

Ścieżka geologiczna „Petrografia terenów nad Drawą”

Drawieński Park Narodowy i tereny nad Drawą posiadają bogatą i ciekawą historię geologiczną. Przejawia się ona obecnością m.in skandynawskich głazów narzutowych, urozmaiconą rzeźbą terenu, korytami rzecznyymi, misami jeziornymi. Te i inne geowalory przedstawione są wzdłuż ścieżki „Petrografia terenów nad Drawą”. Długość trasy wynosi 3,8 km, a przewidywany czas przejścia to ok. 2 h.

Pochodzenie eratyków

Eratyki (głazy narzutowe, narzutniaki) - (z łac. *errare* - błędzić) - są to fragmenty litej skały, które w okresie plejstocenu (2,5 mln do 10 tys. lat temu) (zostały oderwane od macierzystego podłoża i przetransportowane wraz z lądolodem do miejsc, gdzie obecnie występują. Głazy narzutowe spotykane na terenie Polski, zostały przyniesione przez lądolód skandynawski podczas jego kolejnych nasunięć. W czasie zlodowaceń (glacjalów), obszar Polski częściowo lub niemal całkowicie pokryty był lądolodem. W okresie plejstocenu miał miejsce cykl kilku zlodowaceń rozdzielonych okresami cieplejszymi (interglacjalny). Obszarami macierzystymi głazów narzutowych spotykanych na terenie Polski jest przede wszystkim Skandynawia. Wyróżnia się eratyki przewodnie i eratyki o ograniczonym znaczeniu wskaźnikowym. Eratyki przewodnie są to skały, których macierzyste występowanie jest dokładnie zlokalizowane i jedyne znane współcześnie, co umożliwia jednoznaczne określenie miejsca pochodzenia narzutniaka. Do eratyków przewodnich zaliczane są na przykład porfir Bredvad z Dalarny, granit rapakiwi z Wysp Alandzkich, granit Uppsala. Eratykami o ograniczonym znaczeniu wskaźnikowym są skały posiadające więcej niż jeden obszar macierzysty lub/i ten obszar zajmuje stosunkowo dużą powierzchnię, co uniemożliwia wskazanie pochodzenia narzutniaka.

Podział skał

Skała jest to zespół minerałów powstały w wyniku naturalnych procesów geologicznych. Wyróżniamy skały magmowe, metamorficzne i osadowe. Skały magmowe są produktem zastygnięcia magmy w głębi skorupy ziemskiej (głębiny, żyłowe) lub na powierzchni ziemi (wulkaniczne). Nazewnictwo skał jest skomplikowane, dlatego też dla skał magmowych pomocna będzie poniższa tabela.

Skały	Głębiny	Wulkaniczne	Żyłowe
-------	---------	-------------	--------

	(plutoniczne)	(wylewne)	
Kwaśne	granit (granitoidy)	porfiry kwarcowe	aplity, pegmatyty
Obojętne	sjenity, dioryty i gabra	porfiry bezkwarcowe, bazalty	lamprofiry, diabazy
Zasadowe	fojality	fonolity, tefryty	

Skały metamorficzne są produktem przeobrażeń skał magmowych, osadowych i metamorficznych zachodzących w temperaturze ponad 200°C w warunkach wysokiego ciśnienia wewnątrz skorupy ziemskiej (w litosferze). Typowymi skałami metamorficznymi są gnejsy powstałe z granitoidów (skał kwaśnych) lub skał ilastych, amfibolity ze skał obojętnych, czy marmury powstałe ze skał węglanowych (zasadowych).

Skały osadowe powstają na powierzchni skorupy ziemskiej, zarówno na lądzie, jak i w zbiornikach wodnych pod wpływem procesów wietrzenia, transportu i akumulacji. W zależności od genezy i składu dzielimy je na cztery grupy:

- skały okruchowe – zbudowane z okruchów skalnych i ziarn, np. piaski, piaskowce, gliny;
- skały alitowe – będące efektem wietrzenia chemicznego skał w klimacie gorącym, np. lateryt, boksyt, terra rosa; (mniej trwałe fazy mineralne danej skały są poddawane różnorodnym procesom, najczęściej rozpuszczaniu i deponowane w innej postaci),
- skały ilaste – ich głównym składnikiem są minerały ilaste (kaolinit, illit), np. iły;
- skały chemiczne i organogeniczne. Skały chemiczne powstają na drodze wytrącania się różnorodnych substancji np. węglanu wapnia, chlorku sodu (czyli soli), w środowisku wodnym. Typowymi skałami chemicznymi są np. skały węglanowe (wapienie i dolomity), skały krzemionkowe (np. krzemienie), fosforyty, skały siarczanowe i ewaporaty (gipsy, anhydryty, sól kamienna). Skały organogeniczne są skałami powstałymi na skutek nagromadzenia substancji organicznej i działalności organizmów żywych. Do tej grupy skał zaliczamy paliwa kopalne (torf, węgiel brunatny, węgiel kamienny, antracyt, ropę naftową) oraz gytie.

Skamieniałości

W materiale przywleczonym do dzisiejszej Polski przez lądolód ze Skandynawii, obecne są fragmenty skał osadowych ze skamieniałościami oraz same skamieniałości wypreparowane ze skał. Skamieniałości to zachowane szczątki

organizmów, odciski, szkielety, odlewy, odchody i inne ślady pochodzące od zwierząt lub roślin żyjących w przeszłości. Aby obumarły organizm mógł się zachować do naszych czasów, musiało mieć miejsce wiele sprzyjających okoliczności, a zwłaszcza szybkie pokrycie go nową porcją osadu. W wyniku różnorodnych i długotrwałych procesów, bardzo często następuje zastąpienie substancji budujących organizm innymi substancjami, przede wszystkim krzemionką czy węglanem wapnia. Ten proces ma miejsce w twardych częściach organizmów. Dzięki temu całe lub fragmenty zwierząt i roślinnych zachowały się w skamieniałej formie do dnia dzisiejszego. Najczęściej spotykanymi skamieniałościami w materiale polodowcowym z okolic Drawieńskiego Parku Narodowego są występujące w wapieniach skamieniałe muszle ramienionogów i mięczaków oraz koralowce, mszywioly, gąbki i fragmenty liliowców.

Dolina Drawy na tle budowy geologicznej okolic Drawna

Największy wpływ na obecny przebieg doliny Drawy miały wydarzenia sprzed około 16-18 tysięcy lat. Podczas topnienia ostatniego lądolodu obecnego na terenie Polski (lądolód zlodowacenia Wisły) zostały uformowane dwie główne jednostki geomorfologiczne okolic Drawna: zbudowana z gliny zwałowej wysoczyzna polodowcowa (występująca na obszarze zajęтым przez lądolód) oraz zbudowana z osadów piaszczystych równina sandrowa (tworzona przez wody roztopowe na przedpolu lądolodu). Proces ustępowania lądolodu miał charakter tzw. deglacjacji arealnej – wytapianie lądolodu następowało jednocześnie na dużym obszarze. Najmłodszą formą na tym obszarze jest dolina rzeki Drawy. Rzeka w okolicach Drawnika wcina się głęboko w gliny budujące wysoczyznę, a miejscami rozcina piaszczyste osady równiny sandrowej. Dolina na południe od Drawna ma charakter tzw. doliny rzeki młodej. Rzeka młoda to rzeka, która nie wypracowała sama swojej doliny, tylko wykorzystuje "zastane" obniżenia (np. stare doliny, obniżenia wytopiskowe itp). Rzeka nie tworzy tu większych form akumulacyjnych (akumulacja rzeczna to proces składania, deponowania niesionych przez wody osadów), dominują natomiast procesy erozji wgłębnej czyli żłobienia powierzchni Ziemi przez wody płynące. Jedynymi formami akumulacyjnymi są osady równi zalewowej występujące miejscami w najszerszych odcinkach doliny. Zupełnie inny charakter doliny Drawy można zaobserwować w dolnym biegu, w okolicach ujścia do Noteci. Dolina wykształcona jest tam w osadach piaszczystych naniesionych wcześniej w procesie akumulacji przez Drawę. Jest szeroka, płaskodenna o łagodnych stokach. Taką dolinę określa się jako dojrzałą

Działalność lądolodu

Na obszarach zajętych w przeszłości przez lądolód obserwuje się charakterystyczne zespoły form rzeźby, tworzące krajobraz polodowcowy. Formy te mogą być efektem

działalności akumulacyjnej (odkładanie materiału skalnego zawartego w lodzie), erozyjnej (niszczenie podłoża przez lód i wody pochodzące z jego topnienia) i glaciektonicznej (deformacje podłoża pod naciskiem lądolodu). Nasuwający się lądolód na trasie swej wędrówki oddziałuje na podłoże i pobiera z niego materiał skalny. Materiał ten może być transportowany przez lód na duże odległości (osady polodowcowe na obszarze Polski zawierają duże ilości materiału pochodzenia skandynawskiego), a następnie odkładany, tworząc charakterystyczne osady i formy rzeźby. Podstawową formą rzeźby, związaną z działalnością lądolodu, jest wysoczyzna polodowcowa. Jest to rozległy obszar, którego strefę przypowierzchniową tworzą zwykle gliny lodowcowe (zwałowe). Osady te odznaczają się niskim stopniem wysortowania, tzn. utworzone są z materiału różnej frakcji (o różnym uziarnieniu). Obok ziarna frakcji iłowej i pyłowej w osadzie obecne są zwykle ziarna frakcji piaskowej i żwirowej, w tym głazy, których średnica może dochodzić do kilkunastu metrów. Gliny zwałowe mogą być osadzone bezpośrednio pod poruszającym się lądolodem (gliny z odłożenia), w wyniku powolnego wytapiania powierzchni lodu (gliny wytopnieniowe) lub w strefach krawędziowych lądolodu, czemu towarzyszy zwykle grawitacyjne przemieszczenie osadu (gliny spływowe). Na powierzchni wysoczyzny mogą występować charakterystyczne pagórki, nazywane kemami. Kemy zbudowane są zwykle z warstwowanych piasków i/lub mułków, a w ich strefach krawędziowych często obserwuje się gliny zwałowe. Powstanie tego typu form wiąże się z istnieniem obniżzeń w powierzchni lądolodu, w których materiał skalny osadzany był przez wody stojące (kemy limnoglacialne) lub płynące (kemy fluwioglacialne). Nieco rzadszą formą obserwowaną na obszarach wysoczyznowych są ozy. Tworzą one kręte wały zbudowane z piasków i żwirów, których długość może przekraczać nawet kilkadziesiąt kilometrów. Ich powstanie wiąże się z transportem i akumulacją materiału przez wody lodowcowe w tunelach lodowych. Tunele takie powstają zwykle w strefie spękań masy lądolodu i często są ułożone prostopadle do jego czoła. Inne z powszechnie obserwowanych form rzeźby polodowcowej związane są ze strefą krawędziową lądolodu i jego przedpołem. Należą do nich moreny czołowe, tworzące charakterystyczne ciągi wzgórz. Powstają one u na etapie postępu czoła lądolodu. Materiał skalny wytapiany z lądolodu sypany jest wówczas na jego bezpośrednim przedpołu. Po wytopieniu lodu powstają wzgórza, których stoki, wcześniej podpierane przez lód, są na ogół bardziej strome. W warunkach intensywnego przepływu wód lodowcowych materiał skalny może być wynoszony daleko na przedpole lądolodu, tworząc rozległe stożki napływowe nazywane sandrami.

Wietrzenie skał

Proces nazwany wietrzeniem skał polega na długotrwałym oddziaływaniu czynników zewnętrznych, prowadzących do utraty spójności skały i przekształcenia w luźny materiał skalny lub prowadzących do zmiany składu chemicznego. Wyróżnia się dwa rodzaje wietrzenia: mechaniczne (fizyczne) i chemiczne. Jeżeli proces wietrzenia przebiega bez zmiany składu mineralnego skał, wówczas nosi nazwę wietrzenia

mechanicznego (fizycznego). Produktem wietrzenia fizycznego jest na przykład gruz skalny. Jeżeli proces wietrzenia prowadzi do zmiany składu chemicznego skały, to nazywany jest wietrzeniem chemicznym. Ten rodzaj wietrzenia zachodzi przy udziale wody i rozpuszczonych w niej związków chemicznych. Zarówno w wietrzeniu mechanicznym jak i chemicznym duże znaczenie ma udział biosfery, prowadzący między innymi do rozpadu skał w wyniku aktywności życiowej organizmów, np. wciskających się w szczeliny korzeni roślin, głównie drzew.

Przebieg i dynamika procesu wietrzenia uzależniona jest od szeregu czynników:

- cech fizycznych skały - gęstości spękań, porowatości, tekstury skały, twardości skały, składu mineralnego (właściwości chemicznych i budowy minerałów),
- klimatu - temperatury powietrza i jej amplitudy, nasłonecznienia, opadów atmosferycznych, wilgotności powietrza,
- warunków topograficznych - ukształtowania terenu powodującego spływ wód powierzchniowych oraz przepuszczania wody opadowej lub podziemnej w głąb skorupy ziemskiej.

W wyniku współdziałania procesów wietrzenia mechanicznego i chemicznego następuje najczęściej zmiana barwy i wyglądu powierzchni skały. Zwietrzała powierzchnia skały jest zwykle jaśniejsza. Niekiedy minerały bardziej podatne na wietrzenie ulegają wykruszeniu. W miejscach po nich, tworzą się wyraźne zagłębienia. Taka zwietrzała powierzchnia skały staje się chropowata. Wśród pospolitych pierwotnych, minerałów skałotwórczych, najłatwiej wietrzeniu ulegają minerały ciemne (oliwiny, pirokseny, amfibole, biotyt) oraz plagioklasy bogate w wapń. Znacznie odporniejsze są skalenie alkaliczne i kwarc, dlatego lepiej zachowują się w wietrzejącej skale.

Skala Mosh

Dziesięciostopniowa skala Mohsa pozwala na orientacyjne porównanie twardości minerałów. Twardość jest jedną z cech umożliwiających rozpoznanie minerału. Nazwa skali pochodzi od nazwiska jej twórcy, niemieckiego mineraloga Friedricha Mohsa.

Twardość	Minerał wzorcowy	Test z wykorzystaniem prostych narzędzi
1	TALK	minerał daje się zarysować z łatwością paznokciem
2	GIPS	minerał daje się zarysować paznokciem
3	KALCYT	minerał daje się zarysować z łatwością miedzianym ostrzem
4	FLUORYT	minerał daje się zarysować z łatwością ostrzem
5	APATYT	minerał daje się zarysować z trudem ostrzem
6	ORTOKLAZ	minerał daje się zarysować stalą narzędziem

		(np. pilnikiem)
7	KWARC	rysuje szkło
8	TOPAZ	rysuje szkło z łatwością
9	KORUND	tnie szkło, daje się zarysować diamentem
10	DIAMENT	rysuje korund, daje się zarysować tylko innym diamentem

Na przykład:

1. jeżeli badany minerał rysuje powierzchnię kwarcu, będąc jednocześnie rysowany przez niego to będzie miał twardość 7;
2. jeżeli badany minerał rysuje kwarc, ale kwarc nie rysuje tego minerału oraz minerał nie rysuje topazu to jego twardość jest równa 7,5.

Aktualnie absolutną twardość minerałów wyznacza się w warunkach laboratoryjnych, lecz często w praktyce nadal korzysta się ze skali Mohsa, ze względu na możliwość szybkiej oceny (bezpośrednio w terenie) twardości minerału za pomocą łatwo dostępnych narzędzi.

Wysoczyzna polodowcowa

Na obszarach zajętych w przeszłości przez lądolód, obserwuje się charakterystyczne formy ukształtowania terenu, tworzące krajobraz polodowcowy. Obszar na wschodnim brzegu Drawy w rejonie Drawnika to tzw. wysoczyzna polodowcowa. Jest to obszar, którego strefę powierzchniową tworzą gliny. Osady te odznaczają się dużą różnicą w uziarnieniu; zbudowane są z iłków, pyłów, pisaków i żwirów oraz głazów, których średnica może dochodzić do kilkunastu metrów. Natomiast na powierzchni wysoczyzny powszechnie występują m.in. kemy, ozy i moreny. Równie istotne dla ukształtowania rzeźby wysoczyzny były późniejsze procesy erozji powierzchniowej. Procesy te były szczególnie intensywne w okresie, w którym lądolód opuścił już rejon Drawnika, ale zajmował jeszcze rozległy obszar na północy. W warunkach surowego klimatu, formy rzeźby polodowcowej pozbawione były pokrywy roślinnej, a przez to były szczególnie narażone na niszczenie. W wyniku erozji powierzchnia wysoczyzny uległa znacznemu zrównaniu (denudacji). Inne czynniki, które kształtowały krajobraz polodowcowy to niszczenie podłoża przez cofający się lądolód i wody pochodzące z jego topnienia oraz deformacja podłoża pod naciskiem lądolodu.

Opis makroskopowy skał

Większość gładów i kamieni spotykanych w Parku, należy do grupy skał magmowych i metamorficznych. Tylko nieliczne możemy zaliczyć do skał osadowych (np. piaskowce z Kalmar). Największym problemem przy rozpoznawaniu są niszczące jego powierzchnię procesy wietrzenia. Aby właściwie opisać powierzchnię kamienia dobrze jest zwilżyć go wodą. Wówczas wyraźniej zobaczymy jego budowę. Uproszczony makroskopowy opis obejmuje: barwę skały, strukturę, teksturę, skład mineralny, nazwa skały. Barwa skały magmowej i metamorficznej uzależniona jest przede wszystkim od składu chemicznego, głównie zawartości krzemionki. Z pewnym przybliżeniem można stwierdzić, że skały kwaśne mają jasne barwy (mleczne), zasadowe mają barwę ciemną, niemal czarną. Skały obojętne mają natomiast barwy pośrednie. W składzie mineralnym skał wymienia się składniki rozpoznawalne gołym okiem. Najłatwiejszymi w rozpoznaniu są:

- kwarc – najczęściej bezbarwny, w skale tworzący kryształy szarego lub niebieskawego koloru;
- skalenie – w występujących tu skałach zazwyczaj mlecznobiałe i czerwone o wyraźnie widocznych krawędziach,
- biotyt – czarne, lśniące blaszki rozmiaru łebka od szpilki,
- muskowitz – blaszki srebrzystego koloru,
- amfibole i pirokseny – czarne i ciemnozielone minerały w kształcie słupków o długości do 3-5 mm.

Jako pierwszy wymieniany jest ten składnik, którego w skale jest najwięcej. Kwarc zauważalny gołym okiem znajduje się wyłącznie w skałach od skrajnie kwaśnych do obojętnych. Nazwa skały wynika z wyżej wymienionych cech.

Przykładowy opis makroskopowy granitu Smalånd: skała o barwie ceglasto-czerwonej, czasem lekko żółto-pomarańczowa, nieliczne czarne punkciki. Struktura średnioziarnista, tekstura bezładna. Skład mineralny: kwarc, skaień potasowy, biotyt. Cechą charakterystyczną jest żywy, niebieski kolor kwarcu.

Przykładowy opis makroskopowy piaskowca jotnickiego: skała o barwie czerwono-jasnokremowej. Zbudowana z ziaren piasku o średnicy ok. 0,8 mm. Wyraźnie widoczne naprzemianległe laminy koloru jasnokremowego i czerwonego.

Struktury i tekstury skał

Struktura to wykształcenie składników krystalicznych w skale, ich wielkość i kształt. W skałach magmowych i metamorficznych najczęściej stosuje się podział struktur ze względu na wielkość składników:

- struktura jawnokrystaliczna – wszystkie składniki skały możemy zobaczyć, a

więc mają one rozmiar większy od 0,1 mm, bo taka jest zdolność rozdzielcza naszego oka,

- struktura skrytokrystaliczna – kryształy nie są widoczne gołym okiem, widzimy jedynie skałę. Oglądając ją jednak pod lupą, w niektórych przypadkach można zaobserwować występowanie drobnych kryształów,
- struktura porfirowa – w skałe o tej strukturze występują duże, wyraźnie widoczne kryształy (tzw. prakryształy) zatopione w skałe o strukturze skrytokrystalicznej.
- Tekstura jest to sposób rozmieszczenia składników skały i wypełnienia przez nie przestrzeni skalnej. Zależnie od stopnia ułożenia minerałów wyróżniamy:
 - teksturę bezładną – składniki mineralne są rozmieszczone w sposób przypadkowy,
 - teksturę kierunkową – ułożenie składników skały charakteryzuje się pewną regularnością.

Pod względem wypełnienia przestrzeni skalnej wyróżniamy:

- teksturę zbitą – minerały wypełniają całą objętość skały, nie pozostawiając żadnych pustek,
- teksturę porowatą – w skałe pomiędzy minerałami występują wolne przestrzenie, w których w czasie powstawania skały uwięzione były gazy.

Nieco inaczej opisujemy struktury i tekstury skał osadowych. Cechy strukturalne skał osadowych opisują przede wszystkim wielkość okruchów (tzw. frakcje).

Wyróżniamy:

- frakcję żwirową (o rozmiarze ponad 2 mm),
- piaskową (0,1 – 2 mm),
- mułową (0,01 – 0,1 mm) ,
- iłową (poniżej 0,01 mm).

Cechy strukturalne opisuje się najczęściej w oparciu o rozmieszczenie składników skały, to znaczy, czy okruchy grupują się w laminy (cienkie warstwy osadu), różniące się między sobą np. barwą, składem mineralnym.

Wyływ wód podziemnych

Wody podziemne to wszystkie wody występujące w skałach skorupy ziemskiej, a więc pod powierzchnią terenu. W zależności od głębokości i strefy występowania, wyróżnia się różne rodzaje wód podziemnych, a wśród nich dość płytko występujące wody gruntowe oraz głębiej wody wgłębne. Ich pochodzenie związane jest najczęściej z opadami atmosferycznymi, które wnikają pod powierzchnię ziemi (infiltrują) w miejscach występowania skał przepuszczalnych, na przykład piasków. Obszar Drawieńskiego Parku Narodowego i okolic obfituje w naturalne wyływy wód

podziemnych, przede wszystkim gruntowych i rzadziej wgłębnych. Szczególnie częste są one w miejscach o urozmaiconej powierzchni terenu, najczęściej u podnóża skarp, a zwłaszcza w zboczach dolin rzecznych. W zależności od sytuacji geologicznej i geomorfologicznej, mamy do czynienia z wypływami punktowymi (źródłami) lub powierzchniowymi (młaki, wycieki i wysięki). Wszystkie wody podziemne wypływające na terenie Drawieńskiego Parku Narodowego pochodzą z opadów atmosferycznych. Obserwowany w tym miejscu wypływ, ma charakter okresowy, co oznacza, że wodę można tu zobaczyć tylko podczas występowania wysokiego stanu wód gruntowych. W czasie dłuższych okresów bezopadowych lub przy braku zasilania warstwy wodonośnej tj. suszy lub podczas mroźnych zim, miejsce wypływu jest suche i można wtedy obserwować tylko niewielkie zagłębienie. Woda wypływa na styku łatwo przepuszczalnych piasków różnoziarnistych i niżej zalegających piasków z domieszką gliny charakteryzujących się mniejszą przepuszczalnością. Czynnikiem dodatkowo sprzyjającym istnieniu wypływu, jest nachylenie terenu i bliskość Drawy. W takich sytuacjach, zwierciadło wód podziemnych znajduje się zwykle blisko powierzchni terenu. Naukę zajmującą się wodami podziemnymi w ogólności nazywa się hydrogeologią, a wypływy wód podziemnych na powierzchnię terenu mają duże znaczenie dla badań hydrogeologicznych.

Erozja rzeczna - procesy erozji

Wody płynące, wskutek swojego ruchu, oddziałują niszcząco na powierzchnię Ziemi. Produkty niszczenia usuwane są siłą transportową rzek i składane w innych miejscach. Procesy żłobienia powierzchni Ziemi przez płynące wody powierzchniowe nazywane są erozją rzeczną, zaś procesy składania usuniętych materiałów - osadów (aluwiów) - akumulacją rzeczną (sedymentacją, depozycją). Głównymi czynnikami wpływającymi na tempo i zasięg erozji są: spadek rzeki (stosunek różnicy wysokości, jaki rzeka pokonuje na pewnym odcinku do długości tego odcinka), prędkość przepływu, ilość i rodzaj niesionego materiału oraz odporność podłoża (erozja działa silniej w utworach miękkich np. piaskach, niż twardych np. glinach). Najniższy poziom, do którego teoretycznie dotrzeć może erozja rzeczna, nazywany jest bazą (lub podstawą) erozyjną rzeki. W przypadku Drawy, bazą erozyjną rzeki jest poziom ujścia do Noteci, zaś bazą erozyjną Noteci jest poziom ujścia do Warty. W dolinie Drawy można zaobserwować dwa typy erozji rzecznej: erozję wgłębnią (denną) i erozję boczną.

Erozja wgłębna prowadzi do pogłębienia koryta rzeki i zachodzić może na kilka sposobów:

- pogłębianie w wyniku rozmywania podłoża przez wodę przy dużej prędkości przepływu,
- drażnienie naturalnych przegłębnień wskutek działania prądów i wirów wody obciążonej materiałem skalnym,

- szorowanie dna materiałem wleczonym przez rzekę.

W wyniku intensywne procesów erozji wgłębnej dolina Drawy wcina się głęboko w podłoże, czego efektem są strome zbocza doliny o znacznych wysokościach.

Procesy erozji bocznej - stadia erozyjne rzeki

Na obszarach, na których występują duże różnice wysokości terenu i duża prędkość przepływu wody, rzeka wcina się silnie w skały podłoża, a dominującym procesem jest erozja wgłębna. Dolina rzeczna jest wąska, a kształtem w przekroju przypomina literę V. Jest to tak zwane stadium młodociane rzeki. Podcinane stopniowo zbocza doliny osuwają się, a osunięty materiał transportowany jest wraz z prądem rzeki i odkładany (akumulowany) w dolnych odcinkach doliny. Z czasem zbocza doliny stają się bardziej pochyłe, a sama dolina poszerza się. Gdy spadek rzeki zmniejszy się, w obrębie doliny zacznie dominować erozja boczna. Główny nurt trafiając na obecne wzdłuż biegu rzeki krzywizny, podcina je w miejscach, w których prędkość wody jest największa (zachodzi erozja boczna). Jednocześnie na przeciwległym brzegu prędkość wody jest tak mała, że gromadzi się tam osad - materiał transportowany przez rzekę, tworząc tak zwany odsyp.

Narastające odsypy po obu stronach rzeki tworzą płaskie obszary zalewane wodą w czasie wysokiego stanu wody w rzece - tworzy się równia zalewowa. Gdy dolina rzeczna jest szeroka, a odsypy oddzielają koryto od zboczy doliny, rzeka stopniowo przestaje erodować w głąb i rozpoczyna erozję w przez siebie naniesionych osadach (aluwiach). Krzywizny biegu rzeki przeobrażają się w silnie wygięte meandry, a rzeka osiąga stadium dojrzałe. Stadia erozyjne odnoszą się zazwyczaj do poszczególnych odcinków rzeki. Stadium dojrzałe charakterystyczne jest dla dolnych biegów rzeki (przy ujściu), zaś stadium młodociane dla biegów górnych (przy źródle rzeki).

Zróżnicowanie stanu rzeki

Wody Drawy na obszarze Drawieńskiego Parku Narodowego nie podlegają znacznym wahaniom w ciągu roku. Z prowadzonych obserwacji wynika, że w rejonie ścieżki, obserwuje się tylko kilkudziesięciocentymetrowe różnice (amplitudy wahań) stanu wody, przy czym mniejsze są one podczas lat suchych. Rozpatrując zmiany stanu wody w Drawie w ujęciu miesięcznym, można mówić o okresach zwykle spokojnych (od maja do grudnia), kiedy miesięczna amplituda wahań rzadko przekracza 40 cm oraz o okresach nieco większych zmian charakteryzujących się amplitudą przekraczającą niekiedy 60 cm (od stycznia do kwietnia). Przyczyna tak niedużych zmian stanu wody w Drawie, wiąże się ze złożonym systemem krążenia wód na obszarze obejmującym zarówno wody powierzchniowe jak i podziemne, przy

czym znaczna część tych ostatnich powoduje bezpośrednie zasilanie rzek. Nie bez znaczenia jest też sytuacja geologiczna, przejawiająca się znacznym udziałem łatwo przepuszczalnych piasków (obszar sandru), występowaniem jezior oraz dużą ilością terenów bagiennych i torfowisk. Wymienione ekosystemy mają wpływ na retencję wód opadowych (czyli jej czasowe gromadzenie, przetrzymywanie, spowolnienie w przepływie). Dzięki temu wpływ opadów atmosferycznych, zarówno śniegu jak i deszczu, na stan rzek jest niewielki; obserwuje się nieznaczne wahania różnic poziomu wody w ciągu roku, mimo tego, że opady nie są równomiernie rozłożone w czasie. Rzeka Drawa pod względem zróżnicowania stanu wód, jest typowa dla tego, obfitującego w jeziora obszaru Polski. W innych obszarach np. w górach, gdzie jest znacznie mniej jezior, torfowisk i bagien niż na nizinach, rzeki zachowują się zupełnie inaczej. Charakterystyczna jest dla nich szybka i silna reakcja na wzmożone zasilanie atmosferyczne. Konsekwencje wahania stanu wody są łatwe do zaobserwowania w trakcie spaceru wzdłuż ścieżki. Warto zwrócić uwagę na korzenie drzew na wyspach lub brzegach Drawy. Czy wystają nad lustro wody? Czy są całkowicie zatopione? Czy widać na nich ślady wyższych stanów? Do precyzyjnego (z dokładnością do 1 cm) określania stanu wody w rzece służą automatyczne przyrządy zwane limnigrafami lub znacznie prostsze łaty wodowskazowe, z których odczyty trzeba wykonywać samodzielnie. Jedna z łat usytuowana jest w pobliżu mostu na początku ścieżki i można z niej odczytać aktualny stan wody.

Równowaga (stabilność) zbocza - powierzchniowe ruchy masowe

Erozja rzeczna ma wpływ na procesy przyrodnicze występujące w bezpośrednim sąsiedztwie koryta rzecznej. Powstałe w wyniku erozji strome zbocza, w miarę wzrostu ich pochyłości, mogą utracić stabilność, co może prowadzić do ich osunięcia, oberwania lub spełzywania. Ogólnie procesy te nazywane są powierzchniowymi ruchami masowymi. Zasięg i tempo ruchów masowych zależą od wielu czynników, z których największe znaczenie mają: kąt nachylenia zbocza, obecność wody, rodzaj skały i stopień jej zwiertzenia. Osuwiska, zwane też zsuwami, są efektem przemieszczenia materiału skalnego na stoku lub u jego podnóża, zazwyczaj w postaci tzw. jężora osuwiskowego. W miejscu, z którego materiał skalny został przeniesiony, pozostaje zagłębienie (nisza osuwiskowa), a wzdłuż kierunku zsuwania się materiału często widoczna jest rynna, którą materiał osuwał się w dół. Tempo przemieszczania się materii skalnej jest zazwyczaj szybkie. Innym przykładem ruchów masowych jest spełzywanie. Proces polega na stałym i bardzo powolnym „ześlizgiwaniu” się zwiertelin lub utworów luźnych po zboczu. Pełznące zbocza można poznać po nierównej, pofalowanej lub pomarszczonej powierzchni. W rejonie ścieżki zaobserwować można także drzewa wygięte u podstawy. Jest to efektem „ciągnięcia” podstawy drzewa przez pełną w dół zbocza materiał skalny. Zbocze pozostaje w równowadze, gdy nie występują w jego obrębie ruchy masowe, tj. kiedy siły zsuwające są równoważone przez siły utrzymujące zbocze.

Źródło

Według definicji źródło to samoczynny, naturalny i skoncentrowany (punktowy) wypływ wód podziemnych na powierzchni terenu lub dnie zbiornika wodnego. Nauka zajmująca się źródłami to krenologia (z języka greckiego krenos = źródło). Źródła są obiektem idealnym do badań hydrogeologicznych i hydrochemicznych, ponieważ dają bardzo dużo informacji przy stosunkowo niewielkim nakładzie prac i kosztów, a przy tym praktycznie niewymagającym zbytnej ingerencji w środowisko naturalne - nie trzeba wiercić otworów hydrogeologicznych by dostać się do badanej substancji, jaką jest woda podziemna. Badanie źródeł najczęściej polega na określeniu ich wydajności (objętości wypływającej wody na jednostkę czasu), temperatury, przewodności elektrolitycznej, wartości pH, mineralizacji, twardości oraz składu chemicznego wypływających wód. Zdecydowana większość źródeł na terenie Drawieńskiego Parku Narodowego to obiekty o małej wydajności, rzadko przekraczającej 1 l/s, o temperaturze około 9°C, odczynie lekko zasadowym (pH=7,3) i przewodności około 400 μ S/cm wskazującym na niewielką mineralizację. W składzie chemicznym dominują jony wodorowęglanowe i wapniowe, a następnie malejące udziały należą kolejno do jonów siarczanowych, chlorkowych, azotanowych i sodowych. Spośród najczęściej spotykanych składników wód podziemnych (jonów głównych) najmniejszy udział mają jony magnezowe i potasowe. Na ogół wody źródeł Drawieńskiego PN charakteryzują się wysoką jakością. Specyficzne środowisko panujące w miejscach wypływu wody podziemnej (stała dostawa kolejnych porcji czystej wody nierzadko bogatej w określone substancje mineralne) sprawia, że źródła są obszarami bytowania wielu organizmów żywych (np. roślin czy chrzączek i kielży). Część z nich występuje tylko i wyłącznie w niszach źródłiskowych, a pojedyncze źródła można rozpatrywać jako odrębne, niewielkie ekosystemy z charakterystycznymi warunkami do życia. Duże zróżnicowanie tych obiektów sprawia, że sąsiednie źródła mogą różnić się od siebie pod względem hydrochemicznym czy biologicznym. Ze względu na duże znaczenie dla nauki (geologii, geografii, biologii) oraz często, wysokie walory estetyczne, źródła zasługują na szczególną ochronę i troskę.

Zagłębienia bezodpływowe

Zagłębienia bezodpływowe są to obniżenia terenu, z których ubytek wód zachodzi jedynie w wyniku parowania lub wsiąkania, nie występuje natomiast odpływ powierzchniowy (np. rzeką, strumieniem). W przypadku obniżeń występujących na wysoczyźnie polodowcowej, odpływ wód opadowych jest utrudniony w wyniku słabo przepuszczalnego podłoża (gliny). Zagłębienia takie występują również w miejscach, gdzie podłoże jest dobrze przepuszczalne (np. piaski równiny sandrowej). W tym wypadku wody opadowe mogą szybko wsiąkać w podłoże, ale na skutek płytkiego położenia zwierciadła wód podziemnych, w zagłębieniach często utrzymuje się woda. Zagłębienia bezodpływowe, dzięki utrzymującym się w nich bardzo korzystnych warunkach wilgotnościowych, są atrakcyjnym miejscem dla rozwoju

roślinności, tak zwanych roślin torfotwórczych. W wyniku stopniowego obumierania materii organicznej, w zależności od warunków tlenowych, dostępu światła, bakterii, głębokości, powstają specyficzne utwory – torfy lub gytie, a w zagłębieniach często tworzą się bagna lub torfowiska.

Równina sandrowa

Około 16 tysięcy lat temu lądolód opuścił już rejon Drawnika, ale zajmował jeszcze rozległy obszar na północy i zachodzie. Wody z topniejącego lodowca wypływały na jego przedpole przeobrażając obszar starszej wysoczyzny polodowcowej. Obok procesów erozji główną rolę odgrywała akumulacja (osadzanie) materiału skalnego wytapianego z lodowca. Powstawały wówczas rozległe stożki napływowe, nazywane sandrami. Sandry zbudowane są głównie z piasków i żwirów, przy czym rozmiar osadów maleje zwykle wraz z odległością od czoła lądolodu. Wody odpływały na południe systemem rzek roztokowych, których dawne koryta są często wykorzystywane przez współczesną sieć rzeczną. W zestawieniu z wysoczyzną polodowcową, równina sandrowa tworzy monotony, płaski krajobraz, choć i tu występują charakterystyczne formy rzeźby. W starszej powierzchni wysoczyzny obecne były zagłębienia o genezie rynnowej lub wytopiskowej, które dziś można obserwować także w młodszej powierzchni sandru. Przy intensywnej dostawie materiału skalnego zagłębienia tego typu narażone były na zasypanie (wypełnienie) osadami. Aby mogły one przetrwać etap formowania sandru, musiały być wypełnione (zakonserwowane) przez lód. Wraz z postępującym ociepleniem lądolód odsunął się ku północy, a po wytopieniu lodu zagłębienia stały się na nowo widoczne. Dzięki temu we współczesnym krajobrazie równiny sandrowej obecne są wydłużone rynny jezior oraz nieckowate zagłębienia po martwym lodzie (bryłach lodu odizolowanych od głównej masy lądolodu). W warunkach klimatu chłodnego, kiedy powierzchnia równiny pozbawiona była szaty roślinnej, na sandrach istniały warunki sprzyjające rozwojowi procesów eolicznych. Mogły wówczas formować się wydmy, które często tworzą całe zespoły, urozmaicające współczesną powierzchnię sandru.

Data wydruku: 10.08.2022 03:40:40

Adres URL: <http://dpn.pl/sciezka-geologiczna-petrografia-terenow-nad-drawa->