wód ku NE.

Zlodowacenie środkowopolskie, które tu dochodzi przy swoim maksymalnym zasięgu, ponownie jest poprzedzane powstaniem zbiornika wodnego. Pozostawia ono szereg wałów moren czołowych o kierunku południkowym oraz na ich zapleczu górną glinę zwałową tworzącą prawie zwartą powłokę, spod której w niewielu miejscach ukazuje się podłoże.

Ostatni glacjał zaznaczył się tylko powstaniem piaszczysto-pylastych utworów pokrywowych i dużym rozwojem zaburzeń mrozowych. Doliny rzeczne ponownie zostały zaakumulowane, a późniejsze postglacjalne odgrzebywanie posunęło się jeszcze nieznacznie, tak że Pilica poniżej Koniecpola płynie płytką doliną z ledwie zaznaczającymi się tarasami wyścielonymi holoceńskimi madami i torfami.

Obraz czwartorzędu tego terenu uzupełniają jeszcze liczne wydmy paraboliczne o formach dojrzałych, często wtórnie rozwiewane. W niektórych przypadkach przecinają je młode cieki, w innych znowu na odwrót widać, że postęp wydm stał się przyczyną ich zmian. Spowodowały one nawet parokrotne przesunięcia biegu Pilicy.

Zupełnie inaczej wyglądają okolice położone na S od Koniecpola w kierunku Lelowa i Szczekocin. Dolina Pilicy oprócz zalewowego ma tam trzy wyższe dobrze wyrażone tarasy akumulacyjne o wysokościach względnych 4; 7—8 i 10—11 m. Dwa górne spośród tych tarasów, które nie towarzyszą Pilicy poniżej Koniecpola, szerokimi powierzchniami starych dolin kierują się prosto ku N do Garnka i Gidel, gdzie łączą się z tarasami Warty. Obecny górny bieg Pilicy stosunkowo niedawno był jeszcze jednym z dopływów Warty, a w starszych fazach rozwoju sieci rzecznej łączył się z Nidą. W omawianej strefie jest zresztą wiele martwych, zawieszonych i porzuconych dolin wskazujących na liczne zmiany biegów większych i mniejszych rzek. Czas, w którym odbywają się te przeciągnięcia, przypada już na okres po utworzeniu się 8-metrowego tarasu Pilicy. Akumulacja tego tarasu, sądząc z występujących na jego powierzchni kriloturbacji, zakończyła się współcześnie z ostatnim zlodowaceniem. Wiek więc większości tych zmian biegu rzek byłby zatem już postglacjalny.

Na wyższych poziomach ponad Pilicą, leżących 16—18 m nad obecnym dnem doliny, powierzchnia jest pokryta płaszczem piasków spływowych z licznymi krzemieniami i odłamkami skał lokalnych oraz rzadkim żwirem ze skał skandynawskich. W utworach tych występują ślady po klinach lodowych. Niżej leżą lessy przemyte z dwoma poziomami krioturbacji, a jeszcze głębiej less starszy i dolna glina zwałowa miejscami podesłana przez iły wstęgowe i piaski.

Na sąsiedniej wyżynie lessowej, łączącej się w jedną całość z tzw. lelowskim płatem lessów, stwierdza się również resztki starszego lessu gliniastego, zbitego, z dużymi i masywnymi konkrecjami wapiennymi do 10 cm średnicy. Górna jego część nosi ślady wietrzenia i odwapnienia, intensywnej soliflukcji, zaburzeń mrozowych oraz rozmywania i wtórnego przerobienia. Różni się on zdecydowanie od wyżej leżącego lessu młodszego, od którego w żadnym ze znanych miejsc nie jest oddzielony glebą kopalną z zachowanym poziomem humusowym.

Młodszy less jest często przerobiony już wtórnie i poza centralnymi częściami wyniosłości rzadko zachowuje swoją pierwotną strukturę. Usuwanie z niego węglanu wapnia już jest bardzo zaawansowane. W wielu przypadkach ujawnia on różnego rodzaju warstwowania i częste przeławicenia piaszczyste. Znaczna jego część została już zmyta i wyniesiona poza obręb wyżyny, u której podłoża tworzy on stożki napływowe złożone z pięknie warstwowanych piasków na przemian z warstewkami lessu. Utwory tego rodzaju są specjalnie ładnie rozwinięte na W od Lelowa. Mimo tego niewątpliwie dużego stopnia zniszczenia młodszego lessu nie ma wątpliwości, że teren, na którym odbywała się jego sedymentacja, był bardziej ograniczony niż lessu starszego, którego pierwotny zasięg był znacznie większy.

Kończąc przegląd czwartorzędu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów w strefie leżącej przeważnie już na zewnątrz zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego widzimy, że mimo dużego zróżnicowania regionalnego i facjalnie innego wyrazu we wszystkich przypadkach stwierdzamy podobny bieg wypadków: czterokrotnie powtarzające się okresy erozji i przedzielające je trzy duże okresy akumulacji, kończącej się w warunkach sprzyjających powstawaniu zaburzeń mrozowych lub wręcz utworami morenowymi. Tylko w dolinach większych rzek okresy te rozkładają się na więcej faz, znajdujących swoje odbicie w zróżnicowaniu na odpowiednią ilość tarasów.

SUMMARY

The limestone region of Częstochowa has a complicated development. There is an interference of the old Cretaceous karst, that emerges from beneath the Cenomanian and Albian sediments, with the karst Palaeogene and the mediterranean Neogene one.

Terra rossa and bone breccia with abundant fauna of mammals is formed in Pliocene, and brown weathering clay with fauna of rodent animals in the Lower Pleistocene. The Jura Region formed a nunatak beneath the glacier level, and was partly covered with sand of glacifluvial accumulation, during the Cracow Glaciation. Valleys in the region were dammed with end moraines, during the Middle Pollish Glaciation. The valleys formed before the glaciations, as canyons till 50 m deep, posses its period of accumulation, that finished in peryglacial conditions, or moraine sediments. The deepening of the valleys and its fulfilling took place three times. Abundant captures changed the ancient pattern of river streams.

РЕЗЮМЕ

Известняковая возвышенность Юры характеризуется сложным строением. Карстовые формы, развивающиеся здесь от нижней юры и обнажающиеся из под отложений сеномана и альба, соединяются с карстом палеогена, носящим тропический характер и неогеновым карстом средиземноморского типа.

В плиоцене образуется здесь терра росса и костяная брекчия с обильными остатками млекопитающих. Бурые глины выветривания с остатками мелких грызунов представляют старший плейстоцен. В период краковского оледенения возвышенность Юры образует нунатак, располагающийся ниже окружающей поверхности льда и одновременно подвергается сильному засыпанию песками водно-ледниковой аккумуляции. Центральнопольское оледенение достигает края возвышенности, загораживая основной мореной её долины и, разделенное ею на две крупные ветви, окаймляет её с двух сторон. Долины, образовавшиеся в виде каньонов глубиной до 50 м ещё до оледенения, в четвертичное время претерпевают периоды аккумуляции, завершающейся в перигляциальных условиях или же моренными образованиями. Углубление и заполнение долин в более крупном масштабе повторяется трижды. Частые перехваты рек, происходившие уже после последнего оледенения, в большой степени изменили направление их течения.