

Władysław Łoboz

Skalne atrakcje Polskich Karpat

- część 3 Bieszczady

Biblioteczka Polskiego Towarzystwa Tatrzańskiego

Nowy Sącz 2013

BUDOWA GEOLOGICZNA I MORFOLOGICZNA BIESZCZADÓW

Stanowiące część Karpat Zewnętrznych Bieszczady są zbudowane z tzw. **fliszu** – skał osadowych powstałych na dnie głębokiego zbiornika morskiego (geosynkliny) zwanego Oceanem Tetydy, który istniał przez około 100 milionów lat. Mechanizm powstawania fliszu był następujący: prądy zawieszinowe unosiły w głąbiny materiał pochodzący z otaczających zbiornik grzbietów – na dnie w pierwszej kolejności osadzały się żwiry, jako najcięższe, następnie piaski, wreszcie ropy. Proces ten powtarzał się wielokrotnie, tworząc naprzemienne warstwy, które z upływem czasu przemieniały się w skałę. Ze żwirów powstawały zlepieńce, z piasku – piaskowce, a z ropy – łupki.

Na przełomie oligocenu i miocenu (28 mln lat p.n.e.) na skutek zderzenia płyty europejskiej z blokiem panońskim osady fliszowe uległy intensywnemu sfałdowaniu. Powstał szereg tzw. płaszczowin, utworzonych z nakładających się na siebie fałdów, które na interesującym nas terenie przebiegają z północnego zachodu na południowy wschód. Obszar Bieszczadów Zachodnich obejmują płaszczowiny dukielska i śląska. Granicę między nimi stanowi tzw. **strefa przeddukielska**, czyli wypreparowany w miękkich piaskowcach i łupkach pas obniżenia ciągnących się od przełęczy Beskid przez Wołosate, Ustrzyki Górne, Wetlinę, Cisną i Jabłonki. Pasma graniczne i Wysoki Dział wchodzi w skład płaszczowiny dukielskiej, a pozostałe grzbiety – płaszczowiny śląskiej.

W Bieszczadach znajdujemy dwie różniące się między sobą serie skalne, powstałe w dwóch rozdzielonych tzw. kordylierą basenach geosynkliny. W jednostce dukielskiej grzbiety górskie są zbudowane z górnokredowych piaskowców ciśniańskich, zaś w śląskiej – z oligoceńskich dolnych piaskowców krośnieńskich (tzw. piaskowców otryckich). Zasadnicze rysy tektoniki Bieszczadów są wyraźnie widoczne w przebiegu grzbietów i dolin, który odzwierciedla układ głównych fałdów. W obrębie jednostki dukielskiej wyróżniamy cztery fałdy. W terenie szczególnie pięknie zaznacza się fałd brzeżny jednostki, nasunięty na strefę przeddukielską. Granicę nasunięcia wyznacza linia przejścia stromych, gęsto zalesionych północnych stoków w formy łagodniejsze i częściowo odkryte. Z kolei jednostka śląska rozpada się na obszarze Bieszczadów na dwa podregiony: południowy i północny, których granica przebiega u północnych podnóży Otrytu i Korbani.

W podregionie południowym główną rolę odgrywają piaskowce otryckie, których miąższość sięga 1200 m; wyróżniamy tu trzy fałdy. W jednostce dukielskiej grzbiety górskie odpowiadają złuskowanym antyklinom (wypukłym częściom fałdu). W jednostce śląskiej natomiast utworzyły się one albo na skrzydłach synklin albo na samych synklinach (wklęsłych częściach fałdu). To ostatnie zjawisko nazywamy **inwersją rzeźby**. Przykładowo pasma połonin, Czereniny – Falowej oraz Łopiennika – Durnej tworzy synklina obalona na południe (wstecz), co jest rzadkością w polskich Karpatach. Z tą szczególną budową

związana jest asymetria stoków; stoki północne są dłuższe i łagodniejsze, przy czym występują na nich charakterystyczne progi denudacyjne. Stoki południowe są stromsze i mają budowę schodową. Wychodnie piaskowców otryckich są najlepiej wyeksponowane w obrębie głównego grzbietu połonin, tworzącego charakterystyczną, szeroką średnio na 200 m formę dwugarbną. W strefie przeddukielskiej, na południe i południowy zachód od Baligrodu występuje ciekawy element tektoniczny, tzw. **Iuska Bystrego**, gdzie ukazują się najstarsze w polskich Bieszczadach skały: dolnokredowe warstwy cieszyńskie i warstwy Igockie. Tworzą one strome, stożkowate wzniesienia między Bystrem a Roztokami Dolnymi. Na ich zboczach (m.in. na wzgórzu 712 m i pod szczytem 810 m) rozwinęły się unikatowe w Karpatach polskich blokowiska skalne – **gołoborza**. Z warstwami Igockimi i Istebnińskimi wiąże się występowanie w dolinie potoku Rabego kryształów górskich (tzw. diamentów marmaroskich). Występuje tu także (w starym kamieniołomie pod kotą 712 m) realgar – siarczek arsenu mineralizujący się w szczelinach piaskowca, w postaci pomarańczowych pasemek długości do kilku milimetrów. Jest to rzadkie zjawisko w naszych warunkach geograficznych.

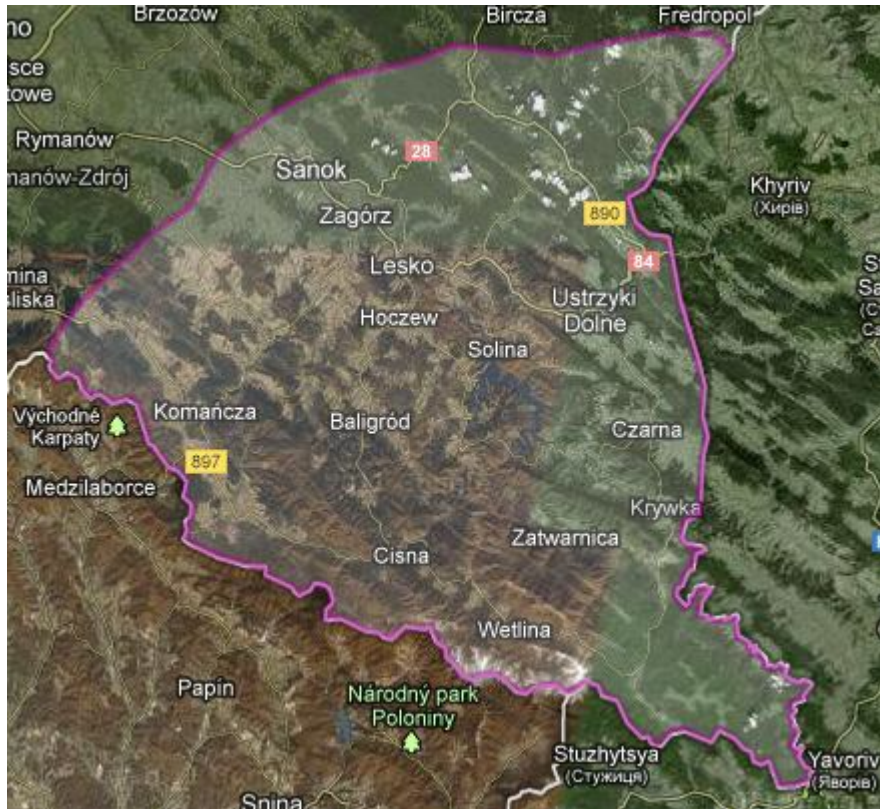
W podregionie północnym, gdzie nie występują piaskowce otryckie, rolę grzbietotwórczą pełnią górne piaskowce krośnieńskie. Zbudowane są z nich wszystkie pasma Przedgórze Bieszczadzkiego. W okolicy Ustrzyk Dolnych zaznacza się wyraźna inwersja rzeźby: **synkliny** odpowiadają wzniesieniom, a **antykliny** – dolinom. Układ pasm górskich w Bieszczadach jest odbiciem prawidłowo fałdowej budowy tych gór. Charakterystycznym elementem krajobrazu są równoległe grzbiety ciągnące się z północnego zachodu na południowy wschód, nieraz dziesiątkami kilometrów. Jest to tzw. układ rusztowy. Najpiękniejszym przykładem są tu okolice Ustrzyk Dolnych (tzw. Hoszowskie Góry Rusztowe), a zwłaszcza odznaczający się wyjątkową regularnością kształtów grzbiet Żukowa. Pasma są poprzecinane prostopadłymi do nich dolinami, do których z kolei dochodzą doliny boczne, równoległe do grzbietów. Stąd mówi się o kratowym układzie sieci rzecznej.

Wysokości bezwzględne w Bieszczadach rosną ku południowemu wschodowi, od 600–800 m na Przedgórzu Bieszczadzkim do 1000–1100 m w okolicy Cisnej i 1300 m w paśmie połonin. Wysokości względne dochodzą maksymalnie do 700 m. Grzbiety bieszczadzkie są ostre i mają strome stoki. W partiach grzbietowych, zwłaszcza na bezleśnych połoninach, odsłaniają się fragmenty litej skały i występują kamienne rumowiska, zwane dawniej rozsypańcami. Zjawiskiem bardzo charakterystycznym dla utworów fliszowych są **osuwiska**. Po warstwach miękkich łupków, zwłaszcza po deszczach, gdy są one przesiąknięte wodą, łatwo ześlizgują się spoczywające na nich piaskowce, oczywiście gdy kąt nachylenia jest odpowiedni. Osuwisko na Chryszczatej (Zwiezło) jest największym w Karpatach polskich pod względem ilości przemieszczonego materiału – ok. 12 mln m sześć. ziemi i skał. Duże osuwiska istnieją też na Połomie oraz po wschodniej stronie przełęczy między Tarnicą a Krzemieniem.

Warto wspomnieć o ciekawym zjawisku **kaptażu**, czyli przeciągania wód, najlepiej widocznym w obrębie pasma granicznego. Grzbiet ten cechuje asymetria stoków: południowe zbocza są znacznie stromsze i mają większą wysokość względną. Cieki wodne spływające na południe wgryzają się w grzbiet szybciej i w niektórych miejscach mogą przechwycić wody

potoków spływających na północ. Kaptaż ma miejsce w okolicach Balnicy, gdzie Udava w przyszłości geologicznej przeciągnie zapewne wody Solinki, oraz w rejonie przełęczy Beskid, gdzie Łubnia może skaptować górną Wołosatkę.

Rejon Bieszczad



Pasma górskie Bieszczadów zajmują południowo-wschodni kraniec Polski, na pograniczu z Ukrainą i Słowacją. Są one częścią wielkiego łuku Karpat, ciągnącego się na przestrzeni 1300 km od Bratysławy do Żelaznej Bramy nad Dunajem. Karpaty należą do tzw. systemu alpejskiego (alpidów), który w Europie obejmuje młode łańcuchy górskie, od Gór Betyckich po Balkany. Łuk karpacki dzieli się na Karpaty Zachodnie, Wschodnie i Południowe. Zachodnią granicę Karpat Wschodnich przeprowadzano rozmaicie, zależnie od przyjmowanych kryteriów (np. florystycznych, faunistycznych, geologicznych czy geomorfologicznych).

www.bieszczady.pl

Bieszczady są najpiękniejszą, a zarazem najdzikszą grupą górską w Polsce. Są one najbardziej zachodnim fragmentem Zewnętrznych Karpat Wschodnich i częścią Beskidów Wschodnich. Bieszczady Zachodnie rozciągają się na pograniczu Polski, Słowacji i Ukrainy, pomiędzy Przełęczą Łupkowską oraz dolinami Osławy i Osławicy. Najwyższym szczytem tych gór jest ukraiński Pikuj (1405 m. n. p. m.) a na terenie Polski najwyższa jest Tarnica (1346 m. n. p. m.).

Polskie Bieszczady są bardzo zróżnicowane pod względem wysokości i morfologii. Dzieli się

je na dwie części: na południu znacznie wyższe i bardziej zwarte Bieszczady Wysokie („właściwe”), a na północy Przedgórze Bieszczadzkie – główną jego częścią jest obszar Jeziora Solińskiego. Bieszczady Wysokie składają się z kilku pasm, od zachodu są to: pasmo Chryszczatej i Wołosania (zwane też Wysokim Działem), pasmo Łopiennika i Durnej, małe pasmo Falowej i Kirczy, pasmo połonin i pasmo graniczne.

Wysoki Dział składa się z dwóch części: masywu Chryszczatej (997 m. n. p. m.) i masywu Wołosania (1071 m. n. p. m.). Oddzielone są one od siebie przełęczą Żebrak. Pomiedzy dolinami Osławy i Osławicy znajduje się pasma Jasieniowej i Dyszowej. Ich skrajem przebiega czerwony szlak z Komańczy do Cisnej. Na obszarze Wysokiego Działu znajdują się tak zwane łuski Bystredo, czyli najstarsze skały w Bieszczadach).

Pasma Łopiennika i Durnej jest bardzo ciekawie ułożone: ciągnie się z północy na południe. Rozpoczyna się ono zalesionym stożkiem Kropiwnego, a potem wznosi się dwuwierzchołkowe Berdo i dalej przez stożek Durnej na najwyższy w paśmie szczyt Łopiennik (1069 m. n. p. m.). Stamtąd opada stromymi skokami na południe do doliny Solinki, która tworzy wschodnią granicę pasma.

Pomiedzy dolinami Solinki i Wetliny znajduje się niewielkie pasmo Falowej (968 m. n. p. m.) i Kiczery (930 m). Najwyższym szczytem tego pasma jest Czerenina (981 m).

Najładniejsze szczyty polskich Bieszczad znajdują się w paśmie połonin. Podzielone jest ono, przez głębokie doliny, na trzy oddzielne masywy: Połoninę Wetlińską, Połoninę Caryńską i gniazdo Tarnicy i Połoniny Bukowskiej, które ciągnie się aż do Przełęczy Użockiej. Pasma to na północy opada do doliny Sanu a na południu ograniczone jest znacznym obniżeniem. W nim leżą takie wsie jak: Smerek, Wetlina, Ustrzyki Górne i Wołosate. To właśnie w paśmie połonin mieści się najwyższy szczyt, leżący po polskiej stronie Bieszczad. Jest nim Tarnica wznosząca się na wysokość 1346 m. n. p. m.

Ostatnie z bieszczadzkich, polskich pasm, zwane granicznym ciągnie się wzdłuż granicy, pomiedzy Przełęczą Łupkowską a przełęczą Beskid nad Wołosatym. Szerokie przełęcze podzieliły te pasma na kilka części.

Na północ od wymienionych powyżej pasm, znajduje się Pogórze Bieszczadzkie. Jest to teren, w którym dominują znacznie niższe wzniesienia, tworzące rozgałęzione masywy, rozdzielające równoległe do siebie biegnące doliny. Cały teren Pogórza Bieszczadzkiego jest słabo przystosowany do ruchu turystycznego, i w porównaniu z południowymi pasmami, znacznie mniej atrakcyjny przyrodniczo.

KAMIENŃ LESKI

Obiekt zachwyty podróżników, artystów, malarzy, poetów, pisarzy i pionierów polskiej turystyki górskiej



Pomnik przyrody Kamień Leski znajduje się na południe od drogi krajowej Sanok-Ustrzyki Dolne, pomiędzy Leskiem a Glinnem, na wzgórzu o wysokości 421 metrów n.p.m. Przy drodze znajduje się dogodny parking. Kamień Leski był od dawna znany; już w XVIII i XIX wieku zachwycali się

nim podróżnicy, artyści, malarze, poeci, pisarze, pamiętnikarze, publicyści i pionierzy polskiej turystyki górskiej.

Aleksander Fredro pisał: „Za Leskiem stanęliśmy i oglądali na szczycie pagórka ogromny ułom skalny. Nie widać na nim ręki ludzkiej, a jednak ze swego kształtu zdaje się być częścią jakiegoś gmachu.

Różne o tym kamieniu biegają powiastki. Jedna cudowniejsza od drugiej”.

Według legendy - wyrodna córka niosła chorej, spragnionej mamie z Glinnego dzban wody z Sanu i wdając się w rozmowę z napotkanym chłopcem zapomniała o umierającej w gorączce i pragnieniu matce, która przeklęła ją słowami: „Ty, która nie znasz miłości i masz serce z kamienia, obydź skamieniała”. Córka zamieniła się w głaz, swym kształtem przypominający kamienne serce.

Na wzgórzu znajduje się grzęda skalna o długości 220 m. Odsłaniają się w niej utwory formacji krośnieńskiej, reprezentowane przez gruboławicowe piaskowce. Piaskowce te osadziły się w morzu basenu menilitowo-krośnieńskiego, który w oligocenie, a więc około 30-20 milionów lat temu, był resztkowym zbiornikiem większego basenu Karpat Wewnętrznych.

Materiał z obszarów erodowanych był transportowany prądami zawiesinowymi do głębszych stref basenu. Głębokość tych stref basenowych zmniejszała się, od kilku kilometrów około 50 milionów lat temu do kilkuset metrów około 30 milionów lat temu, w okresie osadzania się piaskowców budujących Kamień Leski.

Kolizja płyty Karpat Wewnętrznych z płytą północnoeuropejską w neogenie, około 20-14 milionów lat temu, doprowadziła do deformacji tektonicznych i powstania płaszczowin.

Jedną z takich ponasuwanych na siebie jednostek tektonicznych jest płaszczowina śląska.

Utwory tej płaszczowiny budują Bieszczady i ich przedpole w okolicach Leska. W neogenie nastąpiło też wypiętrzenie obszaru, który od tego czasu był poddawany wietrzeniu i erozji.

Procesy te ukształtowały Kamień Leski. Ostateczny kształt nadała mu działalność człowieka, północno- -wschodnia część obiektu była eksploatowana w istniejącym tu kamieniołomie.

Piaskowce krośnieńskie, należące do dolnej części formacji są na ogół średnioziarniste, źle wysortowane, w wyższej części wykazujące oddzielność płytkową. Tworzą ściany dochodzące w środkowej części obiektu do 20 m. Ściany te są często odwiedzane przez wspinaczy skałkowych. Można też obserwować charakterystyczną basztę skalną, wystającą około 8 m ponad powierzchnię grzędy. Skały zapadają ku południowemu zachodowi, pod kątem około 25 stopni. Na terenie obiektu można obserwować płaszczyzny ciosowe, a także bogatą rzeźbę powstałą w wyniku procesów wietrzenia.



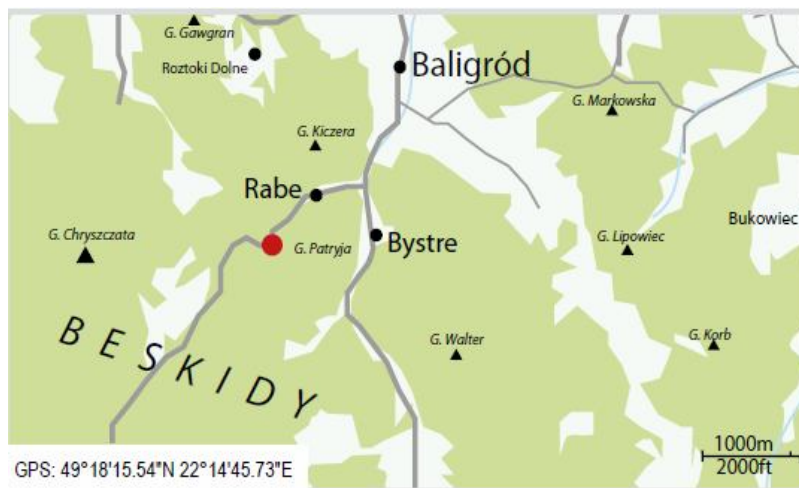
Obiekt jest masowo odwiedzany przez turystów udających się w Bieszczady. Przez Kamień Leski przebiega szlak turystyczny zielony. Nieopodal, w mieście Lesko znajdują się szesnastowieczne zabytki, takie jak Zamek Leski, stary rynek, kościół i synagoga.

Autor : Jan Golonka

GOŁOBORZE

Diamenty marmaroskie na wyciągnięcie ręki

Głęboko wcięte, zalesione i w większości prawie niezamieszkałe doliny bieszczadzskich potoków kryją w sobie wiele tajemniczych ciekawostek. Nie inaczej jest w przypadku Rabskiego potoku, którego długa dolina podchodzi aż pod wschodnie stoki masywu Chryszczatej.



Napotkać tu można ciekawe elementy przyrody nieożywionej, której najcenniejsze walory chronione są w rezerwacie „Gołoborze”.

Do rezerwatu dojechać można kierując się z Leska drogą wojewódzką nr 893 na południe, w kierunku Cisnej. Około 2 kilometry za Baligrodem, w miejscowości Bystre należy skręcić na zachód, w dolinę Rabańskiego Potoku. Rezerwat znajduje się w głębi doliny, około 3 kilometry na południowy zachód od miejscowości Bystre, na stokach izolowanego wzgórzka o wysokości około 620 m n.p.m., w pobliżu nieczynnego kamieniołomu „Rabe”. Obszar doliny potoku Rabego leży w obrębie Ciśniańsko - Wetlińskiego Parku Krajobrazowego oraz terenów Natura 2000.

Rezerwat został utworzony w 1969 roku w celu zachowania gołoborza, ze względu na wysokie walory naukowe, dydaktyczne i krajobrazowe. Według nowych klasyfikacji rezerwat zalicza się do rodzaju rezerwatów przyrody nieożywionej, typu geologicznych i glebowych.

Rezerwat położony jest w obrębie płaszczowiny śląskiej, w jednostce tektonicznej zwanej łuską Bystrego. W jej obrębie odsłaniają się najstarsze utwory strefy przeddukielskiej: warstwy cieszyńskie, grodzkie, łgockie, godulskie, istebniańskie i hieroglify wieku od 100 do 30 milionów lat (kreda-eocen).

Gołoborze, zajmujące powierzchnię około 14 ha, rozwinęło się w obrębie izolowanego bloku piaskowców istebniańskich górnych liczących około 60 milionów lat (paleocen), ograniczonego od północnego zachodu i południowego wschodu strefami uskokowymi. Obszar rezerwatu obejmuje przyszczytowe wychodnie gruboławicowych, drobno- i średnioziarnistych piaskowców istebniańskich górnych z wkładkami ciemnych ilastych łupków oraz rumowiska skalne pokrywające wszystkie stoki wzniesienia, także w obrębie lasu. Obszar przeznaczony do zwiedzania znajduje się na północno-zachodnim stoku i sięga od jego strefy przyszczytowej po współczesny załom doliny Rabańskiego Potoku. Bloki piaskowca mają zróżnicowaną wielkość i często występują w formie

płaskich płyt. W górnej części stoku blokowisko złożone jest głównie z fragmentów o średnicy około 0,5 metra i jest dość stabilne, natomiast w środkowej i dolnej części gołoborza drobniejszy rumosz skalny ulega powolnemu przemieszczaniu. Wkraczający na gołoborza las częściowo stabilizuje blokowisko, ale lokalnie pojawiają się ruchome jęczory usypiskowe złożone z fragmentów skał o średnicy około 25 cm.



Występujące tu piaskowce istebniańskie są bardzo zwięzłe, grubo- i bardzo gruboławicowe, zwykle nierównoziarniste, niekiedy zlepieńcowate. Ich głównym składnikiem jest kwarc, a krzemionka odgrywa ważną rolę także w spoiwie, dzięki procesom wtórnej sylikacji. Z tą ostatnią związane są żyły i naskorupienia kwarcu z pojedynczymi, pięknie wykształconymi kryształami (tzw. diamenty marmaroskie) oraz naskorupienia minerałów arsenowych m.in. realgaru. „Kwarcytowy” charakter piaskowców decyduje o ich dużej zwięzłości, odporności i wytrzymałości, co klasyfikuje je jako jeden z najlepszych surowców w Karpatach fliszowych do produkcji kruszyw drogowych. Jeszcze do niedawna eksploatowane były stale w złożu „Rabe”, w bezpośrednim sąsiedztwie rezerwatu. Na genezę i rozwój gołoborza złożyło się kilka przyczyn, a mianowicie: sposób wykształcenia piaskowców istebniańskich górnych, ich wtórna sylikacja, silne zaburzenia tektoniczne związane z obszarem łuski Bystrego, a także zmiany klimatyczne w czasie ostatniego zlodowacenia i związany z nimi rozwój pokryw soliflukcyjnych. Istotne znaczenie dla procesu rozpadu miał rozwinięty układ spękań w bloku piaskowców istebniańskich górnych, powstały w trakcie tektonicznych deformacji i zaburzeń związanych z formowaniem się łuski Bystrego. Izolowane wzgórze, na skutek procesów wietrzenia w ostrej odmianie klimatu peryglacialnego, pokryła względnie stabilna pokrywa blokowa o miąższości równej zasięgowi procesów wietrzenia. Równocześnie utworzyła się pokrywa soliflukcyjna, której spelznięcie zapoczątkowało rozwój gołoborza. Na ruch pokrywy wskazuje dachówkowe ułożenie bloków. Brak większych form skałkowych oraz wtórne odsłonięcie

wychodni spod splezającego rumowiska wskazuje, że gołoborze powstało poprzez bezpośrednią degradację stoków skalnych, analogicznie do gołoborzy świętokrzyskich. Wiek rumowisk określa się na schyłek ostatniego zlodowacenia bałtyckiego. Podobne w charakterze skalne rumowiska występują w Bieszczadach zazwyczaj powyżej 1100 m n.p.m. i jeśli spotyka się je na niższych częściach grzbietów, to tylko jako niewielkie płyty porośnięte przez las. Gołoborze w dolinie Rabczańskiego Potoku, zalegające w klimatycznym piętrze umiarkowanie chłodnym, jest więc formą zdecydowanie unikatową.

Rezerwat „Gołoborze” niewątpliwie należy do obszarów niezwykle cennych przyrodniczo oraz unikatowych pod względem przedmiotu ochrony.

Obszar rumowiska skalnego zajmuje jedynie 27% powierzchni całego rezerwatu, pozostałą część stanowią zróżnicowane zbiorowiska leśne. Warte uwagi są walory krajobrazowe wzgórza, na którym rozwinęło się gołoborze. Charakterystyczna, trójgraniasta piramida, najczytelniej widoczna od południa, malowniczo komponuje się w otaczające wzniesienia.

Przy kładce na potoku Rabe, prowadzącej do rezerwatu, znajduje się ujęcie wód mineralnych – odwiert „Rabe 1”, należące do Uzdrowiska Rymanów S.A, sklasyfikowane jako szczawa wodorowęglanowo-chlorkowo-sodowa i borowa z niewielką zawartością arsenu. Naprzeciw kładki, tuż przy drodze, w zboczu doliny znaleźć można wejścia do obecnie zasypanych dawnych sztolni, pozostałości po eksploatacji miejscowych złóż rud żelaza na przełomie XVIII i XIX wieku.



photo Ewa Welc

W okolicy znajdują się dwa kamieniołomy. Założony na wychodniach warstw lgockich zakład górniczy „Huczvice” można obejrzeć ze ścieżki przyrodniczo-geologicznej poprowadzonej jego południowo-zachodnim obrzeżem. Na punkcie widokowym ustawiono tablice informacyjne opisujące flisz karpacki wraz z pakietem warstw odsłaniających się w ścianie kamieniołomu, a także unikatowy dla tej części Karpat, drzewostan sosnowy. Natomiast w kamieniołomie „Rabe” odsłaniają się warstwy istebniańskie górne, jeszcze do niedawna intensywnie eksploatowane.

Autor :Ewa Welc

SINE WIRY

Przełom Wetliny, progi skalne, kaniony i osuwiska w otoczeniu przepastnych bieszczadzskich lasów

Rezerwat przyrody Sine Wiry położony jest w dolnej części przełomowej doliny rzeki Wetliny w Bieszczadach Wysokich. Jest to rezerwat krajobrazowy, w którym ochronie podlega wyjątkowo urokliwy odcinek doliny rzecznej i towarzyszące jej formy

geologiczne. Rezerwat

zajmuje obszar ok. 450,5 ha i rozciąga się od ujścia Wetliny do rzeki Solinki, do miejsca zaznaczonego na mapach jako Łuh, będącego pozostałością po wsi o takiej nazwie.

Południowo-zachodnia i wschodnia granica rezerwatu biegnie zboczami doliny, natomiast północna przebiega grzbietem wzgórza Połoma, (776 m n.p.m.). Na zachodnim krańcu rezerwat obejmuje również piękny, przełomowy odcinek doliny Solinki o długości ok. 600 m. Jego granica położona jest na zachodnim zboczu tej doliny. Ochroną rezerwatową objęty jest również stary, miejscami pierwotny las bukowo-jodłowy porastający głównie wzgórze Połoma oraz roślinność samej doliny i jej otoczenia. Na terenie rezerwatu udokumentowano obecność około 350 gatunków roślin naczyniowych, spośród których 28 objętych jest ochroną, w tym 21- ochroną ścisłą. Rezerwat jest także ostoją dzikiej zwierzyny. Spotkać można tutaj rysie, niedźwiedzie, dziki, jelenie, wilki, borsuki i wydry, a spośród ptaków – orla



photo Danuta Ilowicz-Sieraniak

przedniego, orlika krzykliwego i czarnego bociana.

Na obszarze rezerwatu rzeka Wetlina po przełamaniu się przez Pasma Połonin zmienia raptownie bieg z kierunku północnego na generalnie północno-zachodni, zgodny z rozciągłością występujących tutaj struktur geologicznych. Przy okazji rzeka tworzy kilka pięknych zakoli i bystrzy w miejscach szybkiego spadku na progach skalnych. Poniżej progów, w cieniu

otaczających skał, utworzyły się głębokie wypełnione spokojną, niebiesko – granatową wodą. Te głębokie miejscowa ludność nazywała z ukraińska „synie wiry”, ze względu na barwę wody. Stąd spolszczona wersja nazwy „sine wiry” dla obiektów raczej nie mających nic wspólnego z rzeczywistymi wirami. Na blisko dziewięciokilometrowym odcinku w obrębie rezerwatu spadek koryta Wetliny wynosi około 100 m. Rzeka szybko wcina się tutaj w podłoże tworząc stromościenne kaniony w miejscach, gdzie zbudowane jest ono z odpornych na erozję skał, lub też powoduje intensywne procesy osuwiskowe na odcinkach, w których podłoże zbudowane jest głównie z łupków ilasto-mułowcowych. Najpiękniejszy z kanionów położony jest w zakolu rzeki opływającej piaskowcową ostrogę znaną jako „Skała Szutyska”. Ściany kanionu budują tutaj gruboławicowe piaskowce zaliczane do tzw. litofacji otryckiej, będącej częścią warstw krośnieńskich dolnych. Piaskowce otryckie tworzą ławice o miąższościach sięgających 5 m. Są one twarde i odporne na wietrzenie, często gruboziarniste lub zlepieńcowate. W składzie mineralnym okruchów dominuje kwarc (ponad 90%), z podrzędnym udziałem skał metamorficznych. Wewnątrz ławic występuje tzw. uziarnienie frakcjonalne oznaczające wzrost rozmiarów okruchów w miarę przybliżania się do spągu (dolnej granicy) warstwy. Na powierzchniach spągowych ławic dostrzega się różnorodne hieroglify, czyli odlewy śladów powstałych w trakcie osadzania się warstwy leżącej poniżej. Bystry prąd rzeki podcina ściany piaskowcowe powodując powstawanie obrywów skalnych. Kaniony powstają na skutek procesu, w którym prędkość wcinania rzek w podłoże zdecydowanie przewyższa prędkość niszczenia skał tworzących zbocza. Powstanie kanionu w rezerwacie Sine Wiry związane jest również z ruchami neotektonicznymi, które powodują wypiętrzanie tego obszaru. Tempo wypiętrzania jest na tyle wolne, że erozja rzeczna nadąża z przegłębianiem koryta. Powstają dzięki temu wysokie, strome zbocza doliny rzeki.



Poniżej kanionu (w odległości ok. 1,0 km), przy niskim stanie wody, z dna rzeki wyłaniają się piaskowce, przewarstwione wkładkami piaszczystych łupków ilasto- - mułowcowych. Ławice piaskowców o miąższ ościach 10-20 cm sterczą tutaj niemal pionowo i tworzą rodzaj katarakty (progu skalnego), chociaż ich rozciągłości są zgodne z biegiem nurtu. Budują je pakiety zwięzłych średnioziarnistych piaskowców odpornych na erozję rzeczną. Utwory te wchodzi w skład dolnej części warstw przejściowych w profilu oligocenu serii

menilitowo – krośnieńskiej w Bieszczadach. W piaskowcach budujących progi skalne korycie rzeki można zaobserwować tzw. proces eksfoliacji polegający na charakterystycznym „łuszczeniu” się skały.

Warstwy przejściowe, podobnie jak wspomniane powyżej piaskowce otryckie, to osady późnego oligocenu, powstały więc w okresie 28 – 24 mln lat temu.

Nad progiem skalnym znajduje się miejsce, gdzie we wrześniu 1980 r. osunęło się zbocze Połomy, przegradzając koryto Wetliny. W tej chwili miejsce, skąd osunął się materiał skalny zarosło i nie widać form jakie wytworzyły się w rzeźbie stoku Połomy, jednak wyróżnia je z otoczenia młody las porastający zbocze, a przy brzegu można dostrzec stare pnie drzew, które zostały wyrwane z podłoża podczas osuwania się mas skalnych. Skutkiem osuwiska było jezioro zaporowe, jakie powstało powyżej rumowiska. Jeszcze w 1987 roku jego wymiary wynosiły 280 m długości, 20-40 m szerokości. Ze względu na niezwykłą barwę zostało nazwane Jeziorkiem Szmaragdowym. Niestety, jezioro to zanikło w ciągu kilkunastu lat z powodu usunięcia przez wezbrane wody Wetliny jęzora osuwiskowego przegradzającego koryto oraz wskutek sukcesywnego jego zasypywania przez materiał okrucowy niesiony przez rzekę. Pozostałością po jeziorze jest rozległy, kamienisty wał odsypowy (łacha), przedzielający koryto Wetliny powyżej progu skalnego oraz nanosy otoczków na terasie zalewowej.

Dolina Wetliny w obszarze rezerwatu ma charakter przełomowy. Dolina przełomowa to taki odcinek rzeki, na którym przedziera się ona przez napotkane wypukłości terenu np. lokalne wypiętrzenia tektoniczne. Rzeka omija skały bardziej odporne intensywnie erodując strefy o mniejszej mechanicznej odporności i tworzy głęboko wcięte, często stromościenne doliny. Rozpoznawczą cechą przełomu rzecznej jest fakt „przebijania się” rzeki z obszaru relatywnie obniżonego do następnego takiego obszaru poprzez strefę wyniesioną. Wetlina,

która w górnym odcinku płynie w kierunku północno-zachodnim obniżeniem morfologicznym pomiędzy Pasmem Granicznym a Pasmem Połonin, skręca raptownie ku północy w rejonie Kalnicy i po sforsowaniu Pasma Połonin ponownie skręca ku północnemu zachodowi w rejonie nieistniejącej już wsi Zawój. Przełomowy odcinek doliny początkowo przecina poprzecznie główne kierunki strukturalne, natomiast od Zawoju ponownie dostosowuje się do rozciągłości struktur geologicznych. Przełom ten ma tzw. antedencyjny (antedentny) charakter, co oznacza, że przeszkoda terenowa sforsowana przez rzekę wyrosła wskutek wypiętrzenia tektonicznego. Pierwotnie rzeka płynęła po bardziej wyrównanym terenie, o czym świadczą meandry (zakola) typowe dla dojrzałego jej stadium erozyjnego.

Z geologicznego punktu widzenia dolny odcinek Wetliny biegnie w obrębie jednostki śląskiej będącej jedną z wielkich jednostek tektoniczno-stratygraficznych Karpat zewnętrznych. Rezerwat położony jest w obrębie tzw. synklinalnego fałdu środkowego, nasuniętego wstecznie ku południowemu-zachodowi na fałd połonin o charakterze antyklinalnym (antyklina Suchych Rzek). Od północnego wschodu fałd środkowy graniczy z fałdem Czerwonego Wierchu – Otrytu.

Rezerwat Sine Wiry jest bardzo dobrym przykładem dydaktycznym, gdyż w przejrzysty sposób ukazuje związek pomiędzy geologią terenu, a jego krajobrazem.

Centrum rezerwatu leży wśród przepastnych lasów. Pomędzy Kalnicą i miejscem zwanym Pohulanką, położonym przy szosie z Dołżycy do Terki (parking, bar) prowadzi droga leśna, zamknięta pomiędzy Pohulanką i Jaworcem dla ruchu samochodowego. Do centrum rezerwatu można dotrzeć pieszo lub rowerem korzystając z biegnącego tędy szlaku rowerowego.

Autorzy : Michał Stefaniuk, Danuta Ilcewicz-Stefaniuk

ZWIEZŁO

Tajemnicze Jezioro i ślady potężnego osuwiska



Specyficzna budowa geologiczna Karpat fliszowych, polegająca na zalegających na sobie przemiennie warstwach łupków, piaskowców i mułowców generuje różnego typu osunięcia warstw skalnych wzdłuż granicy

bardziej plastycznych i podatnych na upłynnianie osadów.

Do takich skał należą właśnie łupki, których powierzchnia przy kontakcie z wodą zmienia się w śliski smar, po którym, przy sprzyjającym nachyleniu warstw przemieszczać się mogą ogromne masy skalne w dół stromych zboczy.

Uruchamianie osuwisk poprzedzone jest zazwyczaj dość długimi opadami, a samemu przemieszczaniu skał i ziemi towarzyszy groźny huk. Właśnie takie odgłosy, zwielokrotnione jeszcze przez odbijające się od okolicznych gór echo wystraszyły w 1907 roku mieszkańców Duszatyna.

Ogromne osuwisko, które wtedy zeszło spod szczytu Chryszczatej zapoczątkowało powstanie Jeziorok Duszatyńskich, chronionych dziś w rezerwacie Zwieżło.

Rezerwat przyrody nieożywionej Zwieżło położony jest we wsi Duszatyn. Do rezerwatu dojechać można kierując się z Sanoka do Zagórza, a następnie drogą nr 892 na południe do Komańczy, gdzie należy skręcić zgodnie z drogowskazem w centrum miejscowości w boczną drogę prowadzącą do Prełuk i Duszatyna. Jest to jedyna możliwość dojazdu samochodem osobowym. Inna trasa, ze Smolnika przez Mików do Duszatyna, ze względu na konieczność kilkakrotnego przekraczania w bród koryta Osławy, nadaje się jedynie dla samochodów terenowych i to przy niskim stanie wód. W Duszatynie, w sąsiedztwie wylotu doliny potoku Olchowatego, znajduje się parking oraz czynny w sezonie niewielki punkt spożywczo-gastronomiczny. Do rezerwatu Zwieżło najłatwiej dojść czerwonym szlakiem, przebiegającym obok parkingu, który prowadzi doliną potoku Olchowatego. Z początku trasa biegnie szeroką leśną drogą, by ostatecznie skręcić w ścieżkę biegnącą lewym zboczem doliny potoku. Początkowo łagodnie ukształtowana powierzchnia stoku po około 2 km staje się wyraźnie zaburzona przez nierównomiernie zalegający materiał koluwium osuwiska. Granica rezerwatu znajduje się kilkadziesiąt metrów przed dolnym jeziorkiem Duszatyńskim.

Jeziorka przed II wojną światową były chronione jako pomnik przyrody, a w czasach okupacji figurowały w spisie obiektów chronionych Generalnej Guberni. Rezerwat

założono w 1957 roku na zachodnim stoku Chryszczatej (997 m n.p.m.), w górnej części doliny potoku Olchowaty, obejmując ochroną dwa jeziorzka zaporowe o osuwiskowej genezie, o powierzchni 2,2 ha. Samo osuwisko rozwinęło się w obrębie warstw z Majdanu jednostki dukielskiej w maju 1907 roku po wyjątkowo obfitych opadach.



photo Ewa Welc

Granica rezerwatu znajduje się kilkadziesiąt metrów przed dolnym jeziorzkiem i jest oznakowana. Przy dolnym jeziorzku brak jakichkolwiek tablic informacyjnych. Dojście do następnego, górnego jeziorzka zajmuje około 15 minut. Zainstalowano tam tablicę informacyjną z profesjonalnie opracowanymi informacjami, przedstawiającą genezę osuwiska i powstanie jeziorzek, przebieg kataklizmu, jakim było dla okolicznych mieszkańców zejście osuwiska oraz problemy związane z ochroną obszaru. Na tablicy znajduje się także szkic morfologiczny obszaru osuwiskowego pozwalający lepiej zrozumieć ten proces. Przy żadnym z jeziorzek nie urządzono miejsca piknikowego.

Masyw Chryszczatej znajduje się w zasięgu najbardziej północnej łuski płaszczowiny dukielskiej, której jądro budują utwory kredowe otoczone warstwami datowanymi na paleogen. Według danych przedstawionych na panelu informacyjnym, Jeziorzko Dolne o powierzchni 0,45 ha leży na wysokości 683 m n.p.m. Jego obecna maksymalna głębokość sięga 6,2 m. Jeziorzko Górne leży na wysokości 701 m n.p.m., ma powierzchnię około 1,25 ha, jego maksymalna głębokość sięga 5,8 m.

Istniało jeszcze trzecie jeziorzko, położone najniżej (614 m n.p.m.), z którego w 1925 roku, na polecenie właściciela tych terenów Stanisława hr. Potockiego spuszczone wodę w celu wyłapania licznych tutaj pstrągów – złowiono wówczas 80 dorodnych ryb.

Kształt i głębokość zachowanych jeziorzek stale się zmniejsza na skutek zamulania materiałem nanoszonym przez potok. W przeciągu niespełna 8 lat (1953 – 1961) ich głębokość uległa redukcji z 30 do 7 metrów.

Nisza osuwiska, które spowodowało zatamowanie pobliskiego potoku, a tym samym doprowadziło do powstania jezierek, znajduje się około 0,5 kilometra w górę stoku, a jej szerokość wynosi około 250 metrów. Pozostałe elementy wchodzące w skład osuwiska to rynnna długości około 400 metrów oraz jęzor osuwiskowy.

Warstwy z Majdanu budują fałd Chryszczatej w obrębie jednostki dukielskiej. Wykształcone są jako kompleks cienkoławicowych piaskowców, w dolnej części przedzielonych łupkami, nad którymi zalegają gruboławicowe piaskowce gruboziarniste, z rzadkimi wkładkami łupków.

Masy skalne uruchomione przez osuwisko zjechały po warstwach łupków rozwiniętych w dolnej partii warstw z Majdanu, zapadających zgodnie z nachyleniem stoku.

Pozwala to zakwalifikować osuwisko jako konsekwentno- -strukturalne. Współcześnie, w obrębie strefy poślizgu rozwijają się pseudotektoniczne deformacje świadczące o aktywności osuwiska. Zgodnie z informacjami umieszczonymi na tablicy przy jeziorku górnym, osuwisko pod Chryszczatą jest największym w Karpatach pod względem przemieszczonego materiału (12 mln ton m³) oraz drugim pod względem powierzchni, która wynosi około 36 hektarów. Przedstawiony obiekt posiada wysoką rangę naukową i dydaktyczną. Czytelne ukształtowanie terenu pozwala turystyce prześledzić cały obszar osuwiska, od miejsca po najniższym, osuszonym jeziorku po leżącą powyżej niszę osuwiskową. Rzetelnie opracowana tablica informacyjna pozwala na zapoznanie się z fenomenem Jezierek Duszatyńskich, przez co bardzo dobrze oddaje geoturystyczny charakter tego rezerwatu i świetnie promuje geoturystykę w regionie.

W 2007 roku, w setną rocznicę powstania jezierek Duszatyńskich i w pięćdziesiątą rocznicę ustanowienia rezerwatu, społeczność gminy Komańcza ustawiła przy większym z jezierek pamiątkowy głaz z tablicą, wspominającą równocześnie wędrówki papieża Jana Pawła II po Bieszczadach.

Przez rezerwat przebiega czerwony szlak z Komańczy do Cisnej, zaś na szczyt Chryszczatej wiedzie niebieski szlak dojściowy z Turzańska. Tuż pod szczytem, przy czerwonym szlaku znajduje się niewielki cmentarz z I wojny światowej, upamiętniający poległych wówczas żołnierzy.

W okolicy rezerwatu Zwieżło znajduje się inny, ciekawy rezerwat krajobrazowy Przełom Osławy pod Duszatynem, obejmujący obszar meandrowy doliny Osławy. Cały masyw Chryszczatej leży w obrębie Ciśniańsko-Wetlińskiego Parku Krajobrazowego oraz terenów Natura 2000.

Autor : Ewa Welc

TORFOWISKO TARNAWA

Niezwykły związek budowy geologicznej podłoża z porastającą je szatą roślinną



Rezerwat Tarnawa jest jednym z wielu rezerwatów torfowiskowych w Dolinie Sanu, jednakże jego wielkość, niezwykłość, w końcu zagospodarowanie turystyczne i bliskość drogi sprawia, że jest chętnie odwiedzany przez turystów podążających w najbardziej odległe rejony Bieszczad.

Rezerwat Tarnawa utworzony został w 1976 r. Obejmuje dwa torfowiska wysokie o łącznej powierzchni 34,4 ha, położone w górnej części doliny Sanu, w nieistniejącej już wsi Tarnawa Wyżna, na terenie Bieszczadzkiego Parku Narodowego. Można tu znaleźć liczne gatunki chronione między innymi rosiczkę okrągłolistną, borówkę bagienną, modrzewnicę zwyczajną,



photo Renata Stadnik

wełniankę pochwowatą i inne. Torfowiska wchodzące w skład rezerwatu (Tarnawa Wyżna I i Tarnawa Wyżna II) różnią się od siebie zarówno wielkością, jak i typem roślinności, która je porasta. Większe torfowisko (Tarnawa I) porośnięte jest sosnowym borem bagiennym, natomiast na mniejszym (Tarnawa II) występują jedynie nieliczne pojedyncze świerki i brzozy brodawkowate. Torfowiska są silnie wypiętrzone, wysokość większego z nich dochodzi do około 5 m ponad powierzchnię terenu, natomiast kopuła niższego sięga 1,5 m. Określa się je jako torfowiska o wybitnych walorach morfologicznych. Na taką wysoką ocenę wpływa po pierwsze duży rozmiar kopuły

torfowiska, po drugie związana z tym większa wartość przyrodnicza, a po trzecie stosunkowo mała degradacja antropogeniczna, przez co nadal mają szansę rozwijać się tu rzadkie i chronione gatunki roślin. W obrębie rezerwatu kontakt z otaczającą przyrodą zapewniają wybudowane specjalne pomosty, wzdłuż których poprowadzona jest ścieżka dydaktyczna, na której turyści mogą podziwiać niewątpliwe uroki tego miejsca.

Torfowiska kojarzą się głównie z bogatą szatą roślinną, która występuje w ich obrębie i jej stopniowym przyrastaniem. Jednakże należy pamiętać, że powstanie torfowiska zdeterminowane jest przede wszystkim budową geologiczną podłoża i klimatem. Stąd też można je z powodzeniem traktować również jako obiekty geoturystyczne. Zainicjowanie rozwoju torfowisk w Dolinie Górnego Sanu miało miejsce w późnym glacie (w przypadku Tarnawa Wyżna I) i holocenie (Tarnawa Wyżna II).



photo Marek Doktor

Warunkiem rozrostu torfowiska jest obecność nieprzepuszczalnego podłoża. W przypadku opisywanych torfowisk, w podłożu występują osady rzeczne (głównie piaski, żwiry i muły), które ze swej natury charakteryzują się dobrą przepuszczalnością wody. W ich obrębie występuje poziom nieprzepuszczalnych, tłustych ilów z domieszką mułów, które stanowią uszczelnienie misy, na której tworzyły się torfowiska.

Samo powstanie torfowiska związane było z okresowymi wylewami Sanu. W tym czasie koryto rzeki było zdecydowanie płytsze niż obecnie. Stąd też przy nawet niewielkich wezbraniach, wody Sanu rozlewały się na znaczne obszary. W czasie tych epizodów mętne wody, niosąc materiał okrucowy, przenosiły go na równię zalewową.

Z tym, że w trakcie takiego transportu materiału okrucowego następowała jego naturalna selekcja. Stąd też grubszy materiał odkładany był w pobliżu koryta, a najdrobniejszy, który później stał się materiałem uszczelniającym misę torfowiska, odkładany był dalej. Duże nagromadzenie materiału grubo okrucowego w bliskim sąsiedztwie koryta powodowało znaczny pionowy przyrost tych osadów, w związku z czym woda powodziowa, która przelewała się przez utworzone w ten sposób wały, nie była w stanie wrócić do pierwotnego koryta i pozostawała na równi zalewowej. W konsekwencji utworzyły się w tych miejscach

rozległe mokradła, uszczelnione od dołu najdrobniejszym materiałem osadowym. W tych miejscach zaczęła się gromadzić materia organiczna, tworząc w konsekwencji torfowisko niskie, a potem przy braku dostawy wód zalewowych i gruntowych i zwiększonym drenażu podłoża, mogły się rozwijać torfowiska wysokie.

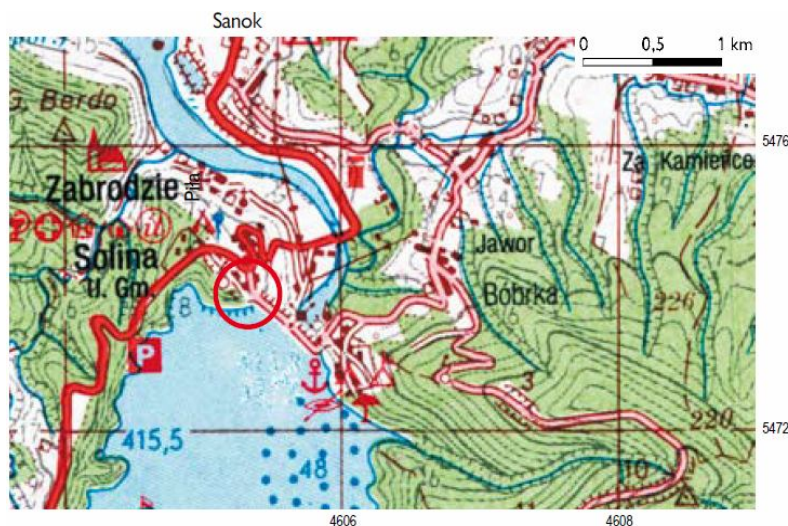
Szacuje się, że roczny przyrost torfowiska w części środkowej misy wynosił tutaj około 1 mm. Obecnie miąższość większego torfowiska określana jest na 7,4 metra (w zależności od autora). Intensywny rozrost torfowisk zapewne trwałby do dnia dzisiejszego, gdyby nie fakt, że z końcem XIX wieku rozpoczęto osuszanie tych terenów.

Na szczęście ingerencja człowieka nie spowodowała na tyle istotnych zmian, aby przyczynić się do zaniku tej niezwykłej formy.

Warto zwiedzić rezerwat Tarnawa, zwłaszcza wieczorną porą lub o poranku, kiedy nad mokradłami unoszą się opary mgły, dodając mu jeszcze więcej tajemniczości i grozy. Wśród starszych mieszkańców tutejszych wiosek nadal krążą opowieści o błakających się we mgle duszach dawnych autochtonów. Niedaleko torfowiska, na Bukowcu rozpoczyna się ścieżka przyrodniczo – historyczna doliny Górnego Sanu, którą można dotrzeć do źródeł Sanu w nieistniejącej już miejscowości Sianki. Po drodze wśród niezwykłej przyrody, obejrzyć można ślady dawnego osadnictwa na tym terenie.

Autor : Renata Stadnik

PIASKOWCE GLAUKONITOWE PRZY ZAPORZE W SOLINIE



W miejscowości Solina, położonej nad dwoma pięknymi jeziorami: Myczkowskim i Solińskim, znajduje się największa w Polsce zapora wodna. Ma ona 82 m wysokości i 664 m długości. Zaporę posadowiono na odpornych na wietrzenie piaskowcach, które budują pas stromych wzniesień zauważalny w

morfologii terenu, na północ od Jeziora Solińskiego.

Podłoże skalne zbiorników wodnych stanowią skały należące do płaszczowiny śląskiej, wchodzącej w skład Karpat Zewnętrznych. W skarpcie przy zaporze zobaczyć można fragment profilu piaskowców z Ostrego, jednej z odmian facjalnych górnych warstw krośnieńskich. Są to gruboławicowe piaskowce glaukonitowe, wieku wczesnomiocenowego, powstałe 23-16 mln lat temu i znajdujące się w spągowej części warstw krośnieńskich górnych.

W odsłonięciu nad zaporą widoczny jest pakiet kilku masywnych ławic piaskowców glaukonitowych. Są to skały drobnoziarniste, charakteryzujące się znaczną twardością i odpornością na wietrzenie. Barwa ich jest szaropopielata. Spąg tego wydzielenia przyjmuje się jako granicę pomiędzy warstwami krośnieńskimi dolnymi i górnymi i dlatego odgrywa ono istotną rolę w korelacji utworów oligocenu. Warstwy krośnieńskie są głównym elementem wypełniającym centralną depresję karpacką, w obrębie której zostało wydzielonych kilka litofacji. Elementem występującym na granicy oligocen/miocen są piaskowce z Ostrego oraz odpowiadający im w innych miejscach poziom łupków z Niebylca.

Jezioro Solińskie, którego powierzchnia wynosi 22 km², a pojemność 500 mln m³, jest doskonale zagospodarowanym obiektem turystycznym. Okolica wokół jeziora charakteryzuje się dużą lesistością, bogatą fauną i florą, a malowniczy krajobraz zachęca do spędzenia tu wypoczynku, nie tylko letniego. Na pobliskim stoku masywu Jawora znajdują się dwa bieszczadzkie szybowiska górskie, a w okolicznych przysiółkach mieszczą się liczne domy wczasowe i pensjonaty.



W Solinie, Polańczyku i Bukowcu zlokalizowanych jest kilkanaście wyciągów narciarskich o dobrze utrzymanych stokach. Na półwyspie jeziora Solińskiego znajduje się uzdrowisko Polańczyk.

Zalew Soliński jest rajem dla amatorów sportów wodnych: żeglarzy, wioślarzy, zwolenników kąpieli wodnych, wędkarzy. Można przepłynąć też statkiem spacerowym.

Do atrakcyjnych imprez kulturalnych, odbywających się cyklicznie należą: „Solińskie lato”, „Dni gminy Solina”, regaty o puchar Prezydenta RP, regaty o Błękitną Wstęgę oraz impreza wspólna dla żeglarzy i

lotniarzy „Dwa żywioły - dwie pasje”.

Przez samą zaporę przebiega trasa rowerowa (o długości 24 km), biegnąca do Łobozewa - Myczkowiec i dalej do Oreleca. Wiedzie tu wiele malowniczych ścieżek spacerowych: „Zielone Wzgórza nad Soliną”, „Niebieska Łezka”, „Cypel Polańczyk”, „Perła Polańczyka” oraz „Łącznik”. W bliskim sąsiedztwie: w Bereźnicy Wyżnej, Bóbrce, Grzance, Myczkowcach znajdują się zabytkowe cerkwie; na tych terenach jest wiele pięknych przydrożnych kapliczek z XIX wieku.

Z uwagi na walory przyrodniczo-krajobrazowe gmina Solina uchodzi za jeden z najatrakcyjniejszych regionów turystycznych Polski.

Autor karty stanowiska dokumentacyjnego i fotografii: L. Jankowski (2005)

Lokalizacja obiektów geoturystycznych w Bieszczadach

Lp	Nazwa	Region	Województwo, powiat	Gmina	Miejscowość	Strona
1	Kamień Leski	Bieszczady	podkarpackie, leski	Lesko	Glinne	6
2	Gołoborze	Bieszczady	podkarpackie, leski	Baligród	Raba	8
3	Sine Wiry	Bieszczady	podkarpackie, leski	Cisna	Zawój	11
4	Zwieszło	Bieszczady	podkarpackie, sanocki	Komańcza	Duszatyn	15
5	Torfowisko Tarnawa	Bieszczady	podkarpackie, bieszczadzki	Lutowiska	Tarnawa Wyżna	18
6	Piaskowce glaukonitowe przy zaporze w Solinie	Bieszczady	podkarpackie, leski	Solina	Solina	21

Wstęp, literatura oraz słownik pojęć (patrz część pierwsza)