

Ryszard MOLAS

**Próba rekonstrukcji zmian granic klimatycznych Sahary
dla okresu 70—20 tysięcy lat temu**

Попытка реконструкции изменений климатических границ Сахары
для времени 70—20 тысяч лет назад

Proposal of Reconstructed Changes of Sahara Climatic Borders
at 70,000 to 20,000 Years Ago

W ostatnich kilkunastu latach obserwujemy duży postęp w badaniach czwartorzędu Sahary. Wyniki prac terenowych, zawarte w dostępnej autorowi literaturze geograficznej i geologicznej, skłoniły do podjęcia próby paleogeograficznej rekonstrukcji zmian zasięgu i położenia saharijskiej strefy suchej. Dotychczasowe wyniki badań pozwalają na rozważania paleoklimatologiczne dla stosunkowo niewielkiego okresu 70 tysięcy lat. Dla najlepiej udokumentowanego okresu ostatnich 20 tysięcy lat odnoszą się prace syntetyczne Rognona (1976, 1980). Dane dla 70—20 tys. lat B.P. nie zostały w dostatecznym stopniu opracowane. W niniejszej pracy przytoczono najlepiej datowane fakty, świadczące o zmianach klimatu. Pozwalają one na orientacyjne odtworzenie dawnych granic Sahary, wyznaczonych umownie roczną izohietą 200 mm. Trzeba zaznaczyć, że dokładność paleogeograficznych rekonstrukcji dla omawianego okresu w dużym stopniu zależy od dokładności oznaczania bezwzględnego wieku osadów. Dotyczy to zwłaszcza okresu 70—40 tys. lat B.P.

SAHARA 70—40 TYSIĘCY LAT TEMU

Zmiany zawartości izotopu tlenu O^{18} w rdzeniach lodowych z Camp Century na Grenlandii i z Wysp Devon (Fisher 1979) wskazują na wyraźne ochłodzenie klimatu związane z ostatnim zlodowaceniem od ponad 70 tys. lat B.P. Ochłodzenie to zanotowano także w rdzeniach z Antarktydy (Johnsen i in. 1972). Około 60 tys. lat B.P., po cieplejszych, krótkotrwałych okresach Amersfoort, Brörup, Odderade, ochłodzenie klimatu było znaczne. W tym czasie nastąpił wyraźny wzrost lodolodów półkuli północnej. 70—60 tysięcy lat B.P. zlodowacena była praw-

dopodobnie część Wysp Brytyjskich (Lockwood 1979), chociaż niektórzy angielscy badacze utrzymują, że zlodowacenie zaczęło się tam później, bo około 50 tysięcy lat B.P. (Galon 1977).

Badania stosunku izotopów O^{18}/O^{16} w skorupach morskich otwornic (Foraminifera) potwierdziły ochłodzenie ok. 70 tys. lat B.P. Temperatura wód oceanicznych mogła obniżyć się wówczas do wartości bliskich spadkowi w czasie maksimum ostatniego zlodowacenia. Wyraźne ochłodzenie wód powierzchniowych zaznaczyło się w Oceanie Spokojnym, Indyjskim, w Morzu Śródziemnym i Karaibskim. Około 60 tysięcy lat B.P. znaczny spadek temperatury nastąpił na półkuli południowej w Oceanie Indyjskim (31° szerokości geograficznej południowej). Był on szczególnie wyraźny u południowo-wschodnich wybrzeży Afryki, gdzie osłabła działalność ciepłego prądu morskiego Agulhas (Duplessy 1980). Chłodniejsze były też wody Prądu Somalijskiego (Flohn 1980). Z analizy osadów Morza Arabskiego u wybrzeży Afryki i Półwyspu Arabskiego wynika, że wyraźne ochłodzenie nastąpiło 72–58 tys. lat B.P. (van Campo i in. 1982).

Około 55 tys. lat B.P. wody oceaniczne były nieco cieplejsze. Na nieznaczne ocieplenie wskazuje zawartość O^{18} w lodach Grenlandii. W Wielkiej Brytanii wyróżniany jest w tym czasie interstadiał Chelford. Około 50 tys. lat B.P. nastąpiło tam jednak wyraźne ochłodzenie i rozwój lądolodu (Lockwood 1979). Krzywa z Camp Century wskazuje na względne ochłodzenie 45–40 tys. lat B.P. Wody Prądu Somalijskiego ochłodziły się ok. 38 tys. lat B.P. (Flohn 1980). Później klimat był nieco cieplejszy, o czym świadczą wiele danych.

Diagramy pyłkowe z Macedonii i Holandii wyraźnie wskazują na trzy okresy ciepłe przed początkiem pleniglacjału (Wijmstra 1980). Odpowiadają one interstadiałom Amersfoort, Brörup, Odderade, a zaznaczyły się większym udziałem pyłków drzew w osadach. Później w Holandii roślinność gwałtownie zanika i ustępuje polarnej pustyni. W Macedonii zaznacza się przewaga roślinności stepowej, która zajmuje miejsce lasów. Okres ten odnieść należy do silnego ochłodzenia 60 tys. lat B.P. W środkowym Würmie diagramy pyłkowe wskazują na kilka ociepleń odpowiadających brytyjskiemu kompleksowi interstadialnemu Upton Warren (Hengelo, Denekamp). Kilka faz cieplejszych pomiędzy fazami Würm II i Würm III zaznaczyło się także we Francji (Hervieu 1975).

W wielu regionach stwierdza się, że po silnym ochłodzeniu na początku ostatniego zlodowacenia, zaznaczonym rozwojem lądolodu skandynawskiego (i to zapewne na dużą skalę), nastąpiło wyraźne ocieplenie klimatu. Ocieplenie to o charakterze długiego interstadiału, a według niektórych badaczy o cechach nawet interglacjału, zaznaczyło się w środkowym Würmie na obszarze całej Europy (Galon 1977). Ciepły okres Karuküla (Raukas i Serebryanny 1972) we Wschodniej Europie odpowiada angielskiemu Upton Warren.

W Polsce po nasunięciu lądolodu stadiału szczecińskiego na początku Würmu (Mojski 1982) zapanowały cieplejsze warunki klimatyczne interglacjału gruzdzickiego (Drozdowski 1979). Na południu kraju zaznaczyły się one glebami interstadialnymi (Wojtanowicz i Buraczyński 1975/76).

SAHARA POŁUDNIOWA, OBSZAR SAWANN

Na początku ostatniego zlodowacenia w obszarze na południe od Sahary klimat uległ osuszeniu. W strefie dzisiejszych sawann zaczęły rozwijać się wydmy. Odnotowuje się wysychanie jezior i wzrost materiału

eolicznego w osadach jeziornych. Wyraźnie zmniejszył się zasięg jeziora Czad. W północno-wschodniej Nigerii i w północnym Kamerunie utworzył się tzw. „starszy erg”, sięgający 10—11° szer. geogr. pn. (Pias 1970). Porośnięty obecnie trawami i krzewami zbudowany jest z wydm podłużnych o wysokości 5—10 m, zorientowanych NE—SW. Czerwonobrunatne piaski wydmowe pochodzą z osadów facji kontynentalnej określonej powszechnie w literaturze jako „continental terminal”. Według Duranda i Mathieu (1980) okres suchy, poprzedzający tworzenie się rozległej delty Szari i Logone, zaznaczył się ponad 65—50 tys. lat B.P. Wtedy to mogły rozwinąć się wydmy starszych ergów, znane na obszarze całego Sahelu. Uformowały się one w Kordofanie (tzw. quezy lub qoz), w północnym Senegalu (erg Ferlo), w Mauretanii i w Mali (wydmy alab), w Nigrze (Grove 1958). Czerwonobrunatne wydmy podłużne (alab) zatamowały w rejonie śródlądowej delty rzekę Niger (Grove i Warren 1968). Zespoły wydm w Górnej Wolcie i w zachodnim Nigrze datowano na okres sprzed 40 tys. lat (Michel 1977). Pochodzą one więc z początku ostatniego zlodowacenia. W stosunku do dzisiejszych, średnie roczne opady na obszarze sawanny wilgotnej zmalały wówczas o około 700 mm. Podczas kolejnego, silnie zaakcentowanego okresu suchego (w czasie maksimum ostatniego zlodowacenia w Europie), średnie roczne opady były mniejsze o 400 mm (Michel 1977).

W Kamerunie (rejon doliny Benue) zaznaczył się suchy i półsuchy Dourmien (Hervieu 1970). U podnóży erodowanych stoków górskich tworzyły się powszechnie „glacis” akumulacyjne. Są wszelkie dane ku temu, by okres ten łączyć z początkiem ostatniego zlodowacenia. W kotlinie Afar wyschło w tym czasie jezioro Abhe I (Gasse 1977). Suchy klimat mógł tam panować do około 40 tys. lat B.P., kiedy to pojawiło się jezioro Abhe II. Być może jezioro to istniało trochę wcześniej, co oznaczałoby, że wcześniej zakończył się okres suchy.

W Kanem, na północ od jeziora Czad, suchy klimat panował do około 42 tys. lat B.P. (Servant i Servant 1970). Można więc przypuszczać, że ok. 43 tys. lat B.P. południowa granica Sahary przebiegała mniej więcej na tej samej szerokości geograficznej co obecnie (15°N).

W strefie sawann klimat wilgotny zapanował trochę wcześniej, prawdopodobnie od ok. 50 tys. lat B.P. Około 50—40 tys. lat B.P. tworzyła się bowiem delta Szari i Logone o powierzchni 40 tys. km². Olbrzymi kompleks bagien i obszarów podmokłych na południe od jeziora Czad przypominał śródlądową deltę Nigru w Mali (Durand i Mathieu 1980). Wyschnięte rzeki sawann ponownie niosły wodę, a obszary ruchomych piasków (starsze ergi) opanowane zostały przez roślinność.

SAHARA PÓLNOCNIA

Sahara północno-zachodnia na początku zlodowacenia Würm była wilgotniejsza niż obecnie. Świadczą o tym osady jeziorne sprzed 65—60 tys. lat (Alimen 1976). Także osady głębokomorskie u zachodniego wybrzeża Afryki w pasie 27—20° N wskazują na wilgotniejsze warunki klimatyczne na kontynencie. Stosunkowo mała jest bowiem dla tego okresu zawartość pyłu pustynnego (Diester-Haas 1976). Wilgotniej było na atlantyckim wybrzeżu Maroka. Jak wskazują na to osady dolin rzecznych i procesy morfogenetyczne, początek Soltanien, korelowany z regresją post-ulżańską (post-Ouljen) był wilgotny (Weisrock i Rognon 1977).

Coque (1970) łączy formowanie powierzchni zrównania podstokowego (głasic 2) w południowej Tunezji z okresem wilgotniejszym niż obecnie, zbiegającym się z rozwojem kultur lewaluasko-mustierskich. Początek fazy wilgotnej miał miejsce wcześniej niż 46 tys. lat B. P. (van Zinderen Bakker 1969).

Także w Cyrenajce zaznaczyło się zwilgotnienie klimatu. Wystąpiło ono w czasie obniżenia się średnich zimowych temperatur do około 0°C (procesy mrozowe). Okres wilgotny i chłodny datowany jest tam na 50—43 tys. lat B. P. (Hey 1963, Coque 1970).

O wilgotniejszych niż dzisiaj warunkach klimatycznych na początku ostatniego zlodowacenia w Basenie Morza Śródziemnego, w tym także w północnej Libii, Egipcie i na Bliskim Wschodzie pisał Butzer (1975). Okres rozwoju kultur lewaluasko-mustierskich został nazwany pluwiałem także dla północnych krańców Afryki. Na uwagę zasługuje fakt, że formacja osadów jeziornych Lisan w rejonie Morza Martwego powstała 70—60 tys. lat temu (Bull i Schick 1979).

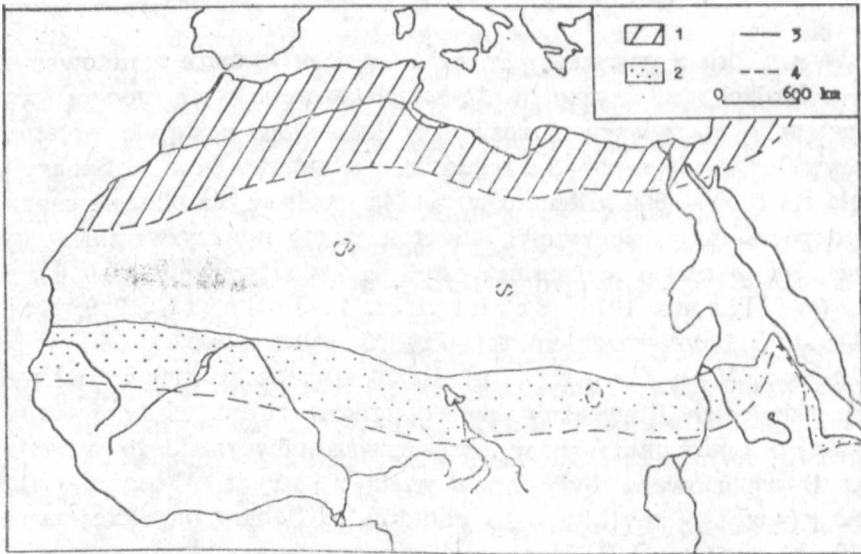
Jak wskazują osady jeziorne i szybkie rozprzestrzenienie się kultur mustierskich, w południowym Egipcie wczesny Würm był wilgotny. W Bir Tarfawi i Bir Sahara koło Nabta Playa utwory sedymentacji jeziornej przykryte zostały piaskami eolicznymi i wydhami uformowanymi w warunkach suchych. Daty uzyskane metodą C¹⁴ świadczą o tym, że okres wilgotny rozpoczął się tam wcześniej niż 45 tys. lat B. P. Pustynia pokryła się roślinnością typu suchej sawanny z dużym udziałem traw. W stanowiskach mustierskich znaleziono kości białego nosorożca (*Ceratotherium sinum*), osła (*Equus asinus*), bawołu (*Homoiceras antique*) i antylop. Warto podkreślić, że okolice Bir Tarfawi i Bir Sahara zasiedlone były w ściśle ograniczonych przedziałach czasu, przypadających na okresy zwilgotnień klimatu (Wendorf i in. 1976). Przed epizodem mustierskim w południowym Egipcie zaznaczyły się wilgotne warunki klimatyczne związane z aszelem końcowym. Prawdopodobnie przypadają one także na wczesny Würm (Wendorf i in. 1977).

ZMIANY GRANIC SAHARY 70—40 TYS. LAT TEMU

W związku z powszechnym ochłodzeniem klimatu zanotowanym na obu półkulach (nie tylko w wysokich szerokościach geograficznych), a następnie w związku z rozwojem lądolodów nastąpiło przesunięcie saharyjskiej strefy suchej na południe. Południowa granica Sahary przesunęła się o 500—600 kilometrów. Klimat suchszy niż obecnie zapanaował prawdopodobnie na większości obszarów strefy międzyzwrotnikowej, podobnie jak w czasie maksimum ostatniego zlodowacenia 18—16 tys. lat B.P. (Williams 1975, Saruthein 1978, Heath 1979, Street 1981 i in.). Potwierdzeniem tej tezy są wyniki badań osadów Morza Arabskiego. Van Campo i in. (1982) stwierdzili duży udział pyłków roślin sahelskich i wyraźny spadek pyłków roślin strefy śródziemnomorskiej i podrównikowej w okresie wczesnowürmskiego ochłodzenia. Pyłki transportowane były przez wiatr z Afryki Wschodniej (latem) i z Azji (zimą). Suchy klimat na południe od Sahary najsilniej zaznaczył się 70—50 tys. lat B.P. Można wnioskować, że południowa granica Sahary była bardziej stabilna niż północna i że zmiany środowiska przyrodniczego były trwalsze od zmian na północy. Do tej pory nie opracowano dokładnej stratygrafii starych pokryw eolicznych w strefie sawann. Możliwe jest więc, że niektóre z obszarów dawnych pustyń piaszczystych kształtowane były wcześniej, podczas zlodowacenia Riss. Nie zmienia to jednak poglądu o osuszeniu tych obszarów na początku ostatniego zlodowacenia.

Na północnych krańcach Sahary i w górach Atlas było wilgotniej niż obecnie. Północna granica Sahary przesunęła się na południe mniej więcej w tym samym stopniu co południowa (ryc. 1). W związku z tym góry centralnej Sahary mogły otrzymywać większe niż dzisiaj opady w chłodniejszej porze roku. Wydaje się, że na północy pustyni zaznaczyło się kilka faz wilgotnych przedzielonych suchymi. Świadczą o tym chociażby dwa wyraźne okresy jeziorne na Saharze północno-zachodniej (Alimen 1976) i prawdopodobne dwa okresy jeziorne w północno-wschodniej części pustyni. W nawiązaniu do przybliżonych datowań okres suchy można korelować z ociepleniem w Wielkiej Brytanii około 55 tys. lat B.P.

Przesunięcie pustyni spowodowane było zmianą położenia stałych antycyklonów podzwrotnikowych. Front polarny przynoszący opady nad Atlantyku i Morza śródziemnego docierał w głąb Sahary. Front równikowy natomiast był mniej aktywny i nie sięgał latem tak daleko na północ jak obecnie.



Ryc. 1. Sahara w czasie pierwszego wielkiego nasunięcia lądolodu skandynawskiego ok. 60 tys. lat B.P.: 1 — klimat wilgotniejszy niż obecnie, 2 — klimat pustynny poza granicami dzisiejszej pustyni, 3 — granica Sahary wyznaczona umownie roczną izohietą 200 mm, 4 — prawdopodobny przebieg dawnej granicy pustyni Sahara during the first great advance of the Scandinavian ice sheet about 60,000 years ago: 1 — climate wetter than now, 2 — desert climate outside the present desert area, 3 — Sahara border delimited by the annual isohyet of 200 mm, 4 — probable extent of the ancient desert

SAHARA 40—20 TYSIĘCY LAT TEMU

Z badań rdzenia lodowego z Camp Century na Grenlandii wynika, że od 55 do około 33 tys. lat B.P. było cieplej niż na początku Würmu. Po krótkim ochłodzeniu około 40 tys. lat B.P. interstadiały Hengelo i Denekamp datowane są na 38 i 35 tys. lat B.P. Krzywa wahań temperatury wykreślona w oparciu o stosunek O^{18}/O^{16} wskazuje na ochłodzenie około 30 tys. lat B.P. i na ocieplenie 24—21 tys. lat B.P., tuż przed maksymalnym rozwojem lądolodu skandynawskiego (Dansgaard i in. 1971).

W Europie po dłuższym ociepleniu (z kilkoma ochłodzeniami) Upton Warren (Karuküla) szybki rozwój lądolodu nastąpił około 20 tys. lat B.P. Nieco wcześniej zarejestrowano krótką fazę względnie ciepłą, w trakcie której lądolód skurczył się (Galon 1977). To ocieplenie znane jest na Nizinie Wschodnioeuropejskiej jako okres briański. Gleba z tego okresu datowana została na 24 tys. lat B.P. (Wieliczko 1977). W Polsce południowej wykształciła się gleba typu Ratyczów (Wojtanowicz i Buraczyński 1975/76).

Od około 40 tys. lat B.P. na zachodnim wybrzeżu Afryki (Mauretania) zaczyna się insyriańska transgresja morska (Inchirien). Miała ona kulminację 35—31 tys. lat B.P. (Beaudet i in. 1976). W Maroku trzecią fazę transgresji

ulżańskiej (Ouljen III) datowano na 45—40 tys. lat B.P. (Głuchowska 1982). Jak podaje Rohdenburg (1977) dla transgresji otrzymano tam też metodą C^{14} datę 30 950±990 B.P. Łączy się ona z wiekiem transgresji insyriańskiej w Mauretanii. Transgresję tę należy wiązać z interstadią transgresją zarejestrowaną w Skandynawii. Resztki fauny morskiej wysoko położonej na wybrzeżach Svalbardu datowano na 40—30 tys. lat B.P. (Galon 1977).

Dane paleogeograficzne wskazują, że w momencie interstadiowej transgresji insyriańskiej nastąpiło ogólne ocieplenie klimatu na Ziemi. Ciepłej było nie tylko w Europie, ale także i w Zachodniej Syberii, gdzie wyróżnia się ciepły okres kargiński 43—33 tys. lat B.P. (Switocz 1982).

SAHARA POŁUDNIOWA, STREFA SAWANN

W schematycznie wyznaczonym okresie 40—30 tys. lat B.P. w Senegalu i w Mauretanii zapanowały wilgotniejsze niż obecnie warunki klimatyczne, Erg Ferlo pokrył się roślinnością sawannową. Luźne utwory skalne zostały lekko skonsolidowane związkami żelaza; nie utworzył się jednak pancierz laterytowy. Na aktywnym wcześniej ergu rozwinęły się gleby. Rzeka Senegal, zabarykadowana wydmy pod Kaédi, znalazła ujście do morza. Tę fazę wilgotną łączy się z transgresją insyriańską (Beaudet i in. 1976). Maksimum wilgotności klimatu w tej części Sahary i Sahelu przypadło zapewne na początek wyznaczonego okresu. Jak świadczą o tym dane geomorfologiczne, warunki zmieniały się na coraz suchsze, zwłaszcza przed 30 tys. lat B.P. Osuszenie klimatu następowało w momencie wcinania się rzeki Senegal podczas regresji morskiej (postinsyriańskiej). W Mauretanii po fazie suchej i półsuchej określanej jako Ogolien I zwilgotnienie klimatu nastąpiło około 25 tys. lat B.P. W tym czasie wypełniła się wodą sebką Chemchane. Według Chamarda jezioro osiągnęło największe rozmiary 23 tys. lat B.P. (Beaudet i in. 1976). Około 21 tys. lat B.P. jezioro zmniejszyło się, a jego osady pokryte zostały piaskami Ogolien II. W Senegalu 21—15 tys. lat B.P. uaktywniły się wydmy (Michel 1977).

Trudno jest ustalić skalę i zasięg wilgotności klimatu podczas transgresji insyriańskiej. Nie można bowiem określić dokładnie czasu tworzenia się osadów i form rzeźby wskazujących na klimat wilgotniejszy niż obecnie. Nie wiadomo, czy związane są one z pluwialem aszelskim (interglacjał eemski?), czy z okresem 40—30 tys. lat B.P. Odnosi się to chociażby do osadów z zagłębienia „baten” koło Ataru. Daveau (1970) stwierdza wyraźne przejście od warunków wilgotnych do suchych. Gdy stoki pokryte były roślinnością, w jeziorze osadzał się materiał drobnoziarnisty (piaski). Później, w warunkach suchych, powstawała skorupa wapienna przykryta piaskami eolicznymi. Jest bardzo prawdopodobne,

że zaczerwienienie piasków złożonych po wilgotnym okresie aszelu górnego miało miejsce w czasie transgresji insyriańskiej.

Dane z doliny Nigru świadczą o dwóch okresach suchych przedzielonych fazą wilgotną, podczas której rzeka przełamała się przez barykadujące ją wydmy. W obniżeniach międzywydmowych gromadził się materiał ilasty, a na wydmach powstawała czerwona gleba. Nawrót klimatu suchego (korelowany z Ogolien) spowodował rozwój nowych wydm w obrębie starych form wydmowych (Grove i Warren 1968). Rognon (1976) jest skłonny „odmłodzić” fazę wilgotną w Ahaggarze i datować ją na 40—30 tys. lat B. P. W części można wiązać ją z wilgotnym klimatem na południowych krańcach Sahary.

Około 42 tys. lat B. P. zaznaczył się wzrost opadów, w rejonie jeziora Czad i w Kanem pojawiły się jeziora międzywydmowe (Servant i Servant 1970). Chociaż genezę tych jezior tłumaczy się podniesieniem poziomu jeziora Czad, wód gruntowych i przepływem wody z jeziora na północ (Durand i Mathieu 1980), to musiał tam nastąpić jednak pewien wzrost opadów. Czad osiągnął dużą powierzchnię około 38 tys. lat B. P., po czym wraz z innymi zbiornikami wodnymi zaczął powoli wysychać. Ghazalien dolny od 40 do 36 tys. lat B. P. na północ od jeziora był wilgotniejszy niż obecnie (Servant i Servant 1970). Później warunki klimatyczne powoli pogarszały się do tego stopnia, że zaczęły wysychać bagna na południe od jeziora Czad. W osadach bagiennych delty Szari i Logone wzrastała zawartość materiału eolicznego. Bardzo suchy klimat zapanował w rejonie Czadu 33—29 tys. lat B. P. Zanikły wówczas jeziora w Kanem, skurczyło się bardzo samo jezioro Czad, przestała funkcjonować Bahr el Ghazal (odprowadzająca nadmiar wód z jeziora do kotliny Bodele). Strefa klimatu sahelosaharyjskiego przesunęła się na południe (Durand i Mathieu 1980). W Ghazalien górnym 28—26 tys. lat B. P. następuje zwilgotnienie klimatu. W Kanem pojawiają się nowe jeziora. Od około 26 tys. lat B. P. pustynne obecnie rejony Fashi, Bilma, Termit otrzymywały więcej opadów niż dzisiaj. Jezioro Czad powiększyło się i osiągnęło duży zasięg około 22 tys. lat B. P. (mniej więcej w tym samym czasie co sebką Chemchane). Utworzyły się bagna, gleby, liczne jeziora. Jeżeli założyć, że poziom Czadu, jak podaje Pias (1970), wzniósł się wówczas na wysokość 350—360 m n.p.m., to klimat musiał być znacznie wilgotniejszy niż obecnie nie tylko w samej Kotlinie Czadu, ale także w górach Ahaggar, Tibesti, Dar Fur. W Ahaggarze znaleziono niewątpliwe ślady warunków pluwialnych w kotlinie Tahag na wysokości 1800 m n.p.m. (w postaci gleby kopalnej datowanej orientacyjnie na mustiero-ater). W zagłębieniu Tihodaine (1100 m n.p.m.) osady jeziorne datowano

w przybliżeniu na atar (Rognon 1967). Nie ma jednak pewności co do tego, czy łączą się one z okresem 26—22 tys. lat B.P. (mogą być wcześniejsze). Oczywiście jest, że jeżeli klimat był wilgotny w północno-wschodnim Nigrze, to i w górach musiał zaznaczyć się wzrost opadów. Trudno jednak rozstrzygnąć, czy opady były aż tak znaczne, iż mogły utrzymać poziom jeziora Czad na wysokości 360—350 m n.p.m. Z pracy Duranda i Mathieu (1980) wynika, że choć miało miejsce znaczne powiększenie jeziora, to nie było ono tak duże jak podaje Pias (1970). Opisywana przez tego autora druga transgresja jeziora może być starszego wieku. Uważając problem skali zwilgotnienia klimatu w kotlinie Czad 26—22 tys. lat temu za otwarty, należy jednak zwrócić uwagę na gwałtowne pogorszenie się warunków klimatycznych 21—19 tys. lat B.P. Spowodowało ono wyschnięcie licznych jezior i niemal zupełny zanik Czadu.

Tempo sedymentacji w delcie Nigru wskazuje na wzrost przepływów, a zarazem i na wzrost opadów w dorzeczu 22 ± 2 tys. lat B.P. (Street 1981), czyli w momencie wysokiego poziomu jeziora Czad.

W dolinie Nilu w interglacjale eemskim i na początku Würmu powstawała terasa żwirowa znana z okolic Chartumu (Khor Abu Anga), zawierająca narzędzia sprzed 57 tys. lat (Berry i Whiteman 1968). Jej geneza związana jest prawdopodobnie z nieco wilgotniejszymi warunkami klimatycznymi i nagłymi wezbraniem rzek (warunki półsuche). Hassan (1976) na podstawie badań mineralogicznych stwierdza, że w czasie tworzenia się formacji Korosko warunki klimatyczne w Afryce Wschodniej (Wyżyna Abisyńska) musiały być wilgotne 50—30 tys. lat B.P.; natomiast od 30 do 12 tys. lat B.P. panowały warunki względnie suche. Od ponad 40 do 25 tys. lat B.P. wzdłuż Nilu Białego osadzały się ewaporyty, co świadczyłoby o klimacie suchym i półsuchym (Adamson i in. 1980). Rozcinanie pokryw akumulacyjnych w dolinie Nilu zachodziło prawdopodobnie w warunkach suchych (w Nubii stwierdzonych przez Fairbridge'a). Fazę erozji datowano na około 29 tys. lat B.P. (Berry i Whiteman 1968). Głęboko postępujące rozcinanie pokryw akumulacyjnych zakończyło się zapewne około 25 tys. lat B.P., kiedy zaczął osadzać się muł rzeczny (świadczący prawdopodobnie o wilgotnych warunkach klimatycznych w pewnych partiach dorzecza Nilu). Poziom jeziora Rudolfa (Turkana) przed 20 tys. lat B.P. był wyższy niż obecnie (Williams i Adamson 1973), ale jezioro Alberta nie łączyło się z Nilem 25—18 tys. lat B.P. (Adamson i in. 1980).

Należy stwierdzić, że trudno jest jednoznacznie zinterpretować dane z dorzecza Nilu. Średnie roczne opady nie zmieniały się chyba rady-

kalnie; zmianom uległ raczej reżim opadowy. Względnie suche warunki klimatyczne na południe od Chartumu panowały 30—25 i po 20 tys. lat B. P.

Do rozstrzygnięcia pewnych wątpliwości bardzo przydatne są wyniki badań jeziora Abhe w kotlinie Afar (G a s s e 1977). Nie wiadomo dokładnie kiedy po suchej fazie wczesnego Würmu pojawiło się jezioro Abhe II. Wiadomo, że istniało ono już 40 tys. lat B. P. (woda w jeziorze miała wówczas temperaturę 23°C). Około 30 tys. lat B. P. zaznaczyła się regresja jeziora, a następnie transgresja Abhe III. Jezioro osiągnęło maksymalną powierzchnię 25—22 tys. lat B. P., po czym zmniejszyło się aż do zupełnego zaniku 17 tys. lat B. P. Wahań poziomu Abhe nie można tłumaczyć zmianami parowania wody (wskutek zmian temperatury powietrza). Stwierdzono bowiem, że podczas regresji parowanie nie wzrastało, a podczas transgresji nie zmniejszało się. Jak wskazują na to okrzemki, w czasie regresji temperatura wody obniżała się, a w czasie transgresji wzrastała (G a s s e 1977).

SAHARA POŁNOCNA, GÓRY ATLAS

Osady jeziora Bir Sahara w południowym Egipcie wskazują na względnie wilgotne warunki klimatyczne do około 40 tys. lat B. P., a następnie zapewne 33—30 tys. lat B. P. (datowania C¹⁴ niezbyt precyzyjne), w czasie rozwoju kultury aterskiej. Pokłady tych osadów jeziornych przedzielone są piaskami eolicznymi. Po aterskim epizodzie jeziornym, podczas maksimum ostatniego zlodowacenia panowały warunki pustynne (W e n d o r f i in. 1976). Gdy na południu Egiptu było sucho, na Bliskim Wschodzie utrzymywały się liczne jeziora. Sto kilometrów na południowy wschód od Morza Martwego 26 400 ± 870 lat B. P. istniało jezioro El Jafr o powierzchni 1000—1800 km² (R o g n o n 1980). Jezioro to wyschło przed 20 tys. lat. W południowej Turcji (na obszarze obecnie suchym) 23—17 tys. lat B. P. istniał rozległy zbiornik wodny Konya (R o b e r t s i in. 1979).

W Cyrenajce (góry Akhdar) stosunkowo ciepły i suchy klimat panował 43—32 tys. lat B. P. Od 32 do 12 tys. lat klimat był wilgotniejszy i chłodniejszy (H e y 1963, C o q u e 1970). Analiza znaleziska archeologicznego w jaskini Haua Fteh wskazuje na klimat chłodny i wilgotny 27—10 tys. lat B. P., szczególnie na początku tego okresu (B u t z e r 1961).

W Tunezji (Dżeffara) główną fazę transportu otoczków (wskazującego na gwałtowne wezbrania w uedach) datowano na 30—21 tys. lat B. P. (B r o s c h e i M o l l e 1976). W dolinie Medżerdy koło Ghar-

dimaou znalezione zostały polewy pustynne na otoczakach pochodzących prawdopodobnie z tej fazy transportu (Molas, w druku). Polewy wytworzyły się prawdopodobnie w suchych warunkach środkowego Würmu, można je łączyć z suchym okresem przed powstaniem pokładu czerwonych mułów Soltanien II w Marorku (Weisrock i Rognon 1977) i ze wzrostem pyłu pustynnego w osadach morskich środkowego Würmu (dostarczanego z północy Sahary). Faza sucha mogła zaznaczyć się 40—35 tys. lat B. P. (trwała chyba dość krótko, przynajmniej w północnej Tunezji).

W górach Mrhila (35°N) pomiędzy okresami aktywności geomorfologicznej około 30 i 21—14 tys. lat B. P. stwierdzono fazę stabilizacji stoków połączoną z rozwojem gleb 26—21 tys. lat B. P. (Molle i Brosche 1976). Datowania (metodą C¹⁴) wód gruntowych i materiału organicznego zawartego w glebach kopalnych pozwoliły na wyróżnienie wilgotnych faz klimatycznych w środkowej i północnej Tunezji 30—29 i 25—21 tys. lat B. P. (Scharpensele i in. 1980).

Na południe od gór Aures stwierdzono koło Biskry krótki okres wilgotny 19,5 tys. lat B. P., zarejestrowany konkrekcjami powstałymi przy podniesionym poziomie wód gruntowych. Osady ze schyłku plejstocenu wskazują na klimat suchy z okresowymi zwilgotnieniami (Williams 1970). Warto jeszcze odnotować fakt, że w Fezzanie osady jeziorne datowano na 26—22 tys. lat B. P. (Rognon 1979).

Na obszarze Sahary północno-zachodniej od ponad 42 do 14,5 tys. lat B. P. zachodziła akumulacja w dolinie Saoury. Zbudowana została w tym czasie terasa piaszczysta z wkładkami torfu, lignitu, trawertynu. Jak się wydaje, oprócz wód rzecznych, duży udział w tworzeniu terasy miał wiatr dostarczający drobnego materiału skalnego z Wielkiego Ergu Zachodniego. Według Chavaillona (1964) terasa powstała w schyłkowej fazie pluwiału Saourien, który rozpoczął się silną erozją. Budowa geologiczna terasy świadczy o wahaniach przepływu wód i niestabilności warunków klimatycznych. Wydaje się, że nie można łączyć całości tej terasy z warunkami pluwialnymi, jak czynią to trochę „na wyrost” Alimen (1976) i Conrad (1969). Klimat był wilgotniejszy niż obecnie, ale nie przez cały czas budowania terasy. Zwilgotnienia o niezbyt dużej skali, prowadzące do pojawienia się ubogiej roślinności półpustynnej, zaznaczyły się wkładkami organicznymi w obrębie materiału pylasto-piaszczystego. Datowano je w Bou Hadid nieprecyzyjnie na 40—38 tys. lat B. P., a w El-Ouata na 32—24 tys. lat (Alimen 1976). Ponadto w El-Maja datowano poziom zawierający resztki skorup mięczaków na $16\,300 \pm 350$ lat B. P., w Foun Seida skorupę piaszczysto-wapienną na $22\,500 \pm 500$, a w Edir skorupę ze schyłku sedimentacji na $14\,500 \pm 190$ lat B. P. (Alimen 1976).

Według Conrada (1969) od ponad 36 do 18 tys. lat B.P. w kotlinie Ahnet-Mouydir (ok. 26°N) istniało jezioro Mekerrane. Zasolenie jego wynosiło 3—4‰. Saoura funkcjonująca w środkowym odcinku najwyżej kilka dni w roku, a w dolnym raz na kilka lat, zasiliała regularnie kotlinę. Warto zaznaczyć, że do Sebki Mekerrane Saoura nie dopływa od ponad stulecia (Rognon 1979). W czasie, gdy na ergu Szesz (Chech) około 24 tys. lat B.P. pojawiły się jeziora międzywymowe i zachowały się do 18 tys. lat B.P. (Conrad 1969), miały miejsce migracje ludności aterskiej na południe. Od 32 do 15 tys. lat B.P. jeziora istniały na obszarze Wielkiego Ergu Wschodniego (Rognon 1979). Jak podaje Pias (1970), na Saharze północno-zachodniej 22—25 tys. lat B.P. mogła pojawić się sosna (najprawdopodobniej jednak pyłki przynieszone były przez wiatr). Oprócz tego występowały *gramines*, *cyperaces*, *ephedra*, wskazujące raczej na warunki półsucho.

Należy zaznaczyć, że kopalne gleby bagienne z tego okresu są mało rozwinięte, ze słabo zaznaczonym horyzontem organicznym (mógł on ulec częściowo deflacji w warunkach suchych). Nie ma też śladów procesów glebowych z dobrym nawodnieniem gleb. Piaski eoliczne łączą się z większością osadów jeziornych — wydmy były więc dość aktywne. Warunki modelowania krajobrazu nie zmieniły się radykalnie. Rzeźba powierzchni pustyni podlegała rozwojowi przy znacznym udziale gwałtownych, ale nieregularnych opadów. Wzrost opadów zaznaczał się wyraźniej na krańcach pustyni niż w jej środku. Idea ciągłości pluwiału 40—20 tys. lat B.P. (Rognon 1976), oparta w dużej mierze na nieprzerwanym istnieniu jeziora Mekerrane (Rognon 1979) i akumulacji w dolinie Saoury, prawdopodobnie nie utrzyma się. Sebka Mekerrane mogła istnieć wyłącznie dzięki niskiemu położeniu w dnie kotliny (137 m n.p.m.) i zasilaniu (tak jak i dzisiaj niektóre szotty) przez wody gruntowe. Ochłodzenie Sahary północno-zachodniej, większe niż pozostałej części pustyni w fazach rozwoju lądolodów i obniżania się temperatury wód morskich u wybrzeży północno-zachodniej Afryki, przyczyniało się do zmniejszenia parowania. Niektóre jeziora, a zwłaszcza Mekerrane, mogły przetrzymać dzięki temu okresy suche.

Analizując dane Alimena (1976) i Rognona (1979) dla Sahary północno-zachodniej i strefy gór Atlas należy sformułować wniosek, że wilgotne warunki klimatyczne panowały dłużej w górach Atlas niż na Saharze. Wilgotny klimat zaznaczył się najsilniej 26—20 tys. lat B.P., kiedy pojawiły się jeziora w Fezzanie (a następnie na ergu Szesz) i rozwinęły się gleby w Tunezji i w Maroku. Dla okresu 25—20 tys. lat B.P. Maley stwierdza wzrost pyłków roślin śródziemnomorskich w kotlinie Czad, zwłaszcza cyprysowatych, świadczący o ekspansji strefy klimatu śródziemnomorskiego (Rognon 1980). Front polarny sięga w tym

czasie bardziej na południe niż obecnie. Przed i po okresie 25—20 tys. lat B. P. na Saharze północno-zachodniej zaznaczały się raczej krótkie interwały wilgotne. Wilgotniej było 35—31 i z przerwami do około 15 tys. lat B. P.

Na zachodnich stokach Atlasu Wysokiego w Maroku tworzyły się 28—14 tys. lat B. P. czerwone muły koluwalne i aluwialne, złożone po fazie intensywnych procesów fluwialnych (zbudowanie terasy ponad 40 tys. lat B. P.). Muły świadczą o wilgotnej fazie klimatycznej (biostatycznej), kiedy to stoki były dość stabilne i podlegały rozwojowi, jaki obserwuje się w warunkach półsuchych (Weisrock i Rognon 1977). Wilgotny klimat pluwiatu Soltanien zaznaczył się więc dwukrotnie: we wczesnym Würmie (ponad 40 tys. lat B. P.) oraz w czasie maksymalnego rozwoju lądolodu skandynawskiego.

Zmiany klimatu w obrębie dzisiejszej strefy śródziemnomorskiej, ograniczonej do skrawka wybrzeża Afryki północnej, nie były duże. W Maghrebie klimat od pliocenu oscylował w ramach klimatu półsuchego, a jego zmiany zdaniem Drescha (1982) były mniejsze niż w Europie Zachodniej. Największy wzrost opadów miał miejsce w górach Atlas (500 mm w stosunku do dzisiejszej średniej rocznej); wahania opadowe na wybrzeżu były nieznaczne.

ZESTAWIENIA DATOWAŃ WÓD GRUNTOWYCH

Pewną pomocą w rekonstrukcji zmian klimatu i środowiska przyrodniczego Sahary w okresie 40—20 tys. lat B. P. mogą być datowania wód gruntowych metodą C^{14} . Wprawdzie nie są one dokładne i budzą zastrzeżenia, to jednak pozwalają na uchwycenie pewnych prawidłowości. Z zestawienia Sontaga i in. (1980) wynika, że najwięcej dat otrzymanych z wód gruntowych Sahelu i Sahary południowej przypada na okresy: 33—31, 27—26 i około 22 tys. lat B. P. Minima liczby dat zaznaczają się dla 29—28 i około 24 tys. lat B. P. Z zestawienia dla centralnej Sahary (Algieria, Libia) wynika, że tworzenie się pokładów wód gruntowych miało miejsce w szczególności 25—23 tys. lat B. P. Autorzy wnioskuje, że 50—20 tys. lat B. P. klimat na Saharze, generalnie rzecz biorąc, był wilgotniejszy niż obecnie.

W wodach gruntowych starszych od 20 tys. lat zaznacza się spadek zawartości izotopu tlenu O^{18} i helu D (deuteru) od zachodu pustyni ku wschodowi. Zjawisko to związane jest z efektem kontynentalizmu i utratą tych izotopów przy przechodzeniu wilgotnego powietrza w głąb lądu (znane jest ono także z Europy Zachodniej). Świadczy ono o cyrkulacji zachodniej i o napływie wilgotnego powietrza znad Atlantyku. Taka

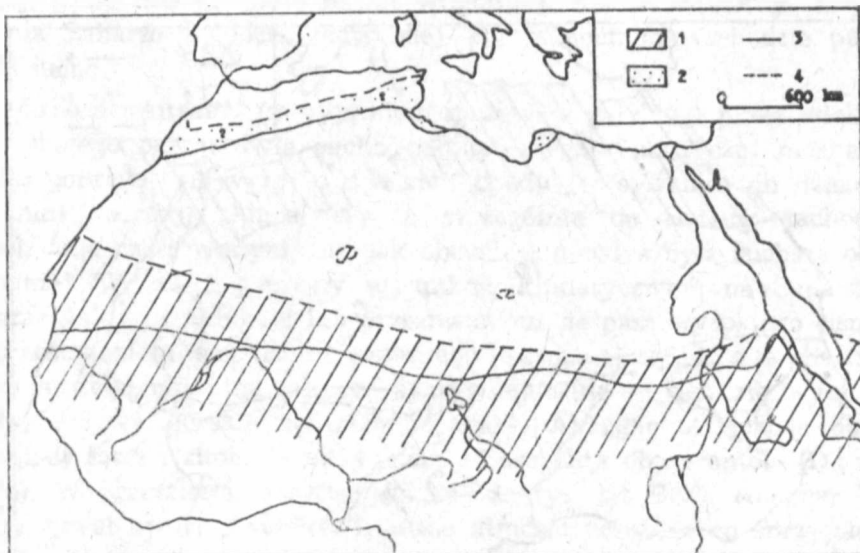
cyrkulacja zaznaczała się do równoleżnika 20°N. Na południe od równoleżnika 20°N odnotowano wzrost zawartości wymienionych izotopów ku południowi, co świadczy o napływie wilgotnego powietrza z Zatok Gwinejskiej.

Traktując z ostrożnością zestawienia datowań wód gruntowych, trudno nie zauważyć, że na południowych krańcach Sahary maksima rozkładu dat C¹⁴ łączą się z okresami wilgotniejszymi niż obecnie, wyznaczonymi na podstawie datowań osadów jeziornych. Wymowne jest maksimum liczby dat około 22 tys. lat B. P. i minimum 29—28 tys. lat B. P. Maksimum 33—31 tys. lat B. P. można wiązać z wcześniejszym o kilka tysięcy lat zwilgotnieniem klimatu (niedokładność metody datowania). Maksimum dla Sahary centralnej (Algieria, Libia) łączy się dokładnie z wydzielonym okresem wilgotnym 25—20 tys. lat B. P.

Z zestawienia wahań poziomu jezior w Afryce (Street i Grove 1979) wynika, że 25—21 tys. lat B. P. poziom jezior afrykańskich był wysoki. Można więc mówić o wzroście opadów w skali całego kontynentu. Od 21—20 tys. lat B. P. odnotowano obniżenie się poziomu jezior, zwłaszcza na Saharze południowej i w Afryce Wschodniej.

ZMIANY TEMPERATURY POWIETRZA

W czasie ostatniego zlodowacenia wraz z oziębieniem wód morskich nastąpiło ochłodzenie kontynentu afrykańskiego, zaznaczone m. in. rozwojem lodowców górskich w Ruwenzori, na Kilimandżaro i na Kenii oraz „chłodniejszą” okrzemkową florą w jeziorach. Było ono szczególnie nasilone w czasie maksimum ostatniego glacjału, ale zaznaczyło się i wcześniej (na początku Würmu). Ochłodzeniu ulegał Ocean Atlantycki, a następnie zachodnia część Morza Śródziemnego. Zimny Prąd Kanaryjski przesunął się na południe. Wody powierzchniowe Oceanu Atlantyckiego 18 tys. lat B. P. w strefie międzyzwrotnikowej były chłodniejsze niż dzisiaj o 2—3°C, a lokalnie (u zachodniego wybrzeża Afryki północnej) nawet od 3 do 8°C (CLIMAP 1976, Barasz i Ośkina 1979). Ocean Indyjski był mniej chłodny (lokalnie zaledwie o 0—1°C). Morze Śródziemne w lecie było chłodniejsze o 9—8°C na zachodzie i o 4—1°C na wschodzie. Obecne średnie letnie temperatury Morza Śródziemnego wynoszą: 23—22°C na zachodzie i 26—25°C na wschodzie (Thiede 1978). Wschodnia część Morza Śródziemnego 18 tys. lat B. P. była chłodniejsza średnio o 2—6°C (Thunell 1979). Wzrost różnic temperatury pomiędzy wschodnią i zachodnią częścią Morza Śródziemnego oraz pomiędzy Oceanem Atlantyckim a Indyjskim (na tej samej szerokości geograficznej) musiał mieć wpływ na cyrkulację atmosfery i na

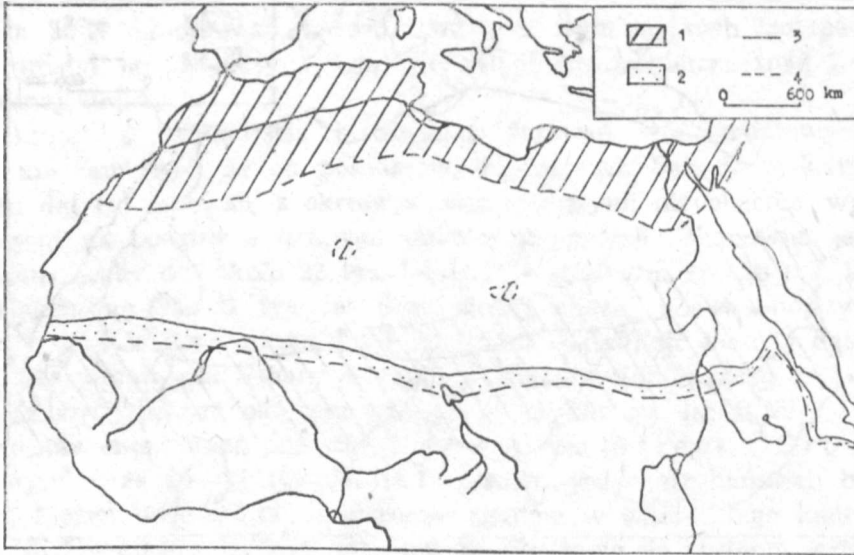


Ryc. 2. Sahara w środkowym Würmie (interstadiał Hengelo) ok. 38 tys. lat B.P.
(objaśnienia jak na ryc. 1)
Sahara during the Middle Würm (Hengelo Interstadial) about 38,000 years ago
(for explanations see Fig. 1)

rozkład opadów w Afryce. W górach Atlas rozwinęły się lodowce górskie (A w a d 1963), a w górach Ahaggar płyty śniegu na wysokości 2400—2600 m n.p.m., świadczące o cyrkulacji zachodniej (R o g n o n 1967). Kontynent afrykański był chłodniejszy niż dzisiaj średnio o 2—3°C. W wyżej położonych regionach Afryki Wschodniej średnie roczne temperatury powietrza mogły być mniejsze nawet o 6°C (P e t e r s o n i in. 1979). W związku z ochłodzeniem Atlantyku o taką samą wartość mogła obniżyć się średnia roczna temperatura na Saharze północno-zachodniej.

ZMIANY GRANIC SAHARY 40—20 TYS. LAT TEMU

Podczas znacznego ocieplenia i redukcji lądolodów w środkowym Würmie około 38 tys. lat B.P. Sahara południowa była wilgotniejsza niż obecnie (ryc. 2). Wilgotniej było w kotlinie Czad, w kotlinie Afar i na południowych krańcach Półwyspu Arabskiego. Można przypuszczać, że na Saharze północnej klimat był suchy (suchszy niż 45 i 30 tys. lat B.P.). Krótkotrwałemu pustynnieniu uległy prawdopodobnie góry Atlas w Maroku i Tunezji. Względnie sucho było w tym czasie na Bliskim Wschodzie (F a r r a n d 1971) w rejonie Morza Martwego.



Ryc. 3. Sahara podczas ochłodzenia 30 tys. lat B.P. (objaśnienia jak na ryc. 1)
Sahara during the cooling about 30,000 years ago (for explanations see Fig. 1)

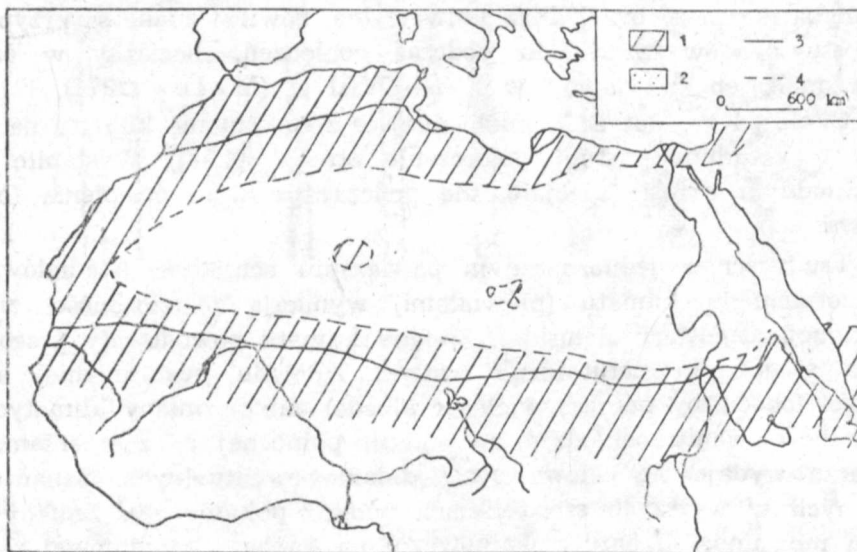
Postępujące zwilgotnienie klimatu na północy Sahary 35—29 tys. lat B.P. łączyło się z suchym klimatem na południu. Szczególnie sucho było tam 31—29 tys. lat B.P. (ryc. 3). W tym czasie zaznaczyło się ochłodzenie w wyższych szerokościach geograficznych półkuli północnej (Syberia, Grenlandia). Ochłodzenie to zarejestrowały także osady Morza Arabskiego (van Campo i in. 1982), wskazujące na suchy klimat na lądzie afrykańskim.

W okresie 25—22 tys. lat B.P. pustynia skurczyła się szczególnie na zachodzie (ryc. 4). Wilgotniej było na południowych i północnych krańcach pustyni (z wyjątkiem Sahary północno-wschodniej). Obszar przylegający do atlantyckiego wybrzeża Sahary na całej długości był wilgotniejszy niż obecnie. W wielu rejonach Sahary zasilane były wody gruntowe. Te korzystne warunki klimatyczne zaznaczyły się podczas względnego ocieplenia tuż przed maksymalnym zasięgiem lądolodów ostatniego zlodowacenia (interstadiał Paudorf, okres briański). Północno-zachodnia Sahara była chłodniejsza niż dzisiaj, co sprzyjało utrzymaniu się jezior (mniejsze parowanie) i zasilaniu wód gruntowych.

W okresie 20—18 tys. lat B.P., gdy następował gwałtowny rozrost lądolodów, na południu Sahary klimat gwałtownie osuszył się. Jak to przedstawił Rognon (1980) granica Sahary przesunęła się 500 km w obręb dzisiejszych sawann. Nie dotyczy to Sahary południowo-wscho-

dniej, gdzie lokalnie było nawet wilgotniej. Klimat wilgotny zaznaczył się na Saharze północno-zachodniej. Na północnym wschodzie pustyni było sucho.

Sahara centralna (z wyjątkiem masywów górskich) przez większość omawianego okresu była sucha. Klimat ulegał tam raczej nieznacznej tylko poprawie najwyżej o 100 mm opadu (w stosunku do dzisiejszej średniej rocznej). Odnosi się to szczególnie do Sahary zachodniej. Wschodnia część pustyni, tak jak obecnie i niegdyś była suchsza od zachodniej. W czasie poprawy warunków klimatycznych na Saharze, co wiązać należy z redukcją lub przesuwaniem się pasa wysokiego ciśnienia i przesuwaniem się frontu polarnego dalej na południe bądź frontu równikowego dalej na północ, uprzywilejowane — jak się wydaje — były masywy górskie centralnej Sahary. Ahaggar otrzymuje obecnie opady w lecie i zimie — zależą one od oscylacji obu frontów (Dorize 1976). W przeszłości, a zwłaszcza 25—22 tys. lat B.P., Ahaggar także otrzymywał opady z dwóch frontów atmosferycznych, co sprzyjało załęganiu płatów śniegu i rozwojowi niwacji.



Ryc. 4. Sahara w czasie względnego ocieplenia 24 tys. lat B.P. (okres briański) przed maksymalnym rozwojem lądolodu skandynawskiego (objaśnienia jak na ryc. 1)

Sahara during a relative warming about 24,000 years ago (Bryansk Interval) before the maximum advance of the Scandinavian ice sheet (for explanations see Fig. 1)

UWAGI KOŃCOWE

Zrekonstruowany w zarysie przebieg zmian środowiska geograficznego Sahary i obszarów przyległych w czasie ostatniego zlodowacenia pozwala na sformułowanie kilku wniosków ogólnych i na ustosunkowanie się do dotychczasowych hipotez.

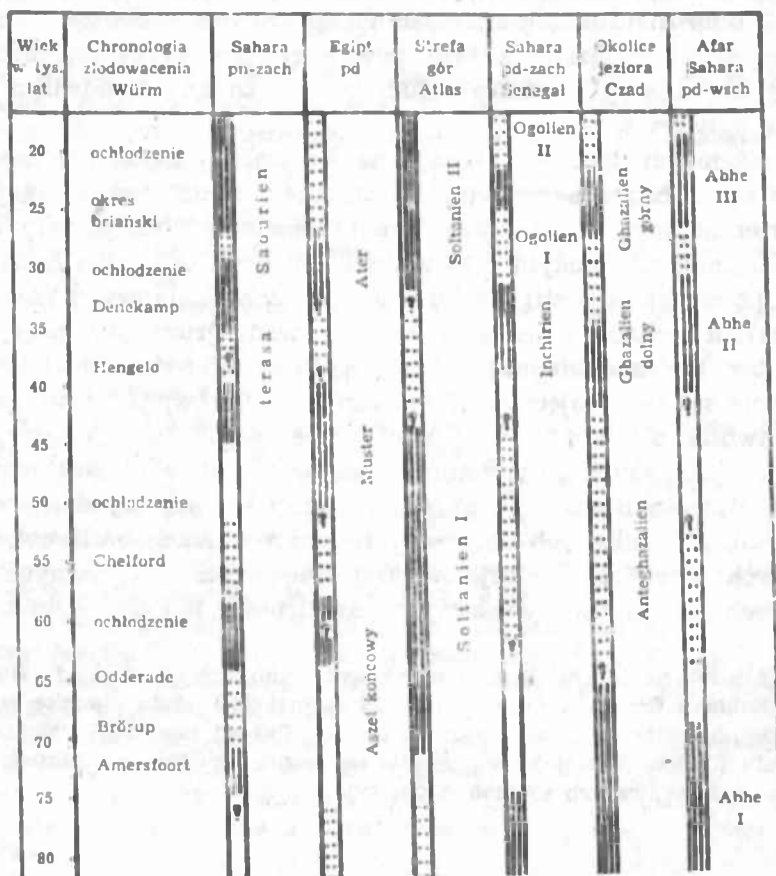
Zmiany klimatu w strefach marginalnych pustyni były bardzo złożone i nie mieszczą się w ramach jednej z dotychczasowych koncepcji. Dla omawianego okresu nie znajduje potwierdzenia ani idea wyłącznie przesuwania się strefy suchej, ani idea wyłącznie kurczenia się pustyni w czasie rozwoju lądolodu skandynawskiego. Ogólnie biorąc można łączyć wilgotne okresy na północy Sahary i suche na południu (w Sahelu) z ochłodzeniami w Europie i w wyższych szerokościach geograficznych półkuli północnej, co znajduje potwierdzenie dla około 60, 30 i 18 tys. lat B. P. (ryc. 1, 3, 5).

Holocenijskie okresy wilgotne w Sahelu łączy się z ociepleniami, a suche z ochłodzeniami w wyższych szerokościach geograficznych półkuli północnej (Maley 1977). Według Borzienkowej (1980) prawidłowość tę potwierdzają dane z suszy w latach 1968—1973. Koncepcja ta chyba nie może być jednak uniwersalna, bowiem znane są przypadki wzrostu opadów w Sahelu podczas ochłodzeń, chociażby w czasie tzw. „małej epoki lodowej” w XVI—XVIII w. (Maley 1974).

Około 24 tys. lat B. P. miało miejsce zwilgotnienie klimatu na północy i południu pustyni (skurczenie strefy suchej). Wystąpiło ono w chłodnym okresie glacjału, ale podczas pewnego ocieplenia (okres briański).

Trudności w jednoznacznym powiązaniu ochłodzeń (stadiałów) ze zwilgotnieniami klimatu (pluwiałami) wynikają ze złożoności zmian cyrkulacji atmosfery ziemskiej. Zmiany klimatu powodowały przeobrażenia środowiska naturalnego (rozrost lądolodu, pustynnienie), a te z kolei (chociażby poprzez wielkość albedo) dalsze zmiany klimatyczne. Przy korelowaniu ochłodzeń na półkuli północnej ze zdarzeniami na Saharze wydaje się celowe uwzględnianie ewentualnych wahań termicznych w wyższych szerokościach półkuli południowej. Zmiany zasięgu monsunów (frontu równikowego) na Saharze południowej mogły wynikać ze zmian poziomego gradientu termicznego i cyrkulacji atmosfery nie tylko na półkuli północnej, ale i na południowej.

Z paleoklimatycznego punktu widzenia bardzo ważne jest rozstrzygnięcie, w jakim stopniu tak zwane „pluwiały północne” (następujące od północy) mogły być efektem obniżenia średnich rocznych temperatur powietrza. Zmniejszone parowanie wpływa przecież na polepszenie warunków wilgotnościowych w glebie.



Ryc. 5. Próba powiązania chronologii Würmu w Europie z okresami względnie wilgotnymi i suchymi na Saharze i w Sahelu (na podstawie danych: H. Alimen 1976, G. Beaudet i in. 1976, W. Dansgaard 1971, A. Durand i P. Mathieu 1980, F. Gasse 1977, P. Michel 1977, J. Pias 1970, P. Rognon 1979, M. i S. Servant 1970, A. Weisrock i P. Rognon 1977, F. Wendorf i in. 1976, 1977 i in.) 1 — klimat suchy, 2 — klimat względnie wilgotny

Proposal for a correlation of Würm chronology in Europe with relatively wet and dry interval in Sahara and Sahel (basing on data of H. Alimen 1976, G. Beaudet et al. 1976, W. Dansgaard 1971, A. Durand and P. Mathieu 1980, F. Gasse 1977, P. Michel 1977, J. Pias 1970, P. Rognon 1979, M. and S. Servant 1970, A. Weisrock and P. Rognon 1977, F. Wendorf et al. 1976, 1977, and others): 1 — dry climate, 2 — relatively wet climate

Wydaje się, że północna granica Sahary w czasie ostatniego zlodowacenia była mało stabilna, co tłumaczą wahania czoła lądolodu skandynawskiego i związane z tym pewne zmiany cyrkulacji atmosfery. Bardziej stabilna była granica południowa — zmiany środowiska geograficznego były trwalsze.

Nateżenia zwilgotnień klimatu na krańcach pustyni nie można dokładnie określić. Zaznaczone (ryc. 1, 2, 3, 4) granice Sahary mają przebieg orientacyjny. Najsilniejsze zmiany opadowe występowały w strefach marginalnych pustyni o szerokości 500 km i w górach Sahary centralnej (Ahaggar, Tibesti). Jeziora w kotlinach okalających góry mogły być efektem zasilania przez uedy górskie i wody gruntowe.

Wobec braku dokładnej definicji „pluwiału” i dość dowolnego posługiwania się tym pojęciem przez różnych autorów, jak również wobec niemożności określenia skali zmian opadowych, w niniejszej pracy używa się określenia „zwilgotnienie klimatu”. Pluwiał rozumiany jest bowiem przez autora jako okres wzrostu średnich opadów rocznych o 500 mm, prowadzących do trwałych zmian w szacie roślinnej, porównywalnych z efektem glacjałów. Dla większości pozytywnych zmian opadowych na Saharze właściwym określeniem byłoby „subpluwiał”*.

* Na zakończenie chciałbym podziękować Panu doc. dr. hab. J. Wojtanowiczowi z Zakładu Geografii Fizycznej UMCS za przegląd tekstu i pomoc w analizie problemów czwartorzędu. Panu doc. dr. hab. F. Plitowi oraz dr. J. Makowskiemu z Instytutu Krajów Rozwijających się UW serdecznie dziękuję za dyskusje i uwagi wyrażane podczas licznych spotkań seminaryjnych.

LITERATURA

- Adamson D. A., Gasse F., Street F. A., Williams M. A. J. 1980, Late Quaternary history of the Nile, *Nature*, 288, nr 5786, s. 50—55.
- Alimen H. 1976, Alternances pluviale-aride et erosion-sedimentation au Sahara nord-occidental, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 18, z. 4, s. 301—311.
- Awad H. 1963, Some aspects of the geomorphology of Morocco related to the Quaternary climate, *Geogr. Journal*, 129.
- Barasz M. S., Ośkina N. S. 1979, Paleotemperatury Atlantyckiego oceanu 18 000 i 40 000 lat nazad (po planktonnym foraminiferam), *Okieanologija*, 19, Nr 1, s. 93—101.
- Beaudet G., Michel P., Nahnon D., Oliva P., Risever J., Ruelan A. 1976, Formes, formations superficielles et variations climatiques récentes du Sahara occidental, *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 18, z. 2—3, s. 157—174.
- Berry L., Whiteman A. J. 1968, The Nile in the Sudan, *Geogr. Journal*, 134, s. 1—33.
- Borzienkova I. I. 1980, Kolebanija uwlażenija Sachary i sosiednich z nieju oblastiej za poslednije 20 tys. let, *Izw. Akad. Nauk SSSR*, z. 3, s. 36—45.

- Brosche K. U., Molle H. G. 1976, Geomorphologische und klimageschichtliche Studien in Süd- und Zentraltunesien, *Zeitschrift f. Geom.*, Supp. 24, s. 149—159.
- Bull W. B., Schick A. P. 1979, Impact of climatic change on an arid watershed: Nahal Yael southern Israel, *Quaternary Research*, 11, s. 153—171.
- Butzer K. W. 1957, Mediterranean pluvials and the general circulation of the Pleistocene, *Geografiska Annaler*, 39, s. 48—53.
- Butzer K. W. 1961, Climatic change in arid regions since the Pliocene, UNESCO, *Arid Zone Recherches*, 17, s. 35—65.
- Chavaillon J. 1964, Les formations quaternaires du Sahara Nord- occidental, CNRS, Paris, s. 393.
- CLIMAP Project Members, 1976, The surface of the ice-age earth, *Science*, 191, s. 1131—1137.
- Conrad G. 1969, L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien, CNRS, Centre Rech. Zones Arides, 10, s. 527.
- Coque R. 1970, Morphogenese quaternaire du piedmont mediterranéen du djebel Akhdar (Cyrenaïque), *Ann. Géogr.*, 79, Nr 433, s. 375—385.
- Dansgaard W., Johnson S. J., Clausen H. B., Langway Jr C. C. 1971, Climatic record revealed by the Camp Century ice core, [w:] *Late Cenozoic glacial ages*, ed. Turekian, New Haven, s. 37—56.
- Daveau S. 1970, L'évolution géomorphologique quaternaire au sud-ouest du Sahara (Mauritanie). *Ann. Géogr.*, 79, Nr 431, s. 20—38.
- Diester-Haas L. 1976, Late Quaternary climatic variations in northwest Africa deduced from east Atlantic sediment cores, *Quat. Res.*, 6, s. 299—315.
- Dorize L. 1976, L'escillation climatique actuelle au Sahara, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 18, z. 2—3, s. 217—228.
- Dresch J. 1982, Sur la semi-aridité du Maghreb au Plio-Quaternaire, *Bull. Assoc. Géogr. Franc.*, 59, nr 483—484, s. 42—49.
- Drozdowski E. 1979, Deglacjacja dolnego Powiśla w środkowym Würmie i związane z nią środowiska depozycji osadów, *Pr. Geogr. IG PAN*, nr 132, s. 103.
- Durand A., Mathieu P. 1980, Évolution paleogéographique et paleoclimatique du bassin tchadien au Pleistocene supérieur, *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* vol. 22, z. 4—5, s. 329—341.
- Dupplesey J. C. 1980, Izotopnyje issledowanija, [w:] *Izmienienija klimata*, tłum. z ang., red. Gribbin, *Gidromietieoizdat*, Leningrad, s. 70—101.
- Farrand W. R. 1971, Late Quaternary paleoclimates of the eastern Mediterranean area, [w:] *Late Cenozoic glacial ages*, s. 529—564. ed. Turekian, New Haven.
- Fisher D. A. 1979, Comparison of 10^5 years oxygen isotope and insoluble impurity profiles from the Devon Island, and Camp Century cores, *Quaternary Research*, 11, 299—305.
- Flohn H. 1980, Osnovy geograficeskoj modieli oledienienija, [w:] *Izmienienija klimata*, tłum. z ang., red. Gribbin, *Gidromietieoizdat*, Leningrad, s. 331—356.
- Galon R. 1977, Ostatni zimny okrés (Würm) a ostatnie zlodowacenie skandy-nawskie, *Studia Geol. Pol.*, 52, s. 159—168.
- Gasse F. 1977, Evolution of lake Abhe (Ethiopia and TFAI) from 70 000 yr B.P., *Nature*, 265, nr 5589, s. 42—45.
- Głuchowska I. B., 1982, Korrieliacyja morskich otłożenij Afriki, *INQUA*, Moskwa 1982, XI Kongries.

- Grove A. T. 1958, The ancient erg of Hausaland and similar formations on the south side of the Sahara, *Geogr. Journal*, 124, s. 526—533.
- Grove A. T., Warren A. 1968, Quaternary landforms and climate on the Sahara, *Geogr. Journal*, 134, s. 194—208.
- Hassan F. 1976, Heavy minerals and the evolution of the modern Nile, *Quat. Res.*, 6, s. 425—444.
- Heath G. R. 1979, Simulations of a glacial paleoclimate by three different atmospheric general circulation models, *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 26, nr 3—4, s. 291—303.
- Hervieu J. 1970, Influence des changements de climat quaternaires sur le relief et les sols du Nord-Cameroun, *Ann. Géogr.*, nr 433, s. 386—398.
- Hervieu J. 1975, Évolution du milieu naturel en Afrique et a Madagascar, ORSTOM, Paris.
- Hey R. W. 1963, Pleistocene scree in Cyrenaica (Libya), *Eiszeit, und Gegenwart*, 14, s. 77—84.
- Johnsen S. J., Dansgaard W., Clausen H. B., Langway C. C., Jr, 1972, Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland ice sheets, *Nature*, 235, 429—434.
- Lockwood J. G. 1979, Causes of climate, E. Arnold (Publishers) Ltd, London.
- Maley J. 1973, Mécanismes des changements climatiques aux basses latitudes, *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 14, s. 193—227.
- Maley J. 1977, Palaeoclimates of central Sahara during the Holocene, *Nature*, 269, nr 5629, 573—577.
- Mc Clure H. A. 1976, Radiocarbon chronology of Late Quaternary lakes in the Arabian Desert, *Nature*, 263, nr 5580, s. 755—756.
- Michel P. 1977, Recherches sur le Quaternaire en Afrique Occidentale, *INQUA, Supp.*, au Bull. AFEQ, nr 50.
- Mojski J. E. 1982, Outline of the pleistocene stratigraphy in Poland, *Biul. IG*, 343, s. 9—27.
- Molas R., Zmiany klimatu na obszarze Sahary w okresie czwartorzędowym, Azja, Afryka, Ameryka Łacińska, UW (praca w druku).
- Molle H. G., Brosche K. U. 1976, Morphologische und klimageschichtliche Untersuchungen im südöstlichen Vorland des Djebel Chambi und des Djebel Mirhila im Zentraltunesien, *Die Erde*, z. 2—3, s. 180—227.
- Peterson G. M., Webb T. M., Kutzbach J. E., van der Hammen T., Wijmstra T. A., Street F. A. 1979, The continental record of environmental conditions at 18 000 yr B.P. An initial evaluation. *Quat. Res.*, 12, s. 47—82.
- Pias J. 1970, La végétation du Tchad, *Travaux et documents de l'ORSTOM*.
- Raukas A. U., Serebryanny L. R. 1972, On the Late Pleistocene chronology of the Russian Platform with special reference to continental glaciation, *Abstr. 24th Int. Geol. Congress.*
- Roberts N., Erol O., Meester T., Verpmann H. P. 1979, Radiocarbon chronology of Late Pleistocene Konya lake, Turkey, *Nature*, 281, nr 5733, s. 662—664.
- Rognon P., 1967, Climatic influences on the African Hoggar during the Quaternary based on geomorphologic observations, *Ann. Ass. Am. Geogr.*, 57, s. 115—127
- Rognon P., 1976, Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40 000 ans, *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, z. 2—3, s. 251—282.

- Rognon P., 1979, Évolution du relief et paleoclimats depuis 40 000 ans sur la bordure nord du Sahara, *Bull. Assoc. Géogr. Franc.*, 56, nr 462—463, s. 205—214.
- Rognon P., 1980, Une extension des deserts (Sahara et Moyen Orient) au cours du Tardiglaciaire (18 000—10 000 ans B.P.), *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, 22, z. 4—5, s. 313—328.
- Rohdenburg H., 1977, Neue ^{14}C Daten aus Marokko und Spanien und ihre Aussagen. Die Relief und Bodenentwicklung im Holozan und Jungpleistozan, *Catena*, 4, 215—228.
- Saruthein M., 1978, Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum, *Nature*, 272, nr 5648, s. 43—46.
- Scharpenseel H. W., Zakosek H., Neue U., Schiffmann H., 1980, Search for pedogenic phases during the younger Pleistocene and Holocene (Soltanien and Rharbien) of Tunisie, *Radiocarbon*, 22, nr 3, s. 879—884.
- Servant M., Servant S., 1970, Les formations lacustres et les diatomées du Quaternaire récent du fond de la cuvette tchadienne, *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 12, z. 1, s. 63—76.
- Sonntag Ch., Thorweih U., Rudolph J., Löhnert E., Jung-hans Ch., Münnich K. O., Klitzch E., El-Shazly E. M., Swailem F. M., 1980, Paleoclimatic evidence in apparent ^{14}C ages of Saharian groundwaters, *Radiocarbon*, 22 s. 871—878.
- Street F. A., 1981, Tropical palaeoenvironments, *Progr. Phys. Geogr.*, nr 2, s. 157—185.
- Street F. A., Grove A. T., 1976, Environmental and climatic implications of late Quaternary lake-levels fluctuations in Africa, *Nature*, 261, nr 5559, 385—390.
- Switocz A. A. 1982, Korrelacja paleogeograficznych sobytij pozdniego plejstocena, *Wiestnik Moskowskiego uniw.*, z. 6, s. 97—102.
- Thiede J. 1978, A glacial Mediterranean, *Nature*, 276, s. 680—683.
- Thunell R. C. 1979, Eastern Mediterranean Sea during last glacial maximum an 18 000 yr B.P. reconstruction, *Quat. Res.*, 11, s. 353—372.
- van Campo E., Duplessy J. C., Rossignol-Strick M. 1982, Climatic conditions deduced from a 150 kyr oxygen isotope-pollen record from the Arabia Sea, *Nature*, 296, nr 5852, s. 56—59.
- van Zinderen Bakker E. M. (ed.) 1969, *Palaeoecology of Africa*, Cape Town.
- Weisrock A., Rognon P. 1977, Évolution morphologique des basses vallées de l'Atlas atlantique Marocain, *Géol. Méditer.*, z. 4, s. 313—334.
- Wendorf F., Schild R., Said R., Haynes C. V., Gautier A. K. busiewicz M. 1976, The Prehistory of the Egyptian Sahara, *Science*, 193, s. 103—114.
- Wendorf F. i in. 1977, Late Pleistocene and recent climatic changes in the Egyptian Sahara, *Geogr. Journal*, 143, s. 211—234.
- Wieliczko A. A. 1975, Osnownyje czerty gieochronologii i paleogeografii pozdnieplejstocenowej pieriglacyalnoj zony wostoczno-ewropiejskoj rawniny, *Studia Geol. Pol.*, 52, s. 399—408.
- Wijmstra T. A. 1980, Paleobotanika i izmienenije klimata [w:] *Izmienenije klimata*, tłum. z ang., red. Gribbin, Gidromietieoizdat, Leningrad, s. 44—70.
- Williams G. E. 1970, Piedmonts sedimentation and Late Quaternary chronology in the Biskra region on the northern Sahara, *Z. f. Geom., Supp.* 10, s. 40—63.

- Williams M. A. J. 1975, Late Pleistocene tropical aridity synchronous in both hemispheres?, *Nature*, 253, nr 5993, s. 617—618.
- Williams M. A. J., Adamson D. A. 1973, The physiography of the central Sudan, *Geogr. Journal*, 139, s. 498—509.
- Wojtanowicz J., Buraczyński J. 1977, Materiały do chronologii bezwzględnej lessów Grzędy Sokalskiej, *Annales UMCS*, s. B. vol. 30—31, s. 37—54.

РЕЗЮМЕ

Опираясь на результаты проводившихся до ныне исследований Сахары, гор Атласс и зоны сегодняшних саванн (опубликованные в доступной автору литературе) поднято попытку определения хронологии и пространственного размера изменений климата на протяжении 70—20 тыс. лет назад. Сопоставлялись данные из разных регионов (рис. 5) и реконструировались изменения границ пустыни, обозначенных условно годовой изогетой 200 мм. В связи с недостатком данных и датировок отложений раннего Вюрма, некоторые заключения являются частично гипотетическими.

В начало последнего оледенения, свыше 60 тыс. лет тому назад, во время сильного похолодания, зарегистрированного во многих регионах мира, произошло продвижение сухой зоны на 500—600 км к югу (рис. 1). Северная Сахара была более влажная чем сейчас. В зоне сегодняшних саванн развивались песчаные дюны.

Около 38 тыс. лет тому назад (рис. 2) отмечается рост атмосферных осадков на юге Сахары. В горах Атласс, Эль Ахдар и на Ближнем Востоке господствовали в это время вероятно сухие климатические условия. В северной Тунезии сухой климат обозначился пустынным нагаром (*desert varnish*). Однако он продолжался короткое время (2—3 тыс. лет?). Глубокие изменения природной среды произошли во время потепления в северном полушарии, уменьшения материковых льдов и морской трансгрессии Инхирия.

30 тыс. лет тому назад, синхронно с похолоданием в северном полушарии, произошло осушение южной Сахары и Сахеля. Более влажные чем в настоящее время климатические условия простирались в северной Сахаре от Египта до Марокко (рис. 3).

24 тыс. лет назад во время относительного потепления в Европе (*Briańsk interwal*) непосредственно перед максимальным развитием материкового льда (скандинавского) значительные просторы южной и северной Сахары (особенно на западе) были более влажными, чем сегодня.

Изменения климата в Сахаре были очень сложным явлением, непопадающим в рамках существующих концепций: сокращения пустыни во время оледенений или продвижения их к югу. Можно генерально сопоставлять сухие времена к югу от Сахары и влажные в северной части пустыни (особенно северо-западной) с похолоданием и развитием скандинавского материкового льда, что обозначает продвижение Сахары на юг. Существуют однако исключения из этого правила, как например ситуация 24 тыс. лет назад, когда пустыня сократилась (рис. 4).

В связи с похолоданием на Атлантике и в западной части Средиземного моря в западной Сахаре происходили большие изменения количества атмосферных осадков, чем в восточной.

Вопреки некоторым мнениям можно утверждать, что во время последнего оледенения северная (северо-западная) граница Сахары была менее стабильной, чем в настоящее время и что там происходили кратковременные климатические колебания. Плувиал Сафуриен мог слагаться из ряда коротких влажных времен, а его эффекты, как экологические так и гидрографические (существование озер), могли быть в большей или меньшей степени результатом уменьшения испарения (температуры). Флювиальные процессы на севере отличались большой динамикой и нестабильностью (Тунезия), что свидетельствует о нестабильном режиме осадков, так как ныне в районе Сахеля, на юг от Сахары. Нестабильность северо-западной границы пустыни обосновывается термическими изменениями в Европе и вытекающими из них изменениями динамики атмосферы и колебаниями пределов полярного фронта.

SUMMARY

Basing on literature the author presents a chronology and spatial climatic changes from 70,000 to 20,000 years ago in Sahara, Atlas Mts and present savannas. Data from various areas are put together (Fig. 5) and changes of the desert borders (delimited arbitrarily by the isohyet of 200 mm) are reconstructed. The conclusions are partly hypothetical due to lack of information and datings of the Early Würm sediments.

At the beginning of the last glaciation over 60,000 years ago when a distinct cooling occurred in many parts of the world, a dry zone moved 500—600 km southwards (Fig. 1). Northern Sahara was wetter than nowadays and sandy dunes developed in the present savanna zone.

About 38,000 years ago (Fig. 2) a precipitation in southern Sahara has increased. In the Atlas Mts, in Akhdar and in the Middle East a dry climate seems to have occurred. In northern Tunisia this dry climate resulted in a development of a desert varnish but this period was a very short one and probably lasted 2000—3000 years. Considerable changes in the natural environment were connected with the warming in the Northern Hemisphere: deglaciation and Inohrian marine transgression.

A cooling in the Northern Hemisphere about 3000 years ago was accompanied by drying of southern Sahara and Sahel. Wetter climatic conditions than now occurred in northern Sahara: from Egypt to Morocco (Fig. 3).

During a relative warming in Europe about 24,000 years ago (Bryansk interval), just before the Scandinavian ice sheet reached its maximum extent, considerable fragments of southern and northern Sahara were wetter than they are now (particularly in the west).

The climatic changes in Sahara are a very complex phenomenon and cannot be embraced into a hitherto opinion: the desert got smaller during glacial stages or moved southwards. Generally speaking, the dry periods to the south of Sahara and the wet periods in the northern part of the desert (particularly in the north-west) are to be correlated with coolings and advances of the Scandinavian ice sheets (thus the desert moved to the south in those times). But there are the exceptions from this general rule as for example 24,000 years ago when the desert was smaller (Fig. 4).

Due to a cooling of the Atlantic Ocean and of the western part of the Mediterranean Sea, western Sahara was subjected to greater precipitation variations than its eastern fragment.

Contrary to some current opinions the northern (north-western) border of Sahara seems to have been less stabilized during the last glaciation than it is now and many short-lasting climatic fluctuations occurred in that area. The Saourien Pluvial was probably composed of many short wet intervals and its ecologic, and particularly hydrographic effects (occurrence of lakes) could result from lower evaporation (temperature). Fluvial processes in the north (Tunisia) showed high dynamics and irregularity. It suggests that the precipitation regime was non-stabilized, similarly as now in Sahel to the south of Sahara. The wandering of the north-western desert border results from thermic changes in Europe and so, variations of atmosphere dynamics and the southern extent of the polar front.