ROCZNIKI GLEBOZNAWCZE T. XXXVI, NR 2, S. 131—141, WARSZAWA 1985

KRYSTYNA KONECKA-BETLEY, DANUTA CZĘPIŃSKA-KAMIŃSKA

KOPALNE OSADY ORGANICZNE W LASACH ROGOWA JAKO WSKAŹNIKI PRZEMIAN ŚRODOWISKA

Katedra Gleboznawstwa SGGW-AR w Warszawie

Osady organiczne kopalnych zbiorników wodnych na obszarze pojezierza eemskiego na Wysoczyźnie Rawskiej scharakteryzowano pod względem litologicznym i fizykochemicznym w oddzielnej pracy [7]. W niniejszej publikacji charakter i wiek badanych osadów [3] wykorzystano jako wskaźniki przemian środowiska w interglacjale eemskim na tym obszarze.

Monolit kopalnych zbiornikowych osadów organicznych pobrano z profilu 2 w oddziale 79 uroczyska Wilczy Dół w lasach Nadleśnictwa Rogów. W osadach tych wykonano analizę pyłkową w 20 próbkach, zilustrowaną na diagramie pyłkowym [1] [3].

Pyłek we wszystkich próbkach występował bardzo licznie i był bardzo dobrze zachowany. Tylko w dwóch próbkach: z głębokości 191 cm (warstwowany utwór pyłowo-ilasty) i z głębokości 211 cm (torf) ziarna pyłku były nieco zniszczone.

W diagramie pyłkowym z Rogowa — Uroczysko Wilczy Dół — można wydzielić następujące fazy sukcesji roślinnej w zbiorniku, jak i na obszarach otaczających zbiornik wodny [14]:

— faza Ee — bór sosnowy z dębem, później las dębowy z narastającym udziałem leszczyny;

— faza Ef — lasy liściaste z niewielką ilością drzew szpilkowych, z panującą leszczyną (maksymalnie 72,4%). Na fazę tę przypada maksimum występowania wiązu (4,8%) i lipy (10,8%). Jest to faza ogólnie przyjmowana za interglacjalne optimum klimatyczne;

[1] Autorki dziękują serdecznie dr Janczyk-Kopikowej za wykonanie analizy pyłkowej.

— faza Eg — lasy grabowe z maksimum graba 54,0%. Udział leszczyny początkowo liczny, stopniowo maleje. Maleje również ilość dębu. Cis natomiast jest stałym komponentem zbiorowisk roślinnych, co można uznać za wskaźnik wpływu klimatu oceanicznego;

— faza Eh — lasy świerkowo-jodłowe z dużym spadkiem udziału gatunków ciepłolubnych. Pod koniec tej fazy wzrasta gwałtownie udział sosny;

— faza Ei — bory sosnowo-świerkowe ze wzrostem udziału brzozy.

Opierając się na analizie pyłkowej odsłonięcia w Rogowie i wykazanej zmienności sukcesji roślinnej można stwierdzić, że jest to typowy diagram dla interglacjału eemskiego.

Osady nielądowe w przedstawionym diagramie, dokumentowane przez pyłek roślin wodnych i plankton, informują w dalszej kolejności o zmianach poziomu wody, a co za tym idzie, o zmianach warunków środowiska i związanych z tym zmianach w sukcesji roślinnej w zbiorniku, jak i na osadach otaczających go.

W osadach zbiornika stwierdzono występowanie gytii węglanowej i bezwęglanowej, dwóch poziomów łupków bitumicznych o niewielkiej miąższości (do 0,5 m) oraz płytkiego zmurszałego torfu.

W spągu zbiornika, na dość dużej głębokości, odpowiadającej fazie Ee sukcesji roślinnej, na ile pylastym osadziła się gytia biała węglanowa przechodząca w gytię szarą bezwęglanową. Można przyjąć, że w tym okresie utwory glacjalne, zwłaszcza otaczające zbiornik gliny lodowcowe o małej miąższości, ulegały silnej dekalcytacji [5]. Był to okres dość krótki, o czym świadczy bardzo mała miąższość utworów węglanowych. Po tym epizodzie nastąpiło najprawdopodobniej pewne spłycenie zbiornika i krótkie wejście roślinności torfotwórczej („kożuchy pływające"), udokumentowanej występowaniem substancji organicznej dobrze rozłożonej, ale nie zhumifikowanej i nieco później zbituminizowanej. Fazę Ef, czyli optimum klimatyczne interglacjału, rozpoczęła zatem w zbiorniku roślinność torfotwórcza. W bardzo krótkim czasie lustro wody zbiornika podniosło się i ponownie rozpoczęło się donoszenie węglanu wapnia i osadzanie go na dnie wraz z materiałem organicznym gytii (pochodzenia zarówno zwierzęcego, jak i roślinnego). Rozpatrując ilości $CaCO_3$ w osadzonej ponownie 10-centymetrowej warstwie gytii należy stwierdzić, że w optimum klimatycznym interglacjału dopływ węglanów był mały. Dopiero na początku fazy Eg — panowania lasów grabowych — powstała warstwa gytii zawierająca ponad 50% $CaCO_3$. Wydaje się, że jest to moment zakończenia właściwej dekalcytacji utworów glacjalnych na omawianym obszarze, czyli najprawdopodobniej ich duże odwapnienie. Należy brać pod uwagę, że dekalcytacja utworów węglanowych jest procesem ciągłym, choć o małym nasileniu.

Odwapnienie otaczających zbiornik utworów glacjalnych, a następnie wytworzonych z glin stadiału Warty pierwotnie węglanowych gleb słabo wykształconych i brunatnych nastąpiło głównie w fazie Ee i częściowo Ef. Datuje to okres przekształcania tych gleb przez procesy przemywania po optimum klimatycznym interglacjału eemskiego. W dalszej kolejności, u schyłku interglacjału, zaznaczył się również proces odgórnego oglejenia.

Wszystkie te procesy cząstkowe, odzwierciedlające się w osadach organicznych, prowadziły do zubożenia wierzchnich warstw ówczesnych gleb mineralnych, otaczających zbiornik. Być może była to jedna z przyczyn późniejszego „niszczenia" poziomów wierzchnich gleb interglacjalnych, mniej scementowanych i przemytych. Osadzanie się węglanu wapnia w interglacjalnym zbiorniku wodnym, świadczące o dekalcytacji utworów otaczających, potwierdza tezę wysuniętą przez niektórych autorów dla holocenu [6, 11], że silniejsza dekalcytacja utworów glacjalnych zachodzi w klimacie cieplejszym, a nie w zimnym, jak sugerują autorzy niemieccy [8, 9].

Nad drugą warstwą węglanowej gytii w zbiorniku występuje znowu przewaga substancji organicznej bezwęglanowej, zbituminizowanej. W stropie półmetrowej warstwy łupków bitumicznych występuje około 10-centymetrowa warstwa torfu barwy brunatnej, z małą ilością szczątków nie rozłożonych.

Analiza mikroskopowa torfu [2] z badanego profilu 2 (oddział 79) pozwala na rozpoznanie resztek roślin torfotwórczych, jak korzenie turzyc i trzciny, korowina olchy i sosny, zarodnie paproci i pyłek sosny. Pozostałość tych rozpoznawalnych resztek roślinnych stanowi tylko 1% całej masy torfu, co świadczy o posuniętych przemianach czy, być może, o procesach diagenezy związanej z czasem. Pewna humifikacja i nietypowość utworu pozwala przypuszczać, że utwór ten tworzył się w warunkach tlenowych w płytkim zbiorniku wodnym, być może, w podwyższonej temperaturze w stosunku do warstw nadległych. Jest sprawą interesującą, czy proces bituminizacji wpłynął na podwyższenie temperatury przemian torfu? Tworzenie torfu przypada na fazę Eh sukcesji roślinnej, kiedy przy oziębieniu się klimatu panują borealne zbiorowiska świerkowo-jodłowe ze wzrastającą ilością sosny. Jest to więc schyłek interglacjału. Badany torf występował jakiś czas na powierzchni jako gleba wytworzona z torfu torfowiska niskiego, o czym, jak już wspomniano, świadczy korozja ziaren pyłku.

Odpowiednikiem wiekowym opisanego torfu jest warstwa z głębokości 180-200 cm w profilu 11 oddziału 63, z drugiego zbiornika leżącego w obniżeniu bezodpływowym. Nie stwierdzono w nim także gytii wa-

[2] Analiza botaniczna torfu została wykonana przez dr J. Karpińską, za co autorki serdecznie dziękują.

piennej, a występująca substancja organiczna wykazuje bardzo mały stopień zbituminizowania. Odznacza się ona znaczną domieszką części mineralnych. Przy analizie botanicznej torfu z głębokości 180-200 cm rozpoznano w tym profilu resztki roślin torfowych i roślin wodnych. Ogółem szczątki roślinne stanowią 10% całej masy zhumifikowanej. Stwierdzono również w tym poziomie duże domieszki materiału mineralnego; domieszka piasku dochodzi do 10%. Wśród resztek roślin torfotwórczych występują: fragmenty epidermy bobrka trójlistnego, bagnicy torfowej, pałki szerokolistnej, trzciny pospolitej, liści roślin z rzędu *Bryales* i *Sphagnum cymbifolium* oraz fragmenty korowiny wierzby. Oprócz tego występują drobne fragmenty tkanek roślin wodnych: oczeretu jeziornego, rdestnicy pływającej i osoki aleosowatej. Utwór ten składem botanicznym zbliżony jest to torfu oczeretowego (torf szuwarowy).

Zgadnieniem trudnym do jednoznacznego rozwiązania jest bituminizacja utworów organicznych występujących w analizowanym zbiorniku wodnym (profil 2). Uważa się, że łupki bitumiczne mogą występować w osadach o różnym wieku, od kambru po czwartorzęd [2, 10, 12]. Istnieje pogląd, że czwartorzędowe łupki bitumiczne powstają wskutek rozkładu części organicznych, a ich substancje bitumiczne przypominają składem ropę naftową [2].

W pewnych strefach Polski tworzenie się łupków w czwartorzędzie przypisywano migracji bituminów z przed czwartorzędowego podłoża oraz „wyłapywaniem" ich przez cząstki iłu koloidalnego i osadzanie w zbiornikach czwartorzędowych [10].

Część opisywanych osadów organicznych profilu 2 wykazuje duży stopień bituminizacji. Nie uległ jej natomiast płytki, młodszy nieco od łupków torf. W bardzo małym stopniu jest zbituminizowana gytia węglanowa. Torf zalegający na łupkach, mimo pewnej diagenezy, nie uległ bituminizacji, można zatem wnioskować, że powstawanie czy „wyłapywanie" bituminów starszych zakończyło się na badanym terenie pod koniec fazy Eh — lasów świerkowo-jodłowych z gwałtownym wzrostem udziału sosny.

Bituminy mogły powstać także in situ w interglacjale z substancji organicznej gleb otaczających zbiornik.

Charakter i położenie 20-centymetrowej warstwy utworu pyłowo-ilastego z domieszką substancji organicznej w profilu 2 i podobnej 2-centymetrowej warstwy tego utworu w profilu 11, zalegających na torfach wskazuje, że osadziły się one w okresie suchszym i chłodniejszym interglacjału. Utwory te bowiem powstały w wyniku zmywania i osadzania części spławialnych z otaczających zbiorniki glin lodowcowych zlodowacenia środkowopolskiego. Piaski nad utworami pyłowymi, czy pyłowo-ilastymi, powstały w wyniku osadzania przez wody szybciej płynące, kiedy klimat był nadal chłodny, ale z większą ilością opadów. Jak poda-

je Różycki, okres ten był zapowiedzią zbliżających się warunków peryglacjalnych [12].

PODSUMOWANIE

Opracowanie niniejsze i prace wcześniejsze [4, 5, 7] przedstawiają stratygrafię utworów Wysoczyzny Rawskiej, ze szczególnym naświetleniem obszaru lasów Rogowa. Na podstawie przeprowadzonych badań można stwierdzić, że na omawianym terenie na wysoczyznach występują przede wszystkim gliny zlodowacenia środkowopolskiego stadiału Warty. Natomiast w suchych dolinach i obniżeniach terenowych występują utwory fluwioglacjalne, nieco młodsze. Na powierzchni obu wymienionych utworów, z brukiem autochtonicznym w stropie, osadziły się znacznie młodsze utwory eoliczne, datowane metodą termoluminescencji na 13 400 ± 2000 lat Lub. nr 322. Pod utworami eolicznymi i piaskami fluwioglacjalnymi znaleziono w kilku miejscach osady organiczne interglacjału eemskiego [3, 4, 7, 13].

Analiza pyłkowa organicznych osadów interglacjalnych pozwala prześledzić następstwo roślinności w okresie międzylodowcowym. To z kolei pozwala wnioskować o zmianach klimatycznych i związanym z tym następstwem zespołów roślinnych, okalających zbiorniki wodne. Znajomość następstwa zespołów roślinnych pozwala z pewnym przybliżeniem wnioskować o przebiegu procesów glebotwórczych i typologii gleb mineralnych tego obszaru.

Gleby wytworzone z glin zlodowacenia środkowopolskiego, występujące obecnie na powierzchni, w okresie interglacjału eemskiego ulegały procesom dekalcytacji, przemywania i odgórnego oglejenia. W konsekwencji tych zjawisk wierzchnie warstwy glebowe zostały spiaszczone i zubożone w niektóre składniki oraz ił koloidalny. W okresie późniejszym, kiedy nastąpiło oziębienie klimatu związane ze zlodowaceniem najmłodszym — vistulian, wierzchnie ich poziomy w okresie peryglacjalnym mogły łatwiej ulec przekształceniu i zniszczeniu.

W okresie interglacjalnym pierwotnie węglanowe gliny lodowcowe uległy odwapnieniu. Wymywane z nich węglany gromadziły się w niektórych zbiornikach wodnych tego obszaru w postaci węglanowej gytii. Na podstawie stratygrafii utworów zbiornika i analizy pyłkowej stwierdzono, że dekalcytacja węglanowych utworów glacjalnych rozpoczęła się w fazie Ee — boru sosnowego z dębem, a następnie lasu dębowego z leszczyną. Proces ten został przerwany na początku fazy Ef — lasów mieszanych z optimum klimatycznego interglacjału, kiedy nastąpiło spłycenie zbiornika i wejście roślinności torfotwórczej. Zbiornik jednak dość szybko pogłębił się i rozpoczął się ponowny dopływ węglanu wapnia z materiałem organicznym. Dopływ węglanu w optimum klimatycznym interglacjału był niewielki. Zwiększył się on znacznie znowu na początku

fazy Eg, w okresie nasilającego się panowania lasów grabowych. Powstała wtedy warstwa węglanowej gytii (ponad 50% $CaCO_3$) o małej miąższości. Utwory zalegające w stropie gytii nie zawierają węglanów. Dekalcytacja została więc zakończona pod koniec fazy Eg. Być może nie było odpowiednich warunków dla jej kontynuacji. Po okresie dekalcytacji nastąpiła bituminizacja osadów organicznych w zbiorniku.

W stropie zbituminizowanych utworów organicznych, w drugiej połowie fazy Eh, wraz ze spadkiem udziału gatunków ciepłolubnych pojawia się warstwa torfu. Na tej podstawie można wnioskować o zarastaniu zbiornika wodnego i powstawaniu gleby torfowej. Takie rozpoznanie potwierdza korozja ziaren pyłku roślin drzewiastych, zanotowana w najwyższej warstwie torfu [3]. W stropie torfu występuje osad ilasty datowany na fazę Ei ochładzania klimatu i pojawiania się większych ilości pyłku sosny i brzozy. Jeziorne pochodzenie tego osadu potwierdza również występowanie dużej ilości *Pediastrum* — glonu charakterystycznego dla wód stojących albo wód o małym przepływie. W stropie osadu jeziornego występuje ponownie korozja ziaren pyłku, świadcząca o zanikaniu zbiornika i wietrzeniu substratu skalnego lub istnieniu jakiejś nieco młodszej gleby. Prawdopodobnie jest to gleba słabo wykształcona ze schyłku interglacjału eemskiego, być może jedna z gleb interstadialnych, które występują często w osadach lessowych.

W glebach mineralnych wytworzonych z gliny lodowcowej, otaczającej zbiornik wodny w początkowych fazach interglacjału, występował proces dekalcytacji. Pod lasami liściastymi prawdopodobnie do końca optimum klimatycznego interglacjału tworzyły się gleby brunatne. Po optimum klimatycznym w fazie Eg rozpoczął się proces przemywania, to jest mechaniczne przemieszczanie iłu koloidalnego w głąb profilu. W wyniku tego procesu tworzył się poziom B_t, wzbogacony w ił koloidalny, tak zwany poziom zglinienia, charakterystyczny dla gleb lessivés (płowe). W miarę oziębiania się klimatu, z równoczesnym zwiększaniem się ilości opadów, o czym świadczą zmiany w zbiorowiskach roślinnych, na proces lessivage zaczął się nakładać proces odgórnego oglejenia, czyli proces okresowego stagnowania wody opadowej na dobrze wykształconym poziomie B_t. Mogło to w pewnych przypadkach, zwłaszcza pod koniec interglacjału, doprowadzić do powstawania gleb opadowoglejowych.

Na początku glacjału, na przełomie klimatycznym między interglacjałem eemskim a zlodowaceniem najmłodszym — vistulian, nastąpiło niszczenie gleb i denudacja osadów otaczających zbiornik. Deluwia piaszczyste pokrywają osady ilaste w zbiorniku, a niekiedy wchodzą na gliny Fację rezydualną niszczonych glin lodowcowych stanowią bruki występujące w ich stropie. Świadczą one dobitnie o procesach niszczenia tego obszaru i o występowaniu zimnej pustyni arktycznej, na której, jak podaje Dylik [1], powstają głazy rzeźbione przez wiatr.

Piaski fluwioglacjalne, występujące w suchych dolinkach i obniżeniach terenowych, osadzały się najprawdopodobniej dopiero u schyłku glacjału, kiedy nastąpiło ożywienie działalności wód płynących po okresie panowania zimnej pustyni, czyli maksymalnym zasięgu zlodowacenia vistulian.

W końcowej fazie glacjału (Prabøllingu — 13 400 lat, Lub. nr 322) cały omawiany obszar ze zniszczonymi glebami eemskimi został pokryty eolicznymi utworami pyłowymi. To wskazuje, że nawiewanie tych utworów skończyło się przed najstarszym dryasem. Oprócz podanej daty świadczy o tym również brak spiaszczenia warstw wierzchnich utworów pyłowych. Powstawanie pyłu nie występowało więc równocześnie z tworzeniem się piaszczystych utworów wydmowych pochodzenia eolicznego, które są nieco młodsze.

Zarówno w interstadiale Bølling, jak i Allerød na omawianych pyłach mogły rozpocząć się procesy tworzenia gleb związane z pojawieniem się roślinności i gromadzeniem substancji organicznej.

Na podstawie wyników prac wcześniej opublikowanych oraz obecnych badań można stwierdzić, że gleby lasów rogowskich wytworzone z utworów pyłowych większej miąższości nie są zbyt stare. Ich powstawanie rozpoczyna się od schyłku glacjału, a później trwa przez holocen do dnia dzisiejszego.

Na podstawie analiz fizykochemicznych można wnioskować, że przekształcenie typologiczne tych gleb związane z klimatem w holocenie przebiegało podobnie, jak to miało miejsce w interglacjale eemskim, choć okresu arktycznej pustyni gleby te nie przeszły. Natomiast w przypadku występowania utworów pyłowych małej miąższości pojawiają się blisko współczesnej powierzchni stare poziomy zglinienia B_t, powstałe w interglacjale eemskim. Na te stare poziomy genetyczne gleb interglacjalnych, pomijając warstwę pyłu o małej miąższości, nakładają się cechy aktualnych procesów glebotwórczych. W takich przypadkach dolna część gleby występującej obecnie na powierzchni jest znacznie starsza, a jej wiek wynosi ± 100 000 lat. Wiek skały, czyli na omawianym obszarze glin zlodowacenia środkowopolskiego stadiału Warty, jest jeszcze starszy.

Znajomość tych wszystkich faktów prowadzi do stwierdzenia, że właściwości chemiczne i fizyczne gleb niejednorodnych, współcześnie występujących na powierzchni obszaru zlodowacenia środkowopolskiego, są ściśle związane ze starszymi plejstoceńskimi procesami glebotwórczymi.

LITERATURA

[1] Dylik J.: Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski środkowej. W: Czwartorzęd Polski, Warszawa 1967.

[2] Gadomska S.: Czwartorzędowe łupki bitumiczne. Przegl. geolog. 7, 1960.

[3] Janczyk-Kopikowa Z.: Analiza pyłkowa osadów interglacjału eemskiego w Rogowie. Rocz. glebozn. w tym numerze str. 143.
[4] Konecka-Betley K., Majsterkiewicz T.: Geneza gleb wytworzonych z pokrywowych utworów pyłowych Polski środkowej. Rocz. glebozn. 24, 1973, 2.
[5] Konecka-Betley K., Czępińska-Kamińska D.: Typologia gleb wytworzonych z płytkich utworów pyłowych Wysoczyzny Skierniewickiej, Rocz. glebozn. 24, 1979, 2, 95-110.
[6] Konecka-Betley K., Stefaniak P.: Geneza i typologia gleb wytworzonych z kredy jeziornej południowego pasa bagien Puszczy Kampinoskiej. W: Wpływ działalności człowieka na środowisko glebowe w Kampinoskim Parku Narodowym. Wyd. SGGW-AR, Warszawa 1983.
[7] Konecka-Betley K., Czępińska-Kamińska D.: Wiek i kształtowanie się gleb i kopalnych osadów organicznych lasów Rogowa (Wysoczyzna Rawska). Rocz. glebozn. w tym numerze str. 111.
[8] Kopp D.: Periglaziäre Umlagerungs-(Perstruktions)-Zonen im nordmitteleurcpäischen Tiefland und ihre bodengenetische Bedeutung. Beiträge zur Bodensystematik unter besonderer Berücksichtigung reliktischer und rezenter Markmale. Tagungsbreicht 102, Berlin 1970, 55-81.
[9] Kopp D.: Ergebnisse der forstlichen Standortserkundung in der Deutschen Demokratischen Republik. I. Die Waldstandorte des Tieflandes. Potsdam 1969.
[10] Łyczewska J.: Interglacjalne łupki bitumiczne jako przejawy migracji bituminów. Roczn. Polskiego Towarzystwa Geologicznego 26, 1966
[11] Prusinkiewicz Z., Noryśkiewicz B.: Geochemiczne i paleopedologiczne aspekty kredy jeziornej jako skały macierzystej północnopolskich rędzin. Acta Univ. Nicolai Copernici, Geogr. 11, 1975, 35, 115-127.
[12] Różycki S.Z.: Plejstocen Polski środkowej. PWN, Warszawa 1972.
[13] Sobolewska M.: Wynik badań paleobotnicznych nad eemskimi osadami z Józefowa na Wyżynie Łódzkiej. Biul. perygl. 15, Łódź 1966.
[14] Środoń A.: Stratygrafia późnego plejstocenu Polski niżowej na podstawie paleobotanicznej. W: Czwartorzęd Polski. Warszawa 1967.

Wpłynęło do Redakcji 9.IX.1983

К. КОНЕЦКА-БЕТЛЕЙ, ЧЕМПИНЬСКА-КАМИНЬСКА

ПОГРЕБЕННЫЕ ОРГАНИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ РОГОВСКИХ ЛЕСОВ КАК ПОКАЗАТЛЕЬ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СРЕДЫ

Кафедра почвоведения Варшавской сельскохозяйственной академии

Резюме

В труде рассматриваются погребенные органические отложения водоёмов эмскодо приозерья, выступающие на площади Роговских лесов [7]. Эти отложения были охарактеризованы на основании пыльцевого анализа и ботанического состава торфа [3].

В пыльцевой диаграмме из Рогова были выделены следующие фазы растительной сукцессии в водоёме, а также в его окружении:

— фаза Ее, сосновый бор с дубом, позже дубовый лес с повышающимся участием лещины,

— фаза E , лиственные леса с небольшим количеством хвойных деревьев, с преобладанием лещины. Эта фаза считается, в общем, межледниковым климатическим оптимумом,

— фаза Eg, грабовые леса с максимальным участием граба — 54,0%,

— фаза En, елово-пихтовые леса, со значительно уменьшенным участием термофильных видов,

— фаза Ei, сосново-еловые леса с повышенным участием березы.

Указанные изменения растительной сукцессии позволяют констатировать, что приведенная диаграмма является типичной для эмского межледниковья.

В отложениях водоёма установлено наличие карбонатной и бескарбонатной гиттии, двух горизонтов битуминозных сланцев и мелкого обмуршелого торфа. Образование карбонатной гиттии связано с декальтитизацией гляциальных формаций окружающих водоём. Интенсификация процесса декальцитизации произошла в фазе Ee — соснового бора с дубом, а в фазе Eg — грабового леса. После периода интенсивной декальцитизации произошла битуминизация органических отложений в водоёме. Процесс битуминизации в плеистоценовых формациях еще окончательно не разъяснен. Однако, на основании проведенных исследований можно предполагать, что битуминизация отложений могла произойти в межледниковье в результате образования битумов из органического вещества окружающих водоём почв.

Во второй половиние фазы Eh, при уменьшении участия термофильных растений, на битуминизированных органических осадках появляется слой торфа, что свидетельствует о постепенном зарастании водоёма. В кровле торфа образуется илистый осадок датированный фазой Ei — охлаждение климата. Этот осадок характеризуется наличием альга Pediastrum и более высоких количеств пыльцы сосны и березы. В кровле этого осадка наблюдается коррозия зерен пыльцы, что может быть показателем наличия в известный период инициальной почвы.

В окружающих водоём минеральных почвах, образованных из глины, в начальных фазах эмского межледниковья происходил процесс декальцификации. По всей вероятности до наступления климатического оптимума этого периода, под лиственными лесами образовались бурые почвы, а по мере выщелачивания карбонатов — выщелоченные бурые почвы. После климатического оптимума в фазе Eg начался процесс лессивирования, в результате которого образовался горизонт B_t — оглинения, характерный для лессивированных почв. По мере охлаждения климата и увеличения атмосферных осадков, на процесс лессивирования начал накладываться процесс псевдооглеения. В конце междедниковья образовались поверхностно оглеенные почвы.

В начале ледниковья произошло разрушение как органических так и минеральных почв, а также денудация окружающих водоём отложений. В конце ледникового периода, с началом более оживленной деятельности текущих вод после периода господствования холодной пустыни, в понижениях исследуемой площади отлагались флювиогляциальные пески.

В конечной фазе плеистоцена вся площадь с разрушенными эмскими почвами была покрыта эоловыми пылеватыми отложениями разной мощности. Они датированы по методу термолюминесценции: 13 400 лет Люб. 322. Образование новых почв на пылеватых осадках могло таким образом вновь начаться в межстадиалах бёллинт и Аллерёд, а также во всех периодах голоцена.

K. KONECKA-BETLEY, D. CZĘPIŃSKA-KAMIŃSKA

FOSSIL ORGANIC SEDIMENTS IN ROGÓW FORESTS AS AN INDEX OF SITE CHANGES

Department of Soil Science, Agricultural University of Warsaw

Summary

Fossil organic sediments of water reservoirs of the Eeem lakeland occurring on the area of Rogów fortests are discussed in the work [7]. These sediments are characterized basing on the pollen analysis and the botanical composition of peat [3].

In the pollen diagram from Rogów the following plant succession phases in the water reservoir and on surrounding areas have been distinguished:

— Ee phase: pine forest with oak, later on oak forest with increasing share of hazel,

— Ef phase: deciduous forests with a slight admixture of coniferous tress, at a predominance of hazel. This phase is generally regarded as an interglacial climatic optimum,

— Eg phase: hornbeam forests with the maximum share of hornbeam of 54.0%,

— Eh phase: pine-fir forests with a considerable decrease of thermophilous species,

— Ei phase: spruce-fir forests with an increasing share of birch.

The above variability of the plant succession allows to state that it is a typical diagram of the Eem interglacial.

In sediments of the water reservoir carbonate and carbonate-free gyttja, two horizont of bituminous shales and shallow mucked peat were found. The carbonate gyttja occurrence is conected with decalcitation of glacial formations surrounding the water reservoir. Higher intensity of the decalcitation process occurred in the Ee phase, of pine forest with oak, and in the Eg phase, of hornteam forest. After the period of intensive decalcitation bituminization of organic sediments in the water reservoir took place. The bituminization process in pleistocenic formations has not been still definitely explained. However, on the basis of the present investigations it can be presumed that the bituminization of the sediment could take place in the interglacial in consequence of formation of bitumens from organic matter of soils surrounding the water reservoir.

In the second half of the Eh phase, at a decrease of thermophilous plant species, peat layer was developed in bituminized organic formations, what could bear evidence of a slow vanishing of the water reservoir. In the ceiling of peat clayey sediment was formed, dated for the Ei phase — of cooling of the climate. This sediment is characterized by the occurrence of Pediastrum alga and greater amounts of pine and birch pollen. In the ceiling of this sediment corrosion of the pollen grains is observed, what can prove the existence of initial soil in a definite period.

In mineral soils developed from loam, surrounding the water reservoir, the decalcification process occurred in initial phases of the Eem Interglacial. Probably brown soils developed under deciduous forests till the climatic optimum of this period, whereas, along with leaching of carbonates brown leached soils were formed. After the climatic optimum in the Eg phase the process of lessivage began. This process led to formation of the B_t horizon of loaming, enriched in colloidal clay characteristic for soils lessivés. Along with gradual cooling of the climate

and increase of the atmospheric precipitation the lessivage process was overlapped by the process of pseudogleying. At the end of the interglacial superficially gleyed soils began to develop.

At the glacier start destruction of both organica and mineral soils and denudation of sediments surrounding the water reservoir took place. At the final stage of the glacier, at more intensive action of flowing waters after the period of dominance of a cold desert, fluvioglacial sands were sediments in lowered parts of the area under study.

In the final phase of pleistocene the whole area with destructed Eem soils was covered with aeolic silty formations of different thickness. These formations were dated by the thermoluminescence method for 13 400 years Lub. 322. The development of new soils on silty formations could thus begin anew in the bölling and Allerød interstages as wel as in all holocene periods.

Prof. dr hab. Krystyna Konecka-Betley
Katedra Gleboznawstwa SGGW-AR
Warszawa, ul. Rakowiecka 26