

STANISŁAW ZBIGNIEW STOPA  
Akademia Górniczo-Hutnicza

## TWORZENIE SIĘ WĘGLA W PRZYRODZIE DZISIAJ I NIEGDYS

UKD 553.91/97:553.068.6:550.73:551.72/79(100)

Tworzenie się węgla, czyli węglotwórczość albo karboprodukcja czy antrakogeneza, przejawiająca się współcześnie jako torfotwórczość, jest jednym z trwałych efektów nieprzerwanej działalności życiowej świata roślinnego, czyli fitobiosu. Antrakogeneza rozwija się nieustannie jako jeden ze stałych nurtów w potoku litogenezy, stanowiącej podstawowy strumień rozwoju ewolucyjnego skorupy ziemi.

Warunki biologiczne, ekologiczne i sedimentologiczne sprzyjające antrakogenezie możemy nazwać antrakofilnymi. Antrakofilia zaś jest cechą stanowisk biologiczno-sedymentacyjnych lub okresów czasu oznaczającą, że całokształt warunków panujących na danym stanowisku i w danym okresie sprzyja wegetacji i masowemu rozwojowi roślin węglotwórczych oraz zawiązaniu się ich kosztem i rozwojowi procesu tworzenia się torfu jako osadu węglowego, czyli procesu karboprodukcji albo antrakogenezy.

Roślinność (fitobios) w swojej ewolucyjnej dziejowej ekspansji geograficznej dąży bezustannie do zasiedlania coraz nowych połaci kuli ziemskiej, między innymi także i rozmaitych stanowisk wilgotnych oraz nawodnionych, poprzez rozwój coraz bardziej różnorodnych form i zespołów roślin higrofilnych. Rośliny takie rozpleniając się na stanowiskach wilgotnych masowo po obumarciu w sprzyjających warunkach sedymentacyjnych zapewniają ponad to asekurację (np. wodną) akumulatu przed zupełnym rozkładem (utlenieniem, zbutwieniem) i umożliwiają przeobrażanie się akumulatu fitogenicznego w torf, rozwija się proces torfotwórczy jako współczesna forma antrakogenezy. Torf jest bowiem osadem fitogenicznym wyjściowym dla antrakogenezy, a przez to — jako osad węglowy — jest produktem pierwszego, początkowego etapu procesu węglotwórczego w przyrodzie.

Na stanowisku antrakofilnym może dojść do wykorzystania antrakofilii przez roślinność węglotwórczą na drodze zawiązania się i rozwoju procesu węglotwórczego, albo też szansa taka może nie być wykorzystana, np. z powodu braku odpowiednio aktywnej i do środowiska dostosowanej flory węglotwórczej.

W jakich strefach kuli ziemskiej panują warunki mniej lub bardziej antrakofilne i gdzie na mniejszą lub większą skalę odbywa się antrakogeneza?

Na antrakofilię siedlisk biologicznych składa się szereg czynników, które ująć można łącznie jako czynniki lub parametry antrakofilii. Należą tu przede wszystkim: odpowiedni klimat, odpowiednie nawodnienie, dostateczna objętość pojemnika torfowego i odpowiednia budowa geologiczna tego pojemnika.

Roślinność higrofilna, nawet bardzo ekspansywna, przy klimacie zbyt zimnym (niwalnym) nie może w ogóle rozwinąć torfotwórczości, natomiast przy klimacie gorącym nie może wytwarzać torfu tylko wtedy, kiedy i wilgotność powietrza jest niska (klimat pustynny). Duża bowiem wilgotność może jakby skompensować nadmierną wysokość temperatury powietrza, powodując antrakofillność wilgotnej odmiany gorącego klimatu (lub mikroklimatu w strefie klimatu zasadniczo nie sprzyjającego torfotwórczości, jak to się dzieje np. na Sumatrze. Odpowiednia też być powinna ruchliwość powietrza atmosferycznego (korzystny reżym wiatrów).

Nawodnienie w stopniu antrakofilnym nie może być za duże, (z uwagi na ruchliwość falową powierzeni wody, ze względu na trujące działanie produktów procesów redukcyjnych i anaerobowych dennyh itp.) ani też za małe (brak dostatecznej asekuracji przed zbyt dużym utlenieniem dla akumulatu roślinnego). Charakter wody też powinien być dostosowany pod względem stopnia jej ruchliwości, kwasoty, żyzności, tj. zasobności w składniki mineralne, toksycności.

Objętość pojemnika ukształtowanego przez relief terenu (powierzchnia i głębokość pojemnika) musi być dostateczna, by mógł on pomieścić narastającą masę torfu.

Stosowna też musi wreszcie być budowa geologiczna pojemnika torfowego, aby mu nie groziło zbyt wielkie odsączenie wody z pojemnika torfowego wskutek niedostatecznej szczelności podłoża.

Wartości współczynników antrakofilności tylko w pewnych zakresach pozwalają na zawiązanie się i rozwój torfotwórczości; te zakresy możemy nazwać przedziałami antrakofilności dla tych współczynników. Dla zawiązania się procesu torfotwórczego potrzebne jest minimum „komfortu” w zakresie każdego współczynnika antrakofilności.

Należy jednak pamiętać, że niedostatek komfortu w zakresie pojedynczego współczynnika antrakofilności może być skompensowany w pewnym stopniu, czasem nawet bardzo wysokim, przez nadmiar komfortu w zakresie innego współczynnika, który wtedy domłnuje i staje się głównym motorem torfotwórczości. Na stoku wysokich gór, tzn. na stanowisku pod względem biologicznym i geomorfologicznym dla zatorfienia jak najmniej sprzyjającym, wprost torfobnym czy antrakofobnym, może przecież dojść do zatorfienia (w postaci tzw. torfowisk wiszących) w dwóch przypadkach szczególnego komfortu w zakresie innych współczynników tego procesu:

1) albo dzięki liniowemu rozmięczeniu na stoku górskim źródeł żywej wody, np. wzdłuż wychodni warstw skalnych nieprzepuszczalnych (niezwykle komfort hydrogeologiczny),

2) albo dzięki wykraplaniu się na takim stoku górskim wilgoci ze stałych wiatrów naładowanych wilgocią i kierujących się znad morza ku górom jak to się dzieje np. w przypadku wilgotnych wiatrów idących od Zatoki Bengalskiej przez Himalaje ku Tybetowi (niezwykle komfort klimatyczny lub mikroklimat wysoce antrakofilny w warunkach geomorfologiczno-klimatycznych zasadniczo niesprzyjających zatorfieniu).

Torfowiska (a w konsekwencji: złoża torfu i węgla) można podzielić wg dominującego czynnika antrakofilności albo — w związku z wykorzystaniem lub konsumpcją czy też realizacją antrakofilności — wg głównego motoru zatorfienia i torfotwórczości na utwory torfowe:

- 1) klimageniczne (ombrogeniczne),
- 2) hydrogeniczne i
- 3) telmageniczne (lub telmatyczno-geogeniczne).

Pod względem czasokresu rozwoju można powiedzieć, że — astrahując od wyjątkowych zbiegów okoliczności — torfowiska ombrogeniczne mają, jako regule, rozwój krótkotrwały, są epizodyczne. Torfowiska nurogeniczne są epizodyczne albo megaepizodyczne (o torfotwórczości wprawdzie też jednorazowej, ale długotrwałej), a torfowiska telmatyczno-geogeniczne są bądź epizodyczne, bądź megaepizodyczne, bądź też poliepiszodyczne (tzn. o torfotwórczości powtarzającej się, wielokrotnej).

Pod względem realnie obserwowanego rozmiaru torfowiska ombrogeniczne współcześnie występują na niewielką skalę na wysoczyznach w średnich szerokościach geograficznych, a na skalę nieraz poważną — w większych szerokościach — na wododziałach i w zbiornikach wody lądowej małej żywej. Natomiast w dawniejszych okresach dziejów Ziemi, a więc w ujęciu geologicznym, nie odgrywały prawie żadnej roli, gdyż torfotwórcze rośliny ombrofilne rozwinęły się w dziejach Ziemi na większą skalę dopiero w czwartorzędzie.

Współczynniki antrakofilności mają swoją dynamikę, tzn. podlegają zmianom w miarę upływu czasu. Inaczej mówiąc, współczynniki antrakofilności wykazują w każdym momencie rozwoju sedymentacji specyficzne tendencje rozwojowe — od stadium stabilizacji do stanu zmian szybko następujących. Antrakofilność stanowiska doprowadza do procesu tworzenia się torfu wtedy, gdy wszystkie współczynniki torfotwórczości osiągną wartości dostateczne dla zaistnienia tego procesu.

Zakres antrakogenetycznych wartości albo antrakofilności (w ścisłym słowa znaczeniu) współczynników jest ograniczony dolnym progiem antrakofilności, przy minimalnej jego wartości umożliwiającej proces zatorfienia, i progiem górnym, przy maksymalnej jego wartości warunkującej antrakofilność. Kiedy już na stanowisku antrakofilnym zawiąże się torfotwórczość, zmieniają się przyczyną współczynniki antrakofilności w ten sposób, że np. objętość pojemnika w arenie torfotwórczości, zasób w nim wody, a w wodzie zawartości składników mineralnych, następnie wilgotność atmosferyczna itd. ulegają skonsumowaniu w miarę postępującego procesu torfotwórczego, aż do pełnego ich wyczerpania powodującego kres procesu torfotwórczego. Odpowiednie zakończenie torfotwórczości może nastąpić wskutek wypełnienia zbiornika torfowego, wywołania lub zatrucia wody torfowiskowej, albo też wskutek wysuszenia klimatu czy przesuszenia powierzchni torfowiska.

Współczynniki antrakofilności mogą przekraczać próg antrakofilności zarówno w kierunku wzrostu, jak i spadku. Antrakofilność zanika przy nadmiernej wyższej ciepłoty powietrza albo przy zmniejszeniu jego wilgotności, czy też zawodnienia terenu, wskutek pogłębienia dna pojemnika, jak i odwrotnie przy ich nadmiernej zmianie w przeciwnym kierunku. Z drugiej strony antrakofilność następuje bądź przy podwyższeniu współczynników antrakofilności od stanu po-

nizej minimum, do progu dolnego antrakofilności, bądź przy obniżeniu współczynników od stanu powyżej maksimum w dół do górnego progu antrakofilności.

Odpowiednio może nastąpić kres rozwoju torfowiska przez jego zatopienie, nadmierną erozję związaną ze skalą opadów atmosferycznych albo przez wymrożenie roślinności torfotwórczej, a więc w przypadkach rozwojowych tendencji współczynników torfotwórczości w kierunku przeciwnym do rozpatrywanego powyżej.

Zawiązanie się torfowiska bądź zatorfienie stanowiska może nastąpić albo na glebie wilgotnej (zatorfienie gleby), albo w bagnisku, tzn. na terenie podtopionym (zatorfienie bagna o wodzie bądź stagnującej, bądź ciekącej), albo też w płytkim zbiorniku wodnym (zatorfienie zbiornika wodnego) wskutek wegetacyjnej ekspansji roślinności odpowiedniego typu, ombrotorfowej, telmatorfowej lub hydrotorfowej. Rośliny typu ombrotorfowego są przystosowane do rozwijania torfotwórczości kosztem wilgoci atmosferycznej, co jest możliwe dzięki zdolności gromadzenia tej wilgoci w ciele rośliny (np. w komórkach hialinowych u mchów torfowcowych) albo też w zwartych darniach utworzonych przez te masowo się pleniące rośliny. Rośliny ombrotorfowe tworzą torfowiska ombrogeniczne. Ich typowymi przedstawicielami są przede wszystkim mchy sfagnowe (torfowce).

Rośliny torfotwórcze typu telmatycznego rozwijają torfotwórczość kosztem wody podtaplającej arenę torfotwórczości. Jako przykłady można tu wymienić trzcinę, sítowie, turzyce, mchy zielone, olchę, brzozę. Rośliny torfotwórcze tego typu budują torfowiska telmatyczne i telmatyczno-geogeniczne.

Rośliny typu hydrotorfowego tworzą akumulat biogeniczny kosztem wody wypełniającej pojemnik torfowy. Należą tu rośliny planktonowe jak sinice, glony (zwłaszcza należące do zielenic, jak rodzaje *Botryococcus* albo *Volvococcus*) oraz rośliny megaplanktonowe (jak np. grzebel czy grzybień). Rośliny te wytwarzają utwory biogeniczne o charakterze sapropelowym, wykraczające już poza zakres właściwych węgli (humusowych).

Zawiązanie się torfowiska może nastąpić jedynie na stanowisku antrakofilnym, a to pod wpływem określonego bodźca w postaci np. polepszenia się wartości tego współczynnika antrakofilności, który uprzednio wykazywał wartość niedostateczną albo nadmierną.

Rozwijający się proces torfotwórczości powoduje zużywanie zapasu czy nadmiaru wody atmosferycznej albo wody zawartej w pojemniku torfowym, zasobu składników mineralnych rozpuszczonych w tej wodzie, podwyżkę jej kwasoty i toksyczności, a wreszcie stopniowe wypełnianie pojemnika torfowego, czyli konsumowanie jego pojemności. Innymi słowy rozwój procesu torfotwórczości odbywa się kosztem zużywania określonych zasobów środowiska torfotwórczości ewentualnie aż do ich pełnego skonsumowania. Odpowiednio kres procesu torfotwórczego może nastąpić przez wypełnienie pojemnika torfowego bądź przez wysuszenie powierzchni torfowiska, bądź też przez wywołanie, albo zatrucie wody torfowiskowej.

Kres torfotwórczości może też nastąpić w następstwie wahnięcia klimatycznego, wyrażającego się poważniejszym podwyższeniem ciepłoty powietrza atmosferycznego albo obniżeniem jego wilgotności. Z drugiej strony kres torfotwórczości może też być spowodowany przez zmianę warunków antrakofilności w przeciwnym kierunku.

Podwyższenie wilgotności powietrza atmosferycznego prowadzi do zwiększenia ilości opadów atmosferycznych powodujących nadmierną erozję torfowisk wysokich, która w pewnych warunkach kompensuje w całości przyrost grubości torfowiska (atlantycki typ torfowisk wysokich). Nadmierne zwiększenie nawodnienia może spowodować zatopienie torfowiska, a nawet jego przykrywanie przez osady mineralne. Podobnie nadmierna alkalizacja wód torfo-

wiskowych może spowodować zahamowanie rozwoju roślinności torfotwórczej.

Grubość utworzonej warstwy torfu zależy przede wszystkim od zasobu tych czynników żywiących proces torfotwórczości w momencie zawiązania się procesu. Jeżeli zasoby każdego ze współczynników torfotwórczości są przy zawiązaniu się torfotwórczości maksymalne z możliwych, tzn. osiągną górny próg antrakofilności, powstałe torfowisko ma szansę dojścia do maksymalnej grubości torfu osiągalnej w warunkach ustabilizowanych. Będzie to maksimum torfotwórczości epizodycznej.

Przedłużanie się procesu torfotwórczego ponad normalną granicę stawianą przez czynniki żywiące wymaga zmiany warunków sedymentacji w miarę trwania procesu, tzn. regenerację zasobów środowiska w stopniu wyrównującym ich zużycie przez proces torfotwórczy.

Regeneracja zasobów środowiska sedymentacyjnego żywiących proces torfotwórczy polega na:

1) odnawianiu zasobów mineralnych w wodzie torfowiskowej (podtrzymywaniu jej żyzności);

2) usuwaniu nadmiaru kwasów i toksycznych produktów procesu torfienia (oczyszczaniu wód torfowiskowych);

3) odnawianiu ilościowym zasobu wód torfowiskowych;

4) zwiększaniu objętości pojemnika torfowego przez osiadania jego dna, a ewentualnie i obrzeżenia.

Regeneracja zasobów mineralnych i oczyszczanie wód torfowiskowych następuje przez przepływ wody, doprowadzający nowe ich zasoby w wodzie pochodzenia rzeczno- albo źródłanego. Odnawianie ilościowe zasobu wód torfowiskowych odbywa się przez ich spiętrzenie, czyli podnoszenie poziomu zwierciadła wód torfowiskowych. Spiętrzenie wód może być albo autonomiczne, tzn. spowodowane przemianami dokonującymi się w ramach samego procesu torfotwórczego (np. w związku ze zwiększaniem oporu dla przepływu wody w wyniku rozwoju roślinności torfowiskowej i odkładania się torfu) albo heteronomiczne, tzn. dyktowane przez czynniki w stosunku do procesu torfotwórczego zewnętrzne (np. w wyniku zatamowania odpływu wód z obszaru torfowiska lub osiadania dna pojemnika torfu).

Zwiększenie objętości pojemnika torfowego może nastąpić w wyniku osiadania jego dna i ewentualnie jego obrzeżenia. Najczęstszą przyczyną ruchów subsydencyjnych powierzchni atmosfery jest aktywność diastroficzna na terenach torfowiskowych, rzadziej stwierdza się przyczyny lokalne, jak np. sufozja lub kompaktacja w podłożu areny torfotwórczości.

Rozwinięcie się torfotwórczości o skali anormalnej (tzn. torfotwórczości megaepizodycznej) może więc mieć miejsce albo przy podnoszeniu się poziomu wód torfowiskowych (wyrównującym zużycie zasobu wód i wypełnianie objętości pojemnika w miarę narastania grubości torfu) w warunkach ustabilizowanego terenu (dna), albo też w warunkach osiadającego dna pojemnika torfowego, powiększającego objętość tego pojemnika.

W terenie ustabilizowanym możliwość spiętrzenia wód przez otamowywanie ich odpływu jest ograniczona wysokością spadu w korycie strumienia odpływu i wysokością morfologicznego obrzeżenia, a więc objętością pojemnika torfowego powiększającego się w miarę spiętrzenia wód. Ten rodzaj spiętrzenia wód torfowiskowych ma więc stosunkowo ograniczone ramy rozwoju. Natomiast spiętrzenie wód torfowiskowych w następstwie osiadania dna pojemnika przebiega równolegle ze zwiększaniem objętości pojemnika torfowego. Jak wykazują obserwacje stratygraficzne (np. w przypadku torfowisk trzeciorzędowych albo karbońskich), w takich warunkach grubość warstwy torfu w jednym złożu (pokładzie) może wzrosnąć do kilkuset metrów.

Odnawianie się procesu torfotwórczego w tej samej arenie, po przerwie wypełnionej sedymentacją niewęglową, prowadzi do nawrotów torfotwórczości

i do powstania całej sedymentacyjnej serii złożeń torfu. Pojedyncze odnowienie procesu torfotwórczego w warunkach diastroficznej stabilizacji jest możliwe tylko na niewielką skalę. Może ono nastąpić w tym jedynie rzadkim przypadku, gdy nagłe otamowanie odpływu wód torfowiskowych spowodowało tak znaczne spiętrzenie wód torfowiskowych (w ramach istniejącego obramowania morfologicznego stwarzającego jakby rezerwy pojemnik o ograniczonej objętości), że spowodowało ono zatopienie torfowiska i następnie jego przysypywanie osadami detrytycznymi aż do spłycenia zbiornika wodnego powstałego ponad torfowiskiem i następczego zatorfienia mielizny, nie rokującego długotrwałego procesu torfotwórczego.

Warunkiem powstania całej serii pokładów torfu na tej samej arenie, czyli utworzenia się typowej formacji węglonośnej jest więc długotrwała subsydencja synsedymentacyjna o zmiennym nasileniu, powodowana przede wszystkim przez diastrofizm (ruchy pionowe terenu) połączony z denudacją (ruchy pionowym i sedymentacją kompensacyjną w zbiorniku, tzn. z wyrównywaniem amplitudy ruchów pionowych terenu przez przybytek albo ubytek w masie skałotworu wewnątrz, albo na zewnątrz areny. Oczywiście musi też utrzymywać się równocześnie bez przerwy antrakofilność w obszarze areny węglotwórczości w zakresie innych współczynników procesu torfotwórczego (bios, klimat, aport żywności dla roślin, usuwanie składników toksycznych). W tym przypadku mamy do czynienia z regionem o węglotwórczości poliepisodycznej.

Węglotwórczość poliepisodyczna w świecie współczesnym prowadzi do powstania serii torfowych kilkupokładowych tworzących prawdziwe formacje torfonośne, jak np. holocen Morza Północnego, czy serie torfonośne doliny Padu albo Gangesu.

Podsumowując i nieco uzupełniając dotychczasowe rozważania o antrakofilii i antrakogenezie współczesnej można powiedzieć, że warunki sprzyjające tworzeniu się torfowisk spotyka się obecnie na kuli ziemskiej na skalę większą:

1) w strefach klimatu ciepłego, a nawet gorącego i równocześnie wilgotnego oraz w strefach klimatu umiarkowanego aż po chłodny,

2) w obszarach polodowcowych o charakterystycznej morfologii i hydrologii,

3) w obszarach obficie nawodnionych przez rzeki meandrujące, rozczłonkowane się w deltach i cechujące się obszernymi równinami zalewowymi oraz

4) w obszarach subsydencyjnych.

Warunki te są realizowane przede wszystkim na półkuli północnej, która też skupia zdecydowaną większość torfowisk na kuli ziemskiej. Północne obszary Europy, zachodnia Syberia i Ameryka Północna, to najsilniej zatorfione obszary świata\*, albo — inaczej mówiąc — jest to centrum czy obszar centralny współczesnej antrakogenezy, uprzywilejowany wszechstronnie w zakresie parametrów antrakofilii. W Europie częstotliwość i rozmiar torfowisk wzrastają od południa ku północy osiągając maksimum w obszarach mórz: Północnego i Bałtyckiego oraz w środkowej i północnej Rosji. Np. europejska część Rosji (RFSSR) wykazuje zatorfienie na obszarze stanowiącym 36% ogólnej powierzchni, a Finlandia — ma 30%.

W ciepłym i gorącym klimacie obszary większych torfowisk są obszarami o tendencji subsydencyjnej, jak np. na wybrzeżach południowo-atlantyckich i nad Zatoką Meksykańską w Stanach Zjednoczonych, we wschodniej Sumatrze, w południowej Nowej Gwincei. Zatorfienie Niziny Zachodnio-Syberyjskiej dochodzi do 80%, a powierzchnia obszarów silnie zatorzonych liczy się tu w setkach tysięcy km<sup>2</sup>.

Powierzchnia zajmowana przez torfowiska współczesne, czwartorzędowe, przewyższa wg Barrabe'go i Feysa (1) powierzchnię zachowanych do dzisiaj for-

\* Wg S. N. Tiuremnowa (5) powierzchnia znanych torfowisk w Europie, Azji i Ameryce wynosi 107 mln ha, z czego 71,5 mln ha z zasobami torfu 158 mld t (ponad 60% zasobów świata) znajduje się w ZSRR.

macji węglonośnych młodopaleozoicznych, powstałych w okresie geologicznym, dla którego wprost przyjmowano wielką produkcję węgla (karbon, system węglowy, antrakolityk) jako cechę charakterystyczną. Nasilenie antrakogenezy współcześnie jest więc bardzo znaczne.

Nasuwa się pytanie, jak się przedstawia zasięg i skala antrakogenezy w ubiegłych epokach geologicznych?

Węgli właściwych, humusowych w skali złożowej nie znamy z formacji starszych od dewonu. W sławnym złożu przedkambryjskiego szungitu z nad jeziora Onega stwierdza się charakter sapropelowy tamtejszych antracytów, powstałych z plechowych roślin wodnych, hydrotorfowych wg przytoczonej powyżej klasyfikacji roślin węglotwórczych.

Pierwsze w dziejach ziemi zespoły roślin o charakterze zbliżonym do telmatofitów należały do psylofitowej roślinności starszych epok okresu dewońskiego, jak to wykazało między innymi słynne skrzemieniałe torfowisko drobnych prymitywnych paprotników bezlistnych (czyli psylofitów) w środkowym dewonie Szkocji w miejscowości Rhyne. Jednakże jedyne do tej pory poznane przemysłowe złożo węglowe ze starszych epok dewonu, słynne syberyjskie złożo z nad rzeki Barzas w północno-wschodnim obrzeżeniu Zagłębia Kuźnieckiego zawiera węgiel o charakterze bardziej zbliżonym do sapropeli niż do właściwych węgla humusowych, określanego przez badaczy radzieckich jako sapromiksyt albo barzasyt. Dopiero typowo naczyniowa flora paprotników przynależnych do wyższych gromad (skrzypów, widłaków, paproci) oraz pierwotnych roślin nagonasiennych, rozwijająca się od najmłodszego dewonu i osiagająca w karbonie pełnię rozwoju (tzw. flora karbońska) wykazała cechy pozwalające na wytworzenie typowych węgla humusowych w dużych ilościach. Ona też jako pierwsza w dziejach ziemi oparowała stanowiska nawodnione takie, na których możliwy był proces humifikacji akumulatu roślinnego. Dzieje geologiczne typowej antrakogenezy należy więc zaczynać od rozwoju flory karbońskiej.

Górnodewońskie węgle znane są w skali przemysłowej na Wyspie Niedźwiedziej, a ponad to stwierdzone zostały na północnokanadyjskiej wyspie Ellesmere'a i na wschodnich zboczach gór Timania.

Złoża węgla dinantu występują w strefie od Kazachstanu, przez Ural, Rosję i Ukrainę, Szpicbergen, Szwecję, północną Kanadę po Alaskę, wykazując skalę rozwoju znacznie większą od górnodewońskich.

Węgle sylfzjenu, rozwinięte na ogromną skalę, rozmieszczają się na obszarze jeszcze większym niż węgle dinantu: od środkowej Syberii i Kazachstanu przez północną Azję Mniejszą, Europę, Afrykę Północną, Wyspy Brytyjskie do Ameryki Północnej, aż mniej więcej po południk 100° długości zachodniej. W obszarze zarysowanej karbońskiej globoprowincji węglowej północnoatlantyckiej system permski zawiera tylko lokalne nagromadzenia węgla o niewielkich zasobach.

Największe nasilenie antrakogenezy w permie przenosi się do Azji (z włączeniem zagłębia Pecory) oraz na skalę nieco mniejszą do łańdów południowej półkuli (fragmentów dawnego kontynentu Gondwany). Szczególnie duże bogactwo permskich węgla skupia się w północnych Chinach i środkowych częściach Syberii (formacje węglonośne Kuzbasu, Tunguzki, Minusińska i inne).

Trias jest systemem o wybitnie ograniczonej antrakogenezie. Nieco większe złoża węgla występują tylko we wschodnich Stanach Zjednoczonych (Wirginia) oraz w Wietnamie.

Jura jest systemem o znacznym rozwoju antrakogenezy na obszarach podobnych jak w permie. Syberia środkowa i wschodnia oraz Chiny zawierają najbogatsze formacje węglonośne jurajskie. Mniejsze złoża węgla jurajskich są rozrzucone po całej prawie kuli ziemskiej.

System kredowy wykazuje z punktu widzenia węglonośności trójdzielność. Dolnokredowe węgle wy-

stępują na większą skalę we wschodniej Syberii (gdzie łączy się pod względem stratygraficznym z górnojurajskimi) i w zachodniej Kanadzie. Węgle górno-kredowe występujące w strefie młodych gór dookoła północnego Pacyfiku łączy się stratygraficznie z formacjami węglonośnymi trzeciorzędowymi tych obszarów. Poza tymi obszarami nagromadzenia węgla kredowych, w różnych częściach półkuli północnej spotyka się drobne zagłębia węgla kredowych przynależne również albo do poziomów dolnych, albo do górnych tego systemu.

Środkowa kreda jest natomiast w skali całej ziemi drugim, obok triasu, okresem minimalnej antrakogenezy.

Trzeciorząd jest okresem rozwoju antrakogenezy na bardzo wielką skalę, ze szczególną koncentracją węgla w prowincji Gór Skalistych na obszarach Kanady i Stanów Zjednoczonych, w której skupia się wg P. I. Stiepanowa (3) ponad połowa światowych zasobów węgla kopalnych. Mniejsze złoża węgla trzeciorzędowych występują w różnych punktach cyrkumpacyficznych łańcuchów trzeciorzędowych, a także w Europie oraz w niektórych punktach Azji i Afryki.

W świetle geologicznych dziejów antrakogenezy można mówić o istnieniu obszarów ziemi i okresów czasu mniej lub bardziej sprzyjających antrakogenezie, czyli antrakofilnych.

Antrakogeneza najstarsza, karbońska, rozwijała się w globoprowincji północnoatlantyckiej, wykazując dwa ośrodki rozwoju optymalnego — apalański we wschodnich Stanach Zjednoczonych oraz europejski w obszarze od Donbasu po Wielką Brytanię i Asturię, z kulminacją historyczną dla obu w epoce westfalskiej.

Antrakogeneza permaska rozwinięła się na największą skalę w globoprowincji angarskiej z ośrodkiem obejmującym Chiny północne i środkową Syberię od Tunguzki po Kuzbas, z przedłużeniem do rejonu Pecory. Na skalę nieco mniejszą tworzyły się węgle permskie na południowych łańdach Gondwany.

Antrakogeneza jurajska objęła na wielką skalę obszar Chin i środkowej Syberii aż po dorzecze Leny (tu z przedłużeniem stratygraficznym do dolnej kredy), a więc obszar podobny jak w permie, przy czym także na łańdach Gondwany nie brak węgla jurajskich o mniejszym bogactwie.

Antrakogeneza trzeciorzędowa, obejmująca także i najwyższe poziomy kredy, wykazuje maksymalne natężenie w prowincji Gór Skalistych na obszarach Kanady i Stanów Zjednoczonych.

Karbońska prowincja węglowa euramerykańska, permaska prowincja chińsko-syberyjska, jurajska prowincja chińsko-syberyjska i trzeciorzędowa prowincja północnoamerykańska skupiają w sobie około 90% światowych zasobów węgla. Można je określić jako cztery kompleksy geograficzno-stratygraficzne albo globoprowincje o szczególnie zaakcentowanej antrakofilii i potężnej antrakogenezie. Jako piątą, rozwijającą się współcześnie, dodać można holoceniński kompleks torfowiskowy rozciągający się od zachodniej Syberii przez Europę do wschodnich części Ameryki Północnej, a więc na obszarze, który dość dokładnie odpowiada zasięgowi karbońskiej globoprowincji północnoatlantyckiej.

Nasuwa się pytanie, czy piąta węglowa prowincja trzeciorzędowa doczeka się w odległej geologicznej przyszłości Ziemi podobnego odnowienia się w jej zasięgu potężnej antrakogenezy, jak globoprowincja permaska odnowiła się w jurze, a karbońska w holocenie?

Na podstawie zarysowanego obrazu geohistorycznego rozwoju antrakogenezy w dziejach Ziemi można się pokusić o określenie okresów antrakofilnych, poprzedzonych i przedzielonych okresami o silnie zmniejszonej antrakogenezie.

Przed okresem dewońskim właściwy proces antrakogenezy nie rozwijał się wcale ze względu na brak niezbędnego tworzywa roślinnego. Litogeniczna działalność psylofitowych roślin starszych epok okre-

su dewońskiego, tworzących jakby pierwocinę torfo-  
twórczego zespołu typu szuwaru, przyjmowała formy  
zaledwie zapowiadające antrakogenezę właściwą.

Dopiero właściwie flora karbońska, składająca się  
głównie z wyższych paprotników, przynależnych do  
widłaków, skrzypów i paproci, oraz z prymitywnych  
roślin nagonasiennych, dostarczyła pierwszych ze-  
społów szuwarowych i leśnych, umożliwiających  
tworzenie się typowych węgli humusowych, i to na  
ogromną skalę w antrakofilnych obszarach eurame-  
rykańskiej prowincji. W prowincji tej spotyka się  
nieznaczne tylko złoża węgla wieku permskiego,  
triasowego, jurajskiego i kredowego oraz nieco bo-  
gatsze, a zwłaszcza rozleglejsze formacje węglonośne  
trzeciorzędowe, które poprzedzają potężny rozkwit  
antrakogenezы współczesnej wyrażający się w po-  
staci licznych i rozległych torfowisk rozwijających  
się w całym prawie obszarze prowincji euramery-  
kańskiej.

Karboński okres wybitnej antrakofilii jest oddzie-  
lony na terytorium euramerykańskim długotrwałą  
serią okresów geologicznych o wybitnie zmniejszonej  
antrakofilii i minimalnej antrakogenezы od nowego  
kenozoicznego okresu rozszerzającej się antrakofilii  
i nasilającej się antrakogenezы.

Podobnie w globoprowincji angarsko-gondwań-  
skiej dwa główne okresy antrakofilii i antrakogenezы  
(permski i jurajski) są przedzielone okresem wybit-  
nego ich osłabienia, które powtarza się znowu póź-  
niej po antrakogenezы jurajskiej.

W globoprowincji cyrkumpacyficznej apogeum  
antrakogenezы górnokredowo-trzeciorzędowej dostar-  
cza prawie całość zasobów węgla.

Warto podkreślić, że podobnie jak torfowiska gru-  
pują się w przeważającej mierze na półkuli północ-  
nej, tak i ponad 95% znanych zasobów węgla kopal-  
nych skupia się na półkuli północnej (głównie Amery-  
ka Pn., Europa, Syberia i Chiny)\*\*.

Wyróżniono trzy wielkie antrakofilne okresy,  
związane ze szczególnym nasileniem antrakogenezы:  
karbońsko-permski albo młodopaleozoiczny lub an-  
trakolityczny, następnie jurajski albo środkowo-  
mezozoiczny i trzeciorzędowy, każdy w omówionym  
zasięgu geograficznym, odpowiadają dokładnie trzem  
wielkim okresom orogenicznym: wartyjskiemu, ki-  
meryjskiemu i alpejskiemu, co podkreśla związek  
antrakogenezы wielkiego wymiaru z diastrofizmem.

\*\* Wg G. A. Iwanowa (1964) światowe zasoby węgla wy-  
noszą ok. 15 bilion t, z czego przypada 52,5% na ZSRR i 26,2%  
na USA.

## SUMMARY

Formation of coal (anthracogenesis) that appears  
at present in the form of peat formation is one of  
the stable effects of uninterrupted vital activity of  
plant kingdom i.e. of phytobiosis. The anthracoge-  
nesis continuously develops as one of the stable  
elements of lithogenesis that is the main course of  
the evolution of the earth's crust.

Moreover, the author discusses the anthracophilic  
conditions under which the anthracogenesis takes  
place on a larger or smaller scale. Climate, geomor-  
phology, hydrogeology — are the main factors con-  
ditioning the anthracophilic character of the individual  
regions of the Earth, and of its history.

Związek ten skłaniał niektórych autorów do trak-  
towania antrakogenezы jako problemu głównie tek-  
tonicznego (np. H. Stille lub E. Kraus).

Z drugiej strony okres antrakogenezы karbońsko-  
permńskiej jest związany z rozwojem nowej flory ty-  
pu karbońskiego (wyższe paprotniki i prymitywne  
nagonasienne), okres antrakogenezы jurajskiej odpo-  
wiada nowej florzе młodszыch gromad roślin nago-  
nasiennych, a z kolei antrakogenezа trzeciorzędowa  
wiąże się z kolejną nową florą roślin szpilkowych  
i okrytonasiennych. Bujna działalność antrakogenezы  
ma jest więc, jak należy przypuszczać, związana  
z ekspansywnym rozwojem nowych flor albo z mło-  
dzieńczym okresem rozwoju geohistorycznego wiel-  
kich grup roślinności charakteryzujących te kolejno  
rozwijające się etapy ewolucji szaty roślinnej Ziemi.

Trzecia wielka koincydencja geohistoryczna wy-  
raża się w zbieżności wielkiego nasilenia antrak-  
ogenezы z okresami rozwoju klimatu ciepłego i wilgot-  
nego, notowanymi właśnie w karbonie i permie, w  
jurze oraz trzeciorzędzie.

Klimat, geomorfologia, hydrogeologia, to podsta-  
wowe czynniki warunkujące antrakofilność obszarów  
Ziemi i okresów jej dziejów, która umożliwiała okre-  
sowe przeobrażenie się tych obszarów w arenę po-  
tężnej antrakogenezы z chwilą pojawienia się i uak-  
tywnienia flory torfotwórczej odpowiednio ekspan-  
sywnej i prężnej.

## LITERATURA

1. Barrabé L., Feys R. — Géologie du charbon  
et des Bassins houillers. Paris 1965.
2. Kulczyński S. — Geneza karbońskich złóż  
węglowych. Wrocław 1952.
3. Сілепанов П. J. — Niekotoryje zakonomier-  
nosti stratigraficzieskogo i paleogeograficzieskogo  
raspriediellenija geologiczieskich zapasow iskopa-  
jemych uglej na ziemnom szarie. Tr. XVI sessii  
Mieżd. Kongr. geol. T. ONIV, 1939.
4. Таталин P. M., Биечихтин A. G.,  
Иванов G. A. i in. — Kurs miestorożdijenij  
poleznych iskopaemych. Moskwa 1964.
5. Тиуремнов S. N. — Зłożа торфу і их rozpo-  
znanie. Wyd. Geol., Warszawa 1957.

## РЕЗЮМЕ

Углеобразование (антракогенез), проявляющееся  
ныне в виде торфообразования, представляет ре-  
зультат непрерывной жизненной деятельности рас-  
тительного мира — фитобиоса. Антракогенез раз-  
вивается постоянно как один из процессов лито-  
генеза, представляющего один из основных факто-  
ров в эволюционном развитии земной коры.

В статье рассматриваются антракофильные усло-  
вия, в которых с большей или меньшей интенсив-  
ностью протекают процессы углеобразования. Основ-  
ными факторами, обуславливающими образование  
углей в определенные периоды в разных районах  
Земли, являются климат, геоморфология и гидро-  
геология.