

Wprowadzenie

Oddajemy w Państwa ręce Atlas, stanowiący kartograficzne kompendium wiedzy o budowie geologicznej Polski. W jednym miejscu udało się zgromadzić ponad sto map dokumentujących bardzo różne obszary wiedzy geologicznej. Prezentujemy mapy: geologiczne podstawowe, paleogeograficzne, tektoniczne, miąższości skał w podziale na systemy stratygraficzne, geologiczno-złożowe, hydrogeologiczne, geofizyczne i geochemiczne. Niewątpliwie opracowaniami wykraczającymi poza geologię są mapy geomorfologiczna, glebowa oraz geoturystyczna. Kartografia geologiczna to nie tylko horyzontalne obrazowania dwuwymiarowe. Lepszemu zrozumieniu geologii sprzyjają sięgające w głąb Ziemi przekroje geologiczne i trójwymiarowe modele przestrzenne budowy geologicznej, których przykłady znajdują Państwo również w naszym Atlasie. Umieściliśmy też w nim mapy geologiczne okolic polskich stacji polarnych na Spitsbergenie i na Wyspie Króla Jerzego. Nie są to obszary należące do Polski. Miejsca te są jednak w sposób szczególny związane z polską geologią, stanowiąc od lat poligony badawcze dla kolejnych już pokoleń naszych naukowców.

Format Atlasu jest mniejszy niż liczne wcześniejsze wielkoformatowe wydawnictwa atlasowe Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, poświęcone geologii Polski lub jej regionów. Mamy nadzieję, że będzie on sprzyjał częstemu sięganiu po to wydawnictwo przez każdą osobę, która interesuje się budową geologiczną Polski, zasobami naturalnymi naszego kraju czy współczesnymi wyzwaniem geotechnologicznymi. Publikacja ta jest z założenia popularna, skierowana również do osób nie parających się na co dzień geologią. Stąd poza mapami zawiera teksty i figury objaśniające prezentowaną warstwę informacyjną, często uzupełnione odpowiednio dobranymi fotografiami. Konsekwencją takiej formy Atlasu jest stosunkowo mała skala poszczególnych map, implikująca ograniczoną dokładność prezentowanej informacji geologicznej. Czytelnik poszukujący danych o znacznie większej rozdzielczości może zawsze sięgnąć do wielkoformatowych wydawnictw Państwowego Instytutu Geologicznego czy też jego kartograficznych zasobów.

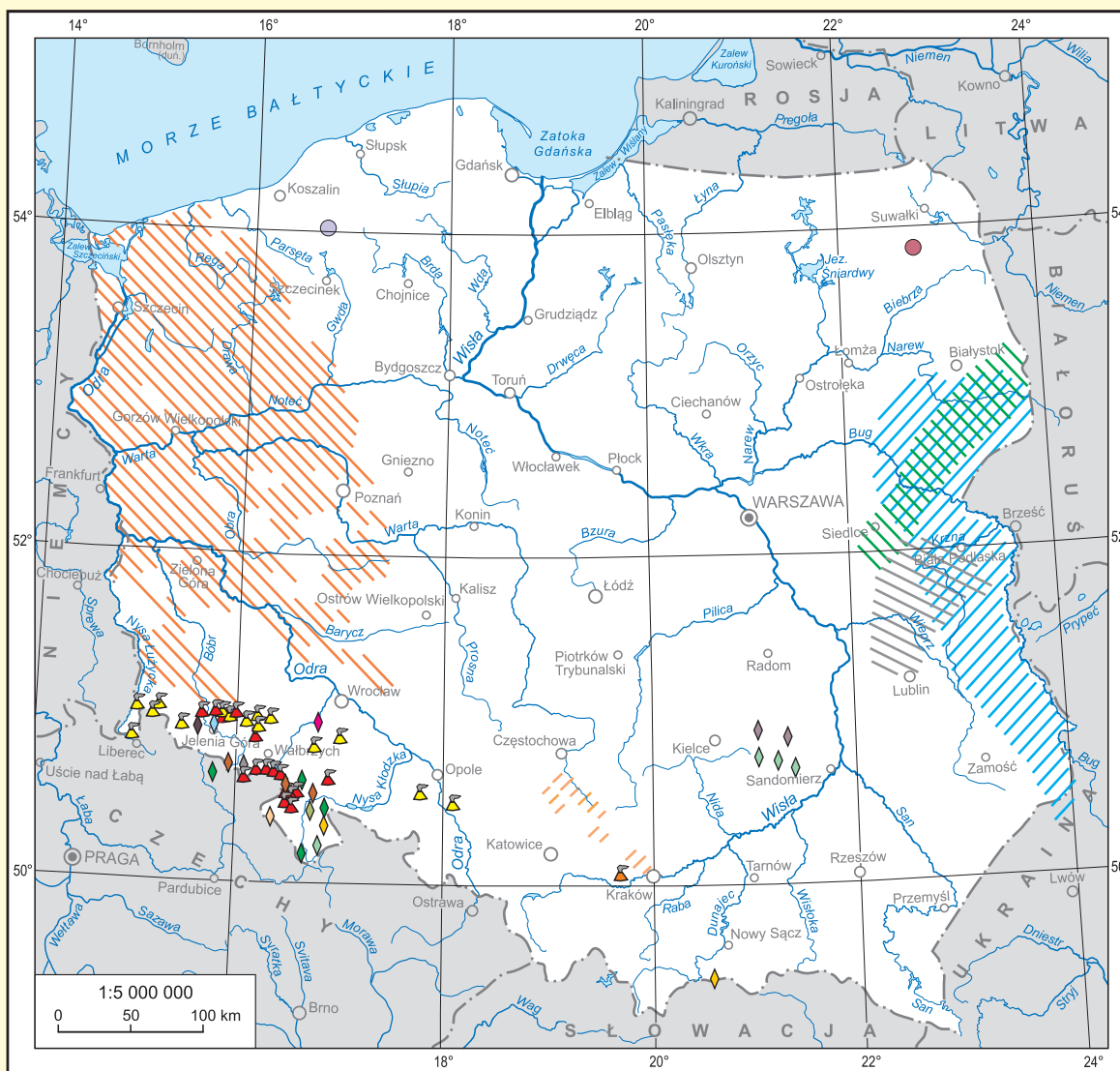
Źródłem większości z prezentowanych map są wcześniejsze opracowania Państwowego Instytutu Geologicznego. Jest to efekt pracy wielu pokoleń geologów i geofizyków tej powołanej do życia już w 1919 r. instytucji, która pełniła wówczas i pełni dzisiaj bardzo ważną funkcję państwowej służby geologicznej. Jej dziełem są najważniejsze odkrycia surowcowe na obszarze Polski, w tym tak spektakularne w skali światowej, jak polska miedź na Dolnym Śląsku. Służba ta, podobnie jak inne służby geologiczne krajów Unii Europejskiej, jest serwisem naukowym, pozyskującym i przekazującym profesjonalną informację o stanie środowiska naturalnego ze szczególnym uwzględnieniem zasobów naturalnych. Czyni to zarówno na potrzeby administracji państwowej oraz samorządowej, jak i każdego pojedynczego obywatela, który chce mieć coraz większą wiedzę na temat geologii.

Nad Atlasem pracował ponad stuosobowy zespół specjalistów z wszystkich poruszonych w nim dziedzin. Są wśród nich zarówno autorzy nowych map i przekrojów, jak i osoby opracowujące mapy i przekroje wcześniej publikowane. Zwykle osoby te wprowadzały pewne zmiany do materiału pierwotnego, polegające na jego aktualizacji, czy też generalizacji. Szczególnie dużo uwagi poświęciliśmy na staranne zacytowanie wszystkich materiałów źródłowych wykorzystanych podczas przygotowywania atlasu, których zestawienie znaleźć można w skorowidzu materiałów źródłowych, gdzie drukiem wytłuszczonym zaznaczono pozycje zawierające pierwotny, wyjściowy materiał kartograficzny. Jeśli redaktor opracowujący przystosował całą wcześniej publikowaną mapę lub inne elementy kartograficzne, to autorów umieszczano również bezpośrednio pod nimi.

Ostateczny kształt Atlasu to również zasługa wnikliwych opinii i cennych wskazówek recenzenta prof. Jerzego Żaby z Uniwersytetu Śląskiego i członków zespołu do spraw monografii przy Państwowym Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym, kierowanego przez prof. Hannę Matyję. Osobom tym składamy w imieniu swoim i wszystkich autorów serdeczne podziękowania.

Jerzy Nawrocki i Anna Becker

PRZEJAWY DAWNEGO WULKANIZMU



- Skaly wulkaniczne i subwulkaniczne nieodslaniajace sie na powierzchni terenu
- ryolity, dacyty, bazaltoidy i lamprofiry – karbon–perm
 - trachyandezyty i dacyty – karbon–perm
 - bazalty alkaliczne – karbon
 - bazaltoidy (tzw. diabazy) – karbon
 - karbonaty, lamprofiry, tefryfonolity i nefeliny – karbon
 - bazalty – neoproterozoik
 - metawulkanity – paleoproterozoik
- Skaly wulkaniczne i subwulkaniczne odslaniajace sie na powierzchni terenu lub rozpoznane w plytkich otworach
- andezyty – paleogen–neogen
 - nefeliny i bazalty alkaliczne – paleogen–neogen
 - ryolity, andezyty i bazaltoidy – karbon–perm
 - bazalty, andezyty i ryolity – karbon–perm
 - lamprofiry – karbon
 - metabazyty – karbon
 - bazaltoidy (tzw. diabazy) – karbon
 - bazaltoidy (tzw. diabazy) i lamprofiry – sylur–dewon
 - bazaltoidy – sylur–dewon
 - metabazyty – kambr–dewon
 - zmetamorfizowane skaly wulkaniczne bimodalne i metabazyty – kambr–dewon
 - metabazyty – kambr
 - metabazyty – neoproterozoik (?)–kambr
 - metawulkaniczne – neoproterozoik

Pierwsze wulkany na obszarze Polski byly zwiazane z paleoproterozoiczna (ok. 1,8 mld lat) strefa subdukcji, udokumentowana wierceciami na kratonie wschodnioeuropejskim. Przejawem ich aktywnosci sa lawy i tufy andezytowe lub dacytowe.

Mlodszy, neoproterozoiczny wulkanizm jest znany zarowno z obszaru kratonu wschodnioeuropejskiego, jak i Sudetow. Pokrywy lawowe, utwory piroklastyczne i epiwulkanoklastyczne tego wieku sa zwiazane z kontynentalnym basenem ryftowym na lubelsko-podlaskim sklonie kratonu. W Sudetach, w obrzebie metamorfiku klodzkiego stwierdzono obecnośc neoproterozoicznych skal wulkanicznych, ktore pierwotnie byly ryolitami, andezytami i bazaltami, powstajacymi na obszarze lukow magmowych i basenow załukowych. Prawdopodobnie tego wieku sa rowniez metabazyty Gór Bystrzyckich i Orlickich.

Paleozoiczne slady dzialalności wulkanicznej na obszarze Polski wiazuja sie miedzy innymi z obecnością fragmentow skorupy oceanicznej. I tak w obrzebie polnocno-wschodniego obrzezenia kry gnejsowej Gór Sowich, w masywie Slęzy i masywie Nowej Rudy-Słupca, odslaniaja sie fragmenty ofiolitu sudeckiego, zbudowanego glownie ze skal ultramaficznych i gabr, z towarzyszącymi im bazaltami i diabazami. Jest to fragment skorupy oceanicznej, powstawalaj 420–400 mln lat temu. Fragmenty skorupy oceanicznej, ktore ulegly pozniejszymu metamorfizmowi, zachowaly sie rowniez w zachodniej czesci Sudetow. Reprezentuje je m.in. poznokambryjski kompleks metabazytow jednostki Leszczyńca we wschodniej czesci masywu karkonosko-izerskiego. W innym miejscu, w obrzebie metamorfiku kaczawskiego przetrwala sukcesja skal wulkanicznych, w ktorej zapisalo sie przejście od wulkanizmu bimodalnego, zwiazanego ze strefa inicjalna ryftu kontynentalnego na przełomie kambru i ordowiku, do wulkanizmu zwiazanego z ryftem oceanicznym w sylurze i dewonie. W Górach Kaczawskich zachowaly sie charakterystyczne dla tego srodowiska bazaltowe lawy poduszkowe.

U schyłku paleozoiku, w karbonie i permie znaczne obszary naszego kraju zostaly objete intensywnym wulkanizmem postorogenicznym. W srodowisku ladowym tworzyly sie pokrywy law bazaltowych, ryolitowych, dacytowych i andezytowych. Aktywnosci wulkanicznej czesto towarzyszyly erupcje eksplozywne, w wyniku ktorych powstawaly ignimbryty, tufy, brekcje piroklastyczne. Na powierzchni kwaśne skaly subwulkaniczne, tufy i diabazy z przełomu karbonu i permu odslaniaja sie w rowie Krzeszowice koło Krakowa. Przejawy wulkanizmu z tego okresu sa widoczne takze w Sudetach w obrzebie dwuch zapadlisk srodogorskich – niecki srodsudeckiej i niecki polnocnosudeckiej.

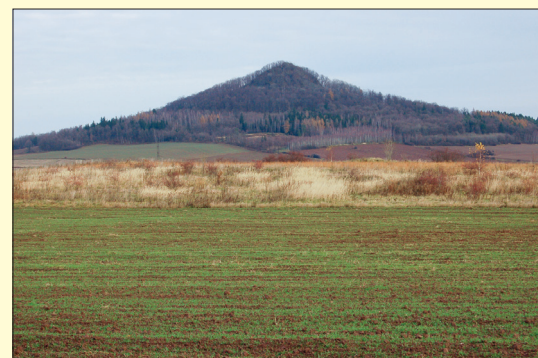
Najmlodszymi skalami wulkanicznymi w Polsce sa silnie alkaliczne bazaltoidy wystepujace na obszarze Sudetow i w okolicach Opola, ktore reprezentuja kilka faz paleogeneo-neogenejskiego wulkanizmu, z najmlodsza wieku plioceńskiego. Na obszarze Karpat jednym ze sladow aktywnosci wulkanicznej sa mioceńskie zyly andezytowe w obrzebie pienińskiego pasa skałkowego.



Bomba wulkaniczna wydobyta z kenozoicznej intruzji bazaltowej z Winnej Góry koło Jawora. Fot. M. Awdankiewicz

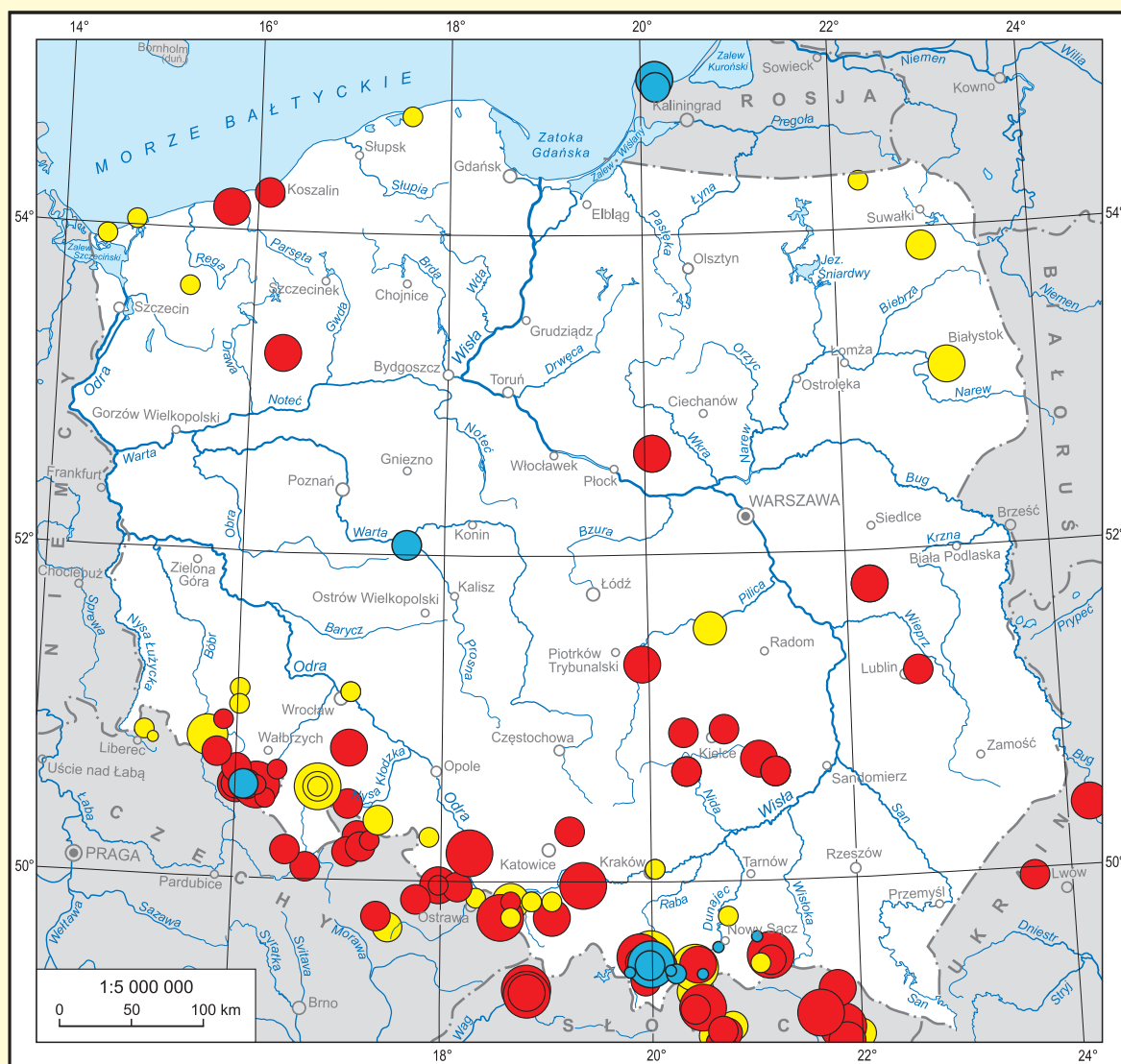


Wczesopermska intruzja porfirywa „Organy Wielisławskie” w Sudetach. Fot. M. Awdankiewicz



Bazaltowy pień wulkaniczny wieku paleogen-neogen. Góra Ostrzyca, Pogórze Kaczawskie. Fot. M. Awdankiewicz

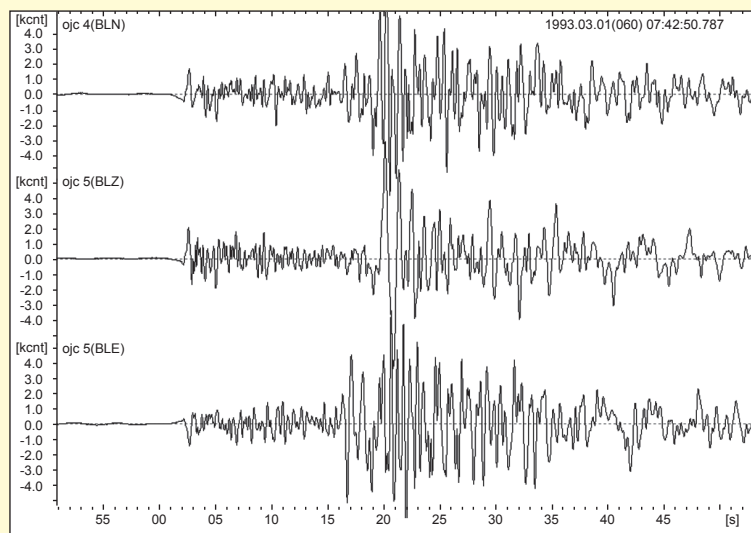
TRZĘSIENIA ZIEMI



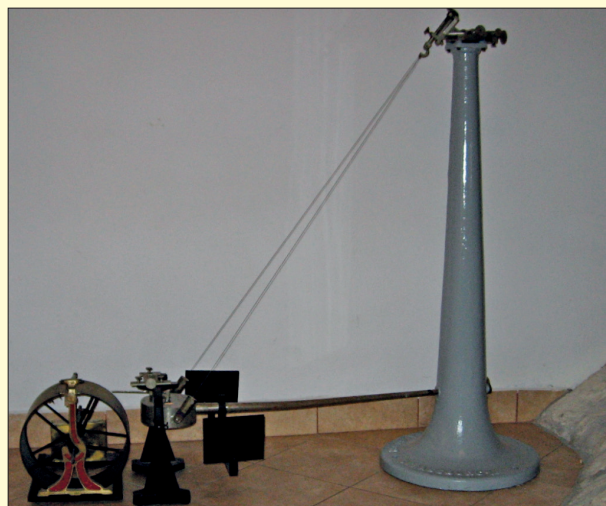
stan na 2016 r.

Obszar Polski znajduje się w strefie słabej aktywności sejsmicznej, gdzie katastrofalne trzęsienia ziemi nie występują. Najstarsze wzmianki o trzęsieniach ziemi w Polsce sięgają XI w., jednak dopiero od końca XV w. dla niektórych trzęsień ziemi była możliwa lokalizacja epicentrow i ocena intensywności. Intensywność najsilniejszych trzęsień ziemi wynosiła $I_0 = 7$, w 12-stopniowej skali intensywności EMS-98. Magnitudy momentu sejsmicznego M_w były niższe niż 5, z wyjątkiem trzęsienia ziemi w Beskidzie Śląskim w XVIII w. i trzęsienia ziemi z okolic Kaliningradu (epicentrum poza granicami Polski) we wrześniu 2004 r., kiedy osiągnęły wartości $5 < M_w < 5,5$. Rozpoznanie aktywności sejsmicznej takich obszarów wymaga bardzo długiego okresu obserwacji, stąd musi być oparte głównie na trzęsieniach historycznych. Mapa epicentrow została przedstawiona na podstawie zwerifikowanego katalogu trzęsień ziemi w Polsce z aktualizacją danych do roku 2014. Mapa ta jest w skali intensywności, ponieważ większość danych została uzyskana z obserwacji makrosejsmicznych. Jeśli wystąpiła seria wstrząsów poprzedzających i następczych, zamieszczono tylko epicentrum trzęsienia głównego. Uwzględniono również słabsze wstrząsy rejestrowane instrumentalnie dla $M_w \geq 2,6$ ($I_0 \leq 4$). Epicentra trzęsień ziemi z obszarów przygranicznych w Karpatach i Sudetach podano dla $I_0 \geq 5$.

Najbardziej aktywny sejsmicznie jest obszar wzdłuż południowych granic Polski w Karpatach i Sudetach. Prowadzony od maja 2008 r. monitoring sejsmiczny wybranych rejonów Polski, umożliwiający rejestrację mikrowstrząsów, wykazał stałą aktywność sejsmiczną w Karpatach zachodnich, szczególnie wzdłuż pienińskiego pasa skałkowego; w zakresie $0,5 \leq M_L \leq 2,3$ na Podhalu. Trzęsienia ziemi w północno-zachodniej i centralnej Polsce mieszczą się w szerokiej strefie Teisseyre'a-Tornquist. Są to przede wszystkim wstrząsy na Pomorzu Zachodnim, koło Płocka, w rejonie Gór Świętokrzyskich i w Lubelskiem. W styczniu 2012 r. wystąpiło trzęsienie ziemi koło Jarocina ($M_w = 3,5$, $I_0 = 5$). Był to pierwszy instrumentalnie rejestrowany wstrząs tektoniczny w centralnej Polsce.

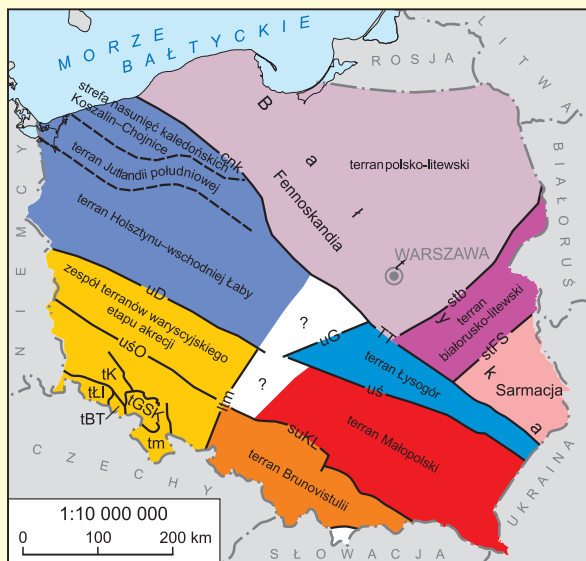


Sejsmogram trzęsienia ziemi z 1 marca 1993 r., które wystąpiło w rejonie Krynicy. Trzęsienie zarejestrowano w Obserwatorium Sejsmologicznym Instytutu Geofizyki PAN w Ojcowie. Magnituda wstrząsu $M = 4,4$. Ryc. Archiwum Zakładu Sejsmologii IGF PAN



Dawny sejsmometr – poziome wahadło systemu Bosch-Omori zainstalowane w 1903 r. na stacji sejsmologicznej w Krakowie. Fot. ze zbiorów Zakładu Sejsmologii IGF PAN

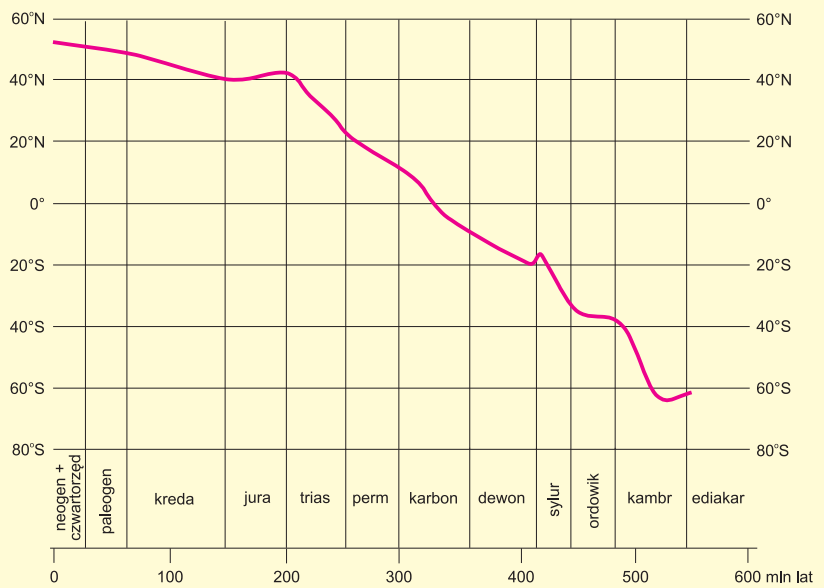
MAPY POŁOŻENIA KONTYMENTÓW W PRZESZŁOŚCI GEOLOGICZNEJ



Budowa terranowa Polski

- granice terranów
- - - - - hipotetyczne granice terranów

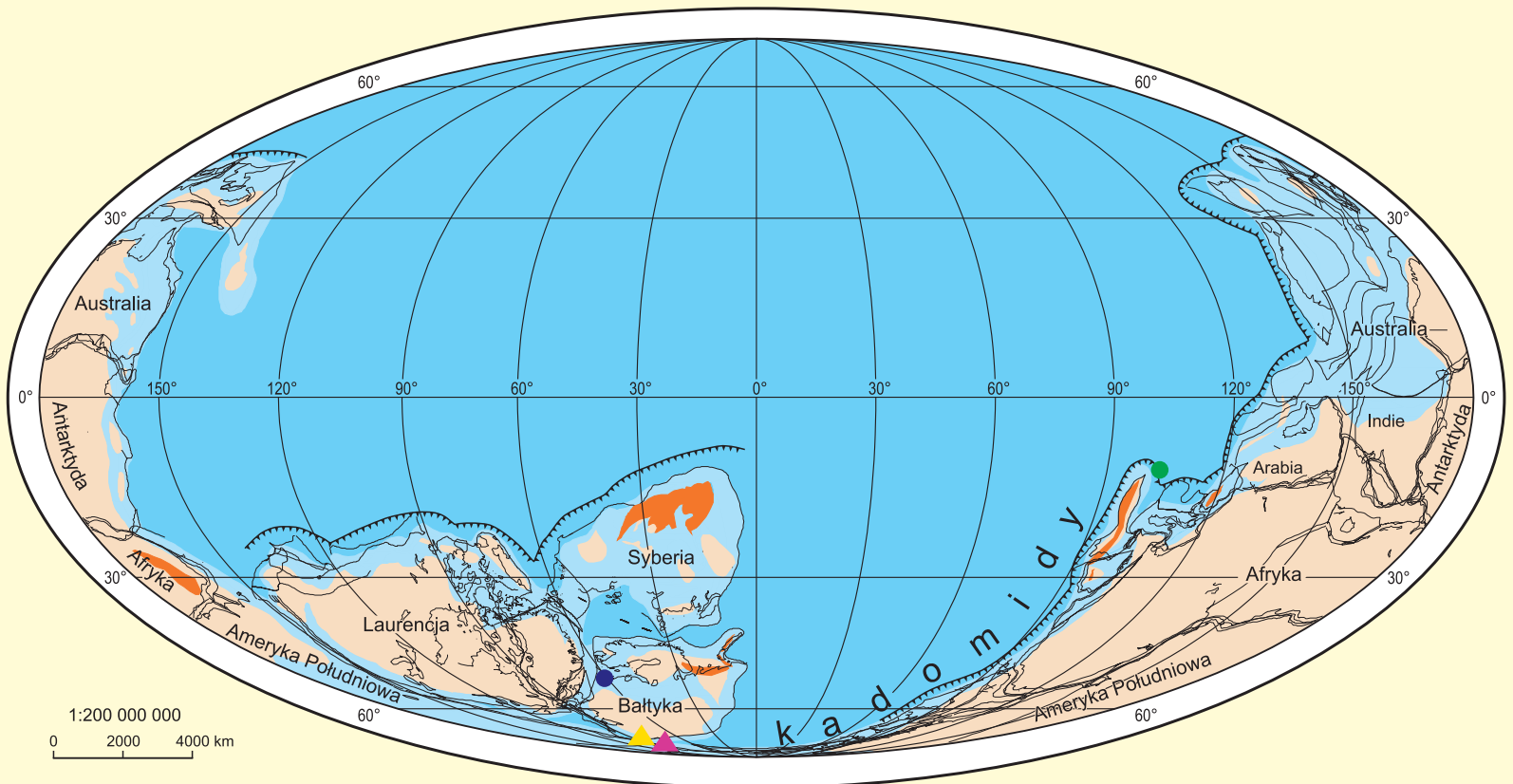
- Objaśnienia skrótów
- cnk – czoło nasunięć kaledonidzkich
 - ltm – linia tektoniczna morawska
 - stb – szef tektoniczny białostocki
 - stFS – szew tektoniczny Fennoscandia–Sarmacja
 - suKL – strefa uskokuwa Krakowa–Lublińca
 - tBT – terytan Tepla–Barrandian
 - tGSK – terytan Gór Sowich–Kłodzka
 - tK – terytan Kaczawy
 - tŁI – terytan Łużyc–Iżery
 - tm – terytan moldanubski
 - TT – szew Teisseyre'a-Tornquista
 - uD – uskoku Dolska
 - uG – uskoku Grójca
 - uS – uskoku świętokrzyski
 - uSO – uskoku środkowej Odry



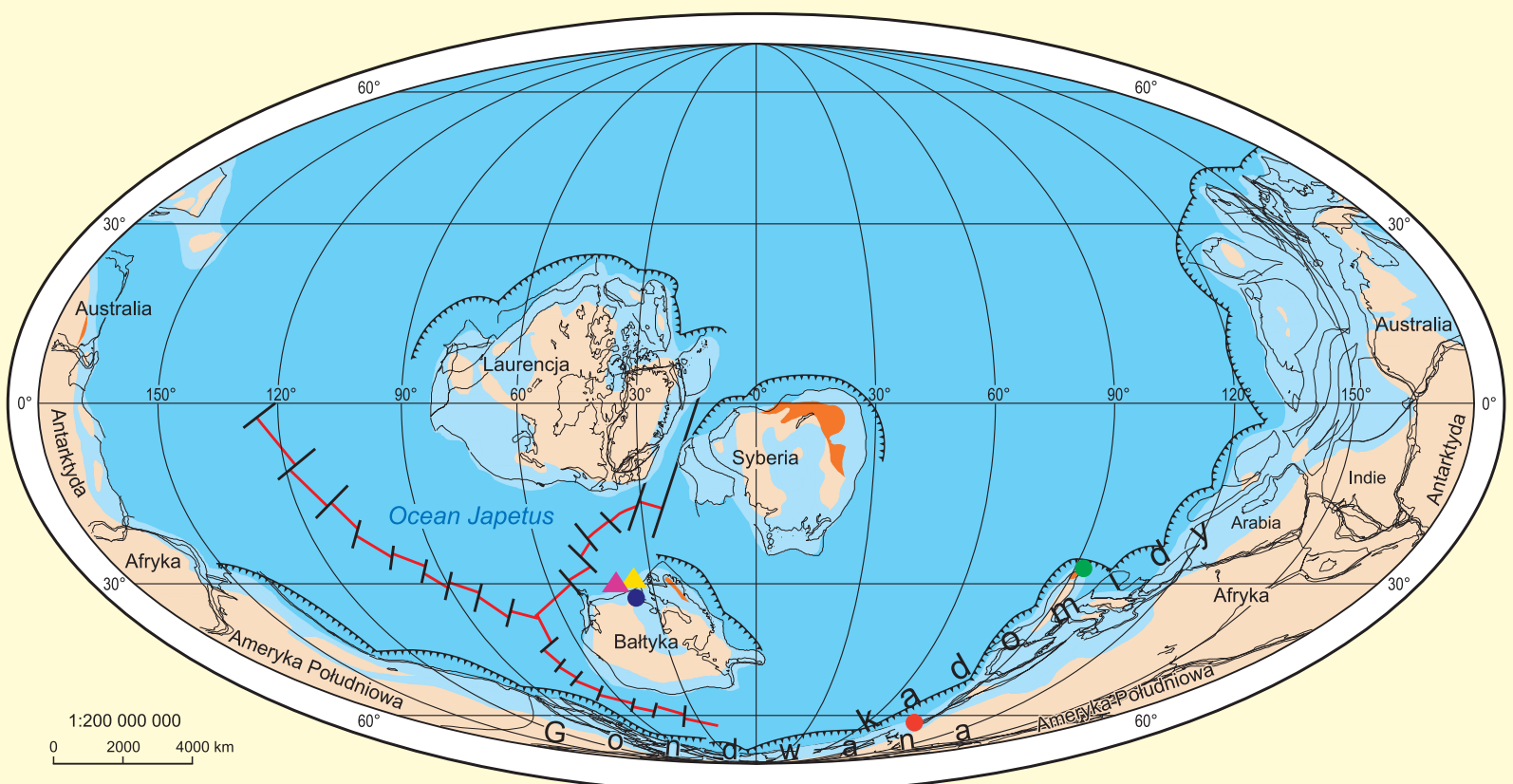
Zmiany położenia miejsca zajmowanego przez Warszawę od późnego ediakaru do dziś

Mapy, które wykonano za pomocą programów PLATES i GPLATES, przedstawiają rozkład przestrzenny lądów i oceanów w wybranych okresach fanerozoiku, obrazując geodynamiczną ewolucję Ziemi – rozpad superkontynentów, rozrost skorupy ziemskiej i tworzenie się oceanów, zamykanie się oceanów, kolizje, łączenie się kontynentów prowadzące do tworzenia się nowych superkontynentów. Na mapy naniesiono także uproszczone informacje paleośrodowiskowe, wydzielając obszary górskie (kolor pomarańczowy), a także płytkie (kolor błękitny) i głębokie (kolor niebieski) morza. Pozycja geograficzna poszczególnych fragmentów litosfery została zdefiniowana za pomocą różnego rodzaju i różnej wagi danych geologicznych i geofizycznych. O położeniu paleogeograficznym danego fragmentu skorupy ziemskiej możemy wnioskować z występowania fauny i flory związanej z poszczególnymi strefami klimatycznymi, czy też z występowania klimatycznie czułych facji skał osadowych (np. węglany, ewaporaty, wydmy, osady polodowcowe). Informacje definiujące położenie danego fragmentu skorupy ziemskiej pochodzą także z badań paleomagnetycznych, badań rozkładu pasowych anomalii magnetycznych, zapisanych w skałach den oceanicznych, jak również z badań zapisu oddziaływania gorących płaszcz na przesuwały się nad nimi fragment litosfery. Badania paleomagnetyczne skał z danego czasu dostarczają informacji o inklinacji dawnego pola geomagnetycznego, czyli również, po odpowiednim przeliczeniu, o szerokości geograficznej, na której skały te wówczas się znajdowały. Ponadto odtworzony kierunek deklinacji dawnego pola magnetycznego definiuje nam kierunek ówczesnego południka geograficznego w miejscu badań. Tworzenie rekonstrukcji paleogeograficznych na podstawie rozkładu dobrze datowanych radiometrycznie bazaltów oceanicznych z pasowymi anomaliami magnetycznymi jest możliwe tylko dla okresów młodszych od triasu, z których to takie zwarte obszary skorupy oceanicznej do dzisiaj się zachowały. Niedostatek i często także niejednoznaczność informacji paleogeograficznej ze starszych formacji skalnych sprawiają, że rekonstrukcje prezentowane dla wczesnych okresów fanerozoiku są tylko hipotetyczne. Dotyczy to zwłaszcza położenia mniejszych fragmentów skorupy ziemskiej – terranów. W Polsce w obrębie platformy paleozoicznej wyróżniono szereg terranów, które miały swoje dla siebie obszary źródłowe, drogi wędrówki oraz czas i sposób przyrastania (akrecji) do prekambryjskiego kratonu wschodnioeuropejskiego. Terrany egzotyczne Małopolski i Brunovistulii, wbudowane dzisiaj w struktury geologiczne południowej Polski, oderwały się na przełomie ediakaru i kambru od miejsca objętego wcześniej orogenezą kadomską, obszaru położonego najprawdopodobniej pomiędzy dzisiejszą północną Afryką i południowo-wschodnią krawędzią Bałtyki. Wkrótce potem zostały przetransportowane w pobliże miejsc przy krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego, które zajmują do dzisiaj. Ich przemieszczenia, o mniejszej – regionalnej i lokalnej skali, odbywały się jeszcze odpowiednio we wczesnym dewonie i karbonie. Inne miejsca występowania terranów egzotycznych to Sudety i ich przedpole (do linii uskoku Dolska). Jednostki te oderwane we wczesnym dewonie od tak zwanego „armorykańskiego” fragmentu północnej Afryki kolidowały z kontynentem Laurosji na przełomie dewonu i karbonu, będąc jeszcze przemieszczane w lokalnej skali w karbonie. Bloki tektoniczne północno-zachodniej Polski i Łysogór to najprawdopodobniej terrany proksymalne, oderwane od kratonu wschodnioeuropejskiego, zawierające jego dolną skorupę i przemieszczone najwyżej tylko lokalnie. Ich górna skorupa ma pochodzenie bałtyckie lub awalońskie. W tym drugim przypadku mielibyśmy do czynienia ze strukturą terranową złożoną w pionie – terranem awalońskim nasuniętym na pograżony terran bałtycki. Powstanie przybałtyckich terranów proksymalnych i ewentualna ich migracja o niewielkiej skali były związane z kolizją Awalonii z Bałtyką na przełomie ordowiku i syluru, a być może także ze śródsylurską kolizją Laurencji i Bałtyki.

PÓŻNY PROTEROZOIK 600-544 MLN LAT TEMU



PÓŻNY KAMBR-WCZESNY ORDOWIK 497-482 MLN LAT TEMU



Obszary

- lądowe górskie
- lądowe
- płytkomorskie
- głębokomorskie

▲ przypuszczalne położenie terranu Małopolski z kielecką częścią Gór Świętokrzyskich

▲ przypuszczalne położenie terranu Brunowistulii, zawierającego blok górnośląski

● przypuszczalne położenie terranu tworzącego dzisiaj podłoże Wielkopolski (na północ od uskoku Dolska)

● przypuszczalne położenie fragmentów skorupy ziemskiej wbudowanych ostatecznie w struktury geologiczne Sudetów i ich przedpola (do uskoku Dolska)

● część obszaru Polski w obrębie kratonu wschodnioeuropejskiego

przypuszczalna strefa subdukcji

przypuszczalne strefy ryftowe

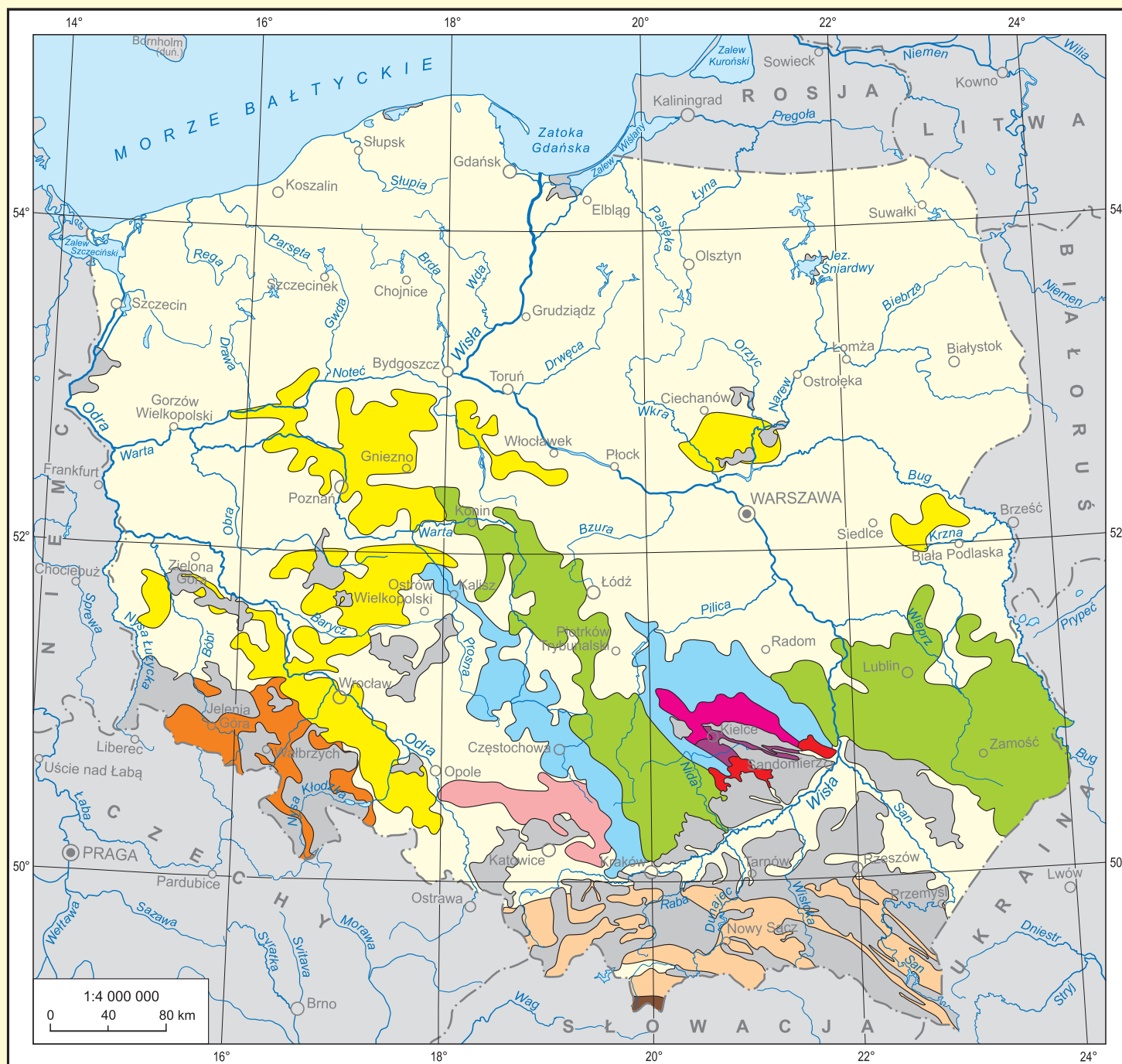
uskoki

uskoki przesuwcze

Uwaga: wartości długości geograficznych należy traktować jako względne

MAPY HYDROGEOLOGICZNE

GŁÓWNE UŻYTKOWE PIĘTRO WODONOŚNE

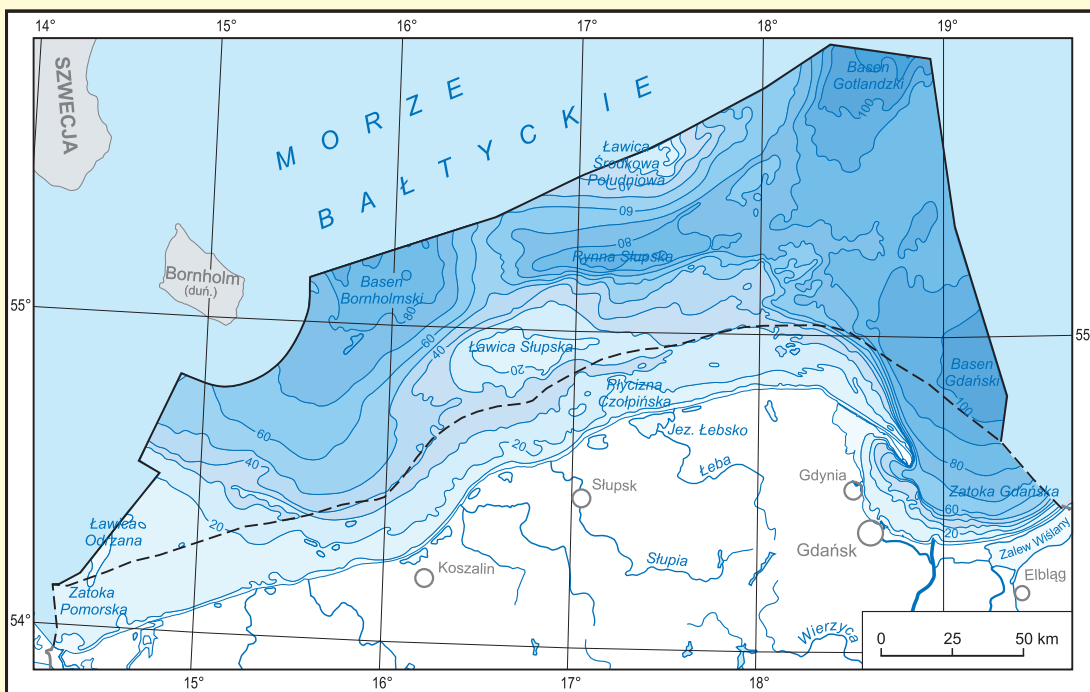


czwartorzęd		piaski, przeważnie w strukturach wielopiętrowych (środowisko porowe)			
paleogen + neogen		piaski pod przykryciem utworów słabo wodonośnych (środowisko porowe)	trias		dolomity (środowisko szczelinowo-krasowe)
neogen		wapień (środowisko szczelinowe)			piaskowce (środowisko szczelinowo-porowe)
kreda-neogen		piaskowce i łupki fliszowe (środowisko szczelinowo-porowe)	paleozoik		wapień, dolomity i piaskowce (środowisko szczelinowo-porowe)
kreda		kreda piaszcząca, opoki i margle, podrzędnie piaskowce (środowisko szczelinowo-porowe)			piaskowce i skały metamorficzne (środowisko szczelinowo-porowe)
jura		wapień (środowisko szczelinowo-krasowe)			wapień, skały magmowe i skały metamorficzne (środowisko szczelinowe i środowisko szczelinowo-krasowe)
					brak głównego użytkowego piętra wodonośnego

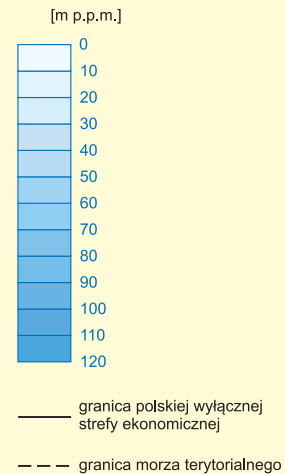
Główne użytkowe piętro wodonośne (GUPW) stanowi poziom lub zespół poziomów wodonośnych, należących do tej samej jednostki stratygraficznej (systemu), spełniających kryteria użytkowe, takie jak: jakość wód odpowiednia do spożycia po prostym uzdatnieniu, miąższość poziomu powyżej 5 m, potencjalna wydajność typowej studni powyżej 10 m³/h (jedynie w Karpatach i Sudetach – powyżej 5 m³/h). Główne użytkowe piętro wodonośne występuje w danej jednostce hydrogeologicznej jako poziom użytkowy pierwszy od powierzchni terenu, stanowiący podstawowe źródło zaopatrzenia ludności i gospodarki w wodę z ujęć studziennych.

W Karpatach występują rozległe obszary zbudowane głównie z łupków fliszowych, które nie spełniają kryteriów użytkowego poziomu wodonośnego ze względu na niską szczelinowatość. Na potrzeby gospodarstw domowych są tam ujmowane liczne źródła zasilane z wód gromadzących się w pokrywach zwietrzelinowych. Bardzo zróżnicowana sytuacja hydrogeologiczna ma miejsce w Sudetach, zbudowanych z utworów o różnym wieku i litologii. W obrębie zapadliska przedkarpaccykiego użytkowe piętro wodonośne stanowią wyłącznie osady żwirowe w dolinach rzecznych.

MAPY POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI MORZA BAŁTYCKIEGO

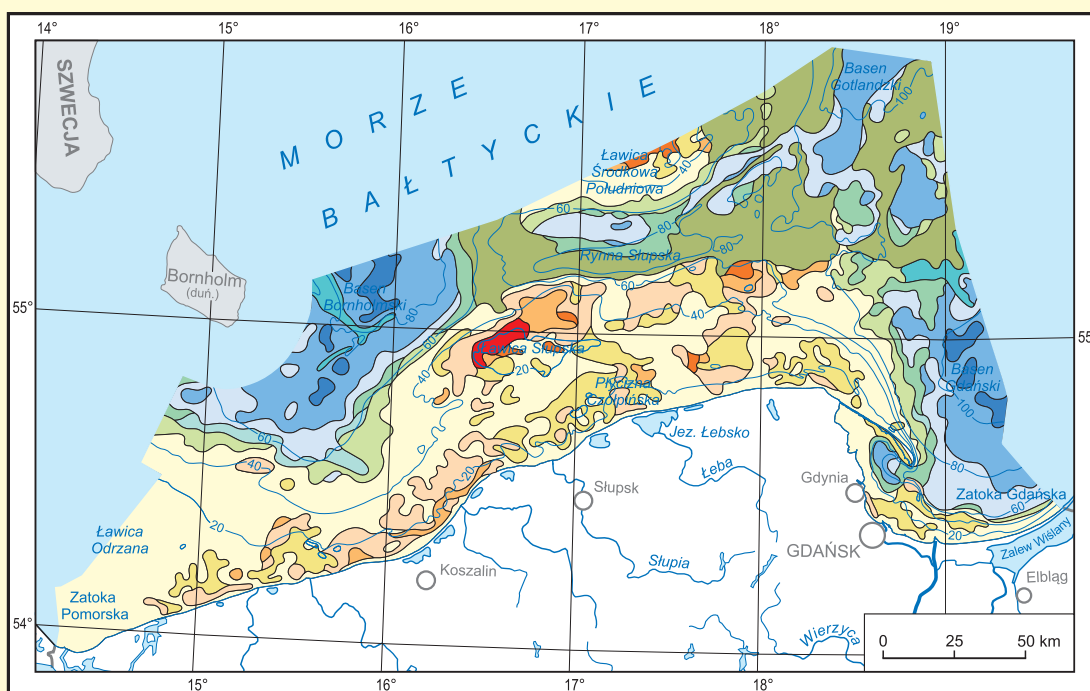


RZEŻBA DNA



W polskiej części Bałtyku wyróżnia się obszar głębokowodny, o głębokości morza większej niż 45 m, i obszar płytkowodny, obejmujący pozostałe płytsze rejony dna. Podział ten wynika z odmiennych dla obydwu obszarów procesów erozji i akumulacji lodowcowej w plejstocenie, zróżnicowanym rozwoju obszarów w holocenie oraz różnych procesów sedymentacyjnych zachodzących współcześnie na dnie. Obszar głębokowodny tworzą współczesne baseny sedymentacyjne: Bornholmski, Gdański i Gotlandzki oraz Rynna Słupska. Najniższe jest położone dno w Basenie Gotlandzkim, które w polskiej części basenu znajduje się na głębokości 120 m. Zbocza basenów są przeważnie łagodnie nachylone, a dna wyrównane, dzięki stałej akumulacji osadów mułkowo-ilastych w czasie starszych faz rozwoju Bałtyku i współcześnie. Bardziej strome jest jedynie zachodnie zbocze Basenu Gdańskiego, zwłaszcza w sąsiedztwie cypla Półwyspu Helskiego, gdzie kąt nachylenia wynosi od 2 do 7°.

W obszarze płytkowodnym wyróżniają się większe formy dna wyniesione w stosunku do otaczającego obszaru. Są to ławice południowobałtyckie: Odrzana, Słupska i Południowa Ławica Środkowa. Najmniejsza głębokość morza w polskiej strefie Bałtyku występuje na Ławicy Odrzanej i wynosi ok. 5 m. Oprócz ławic rzeźbę dna urozmaicają również liczne mniejsze formy. Zarówno ławice, jak i elementy niższego rzędu mają złożoną genezę i budowę geologiczną. Są to przeważnie relikty form związanych z działalnością lądolodów skandynawskich i wód roztopowych oraz z holocenią transgresją Bałtyku.

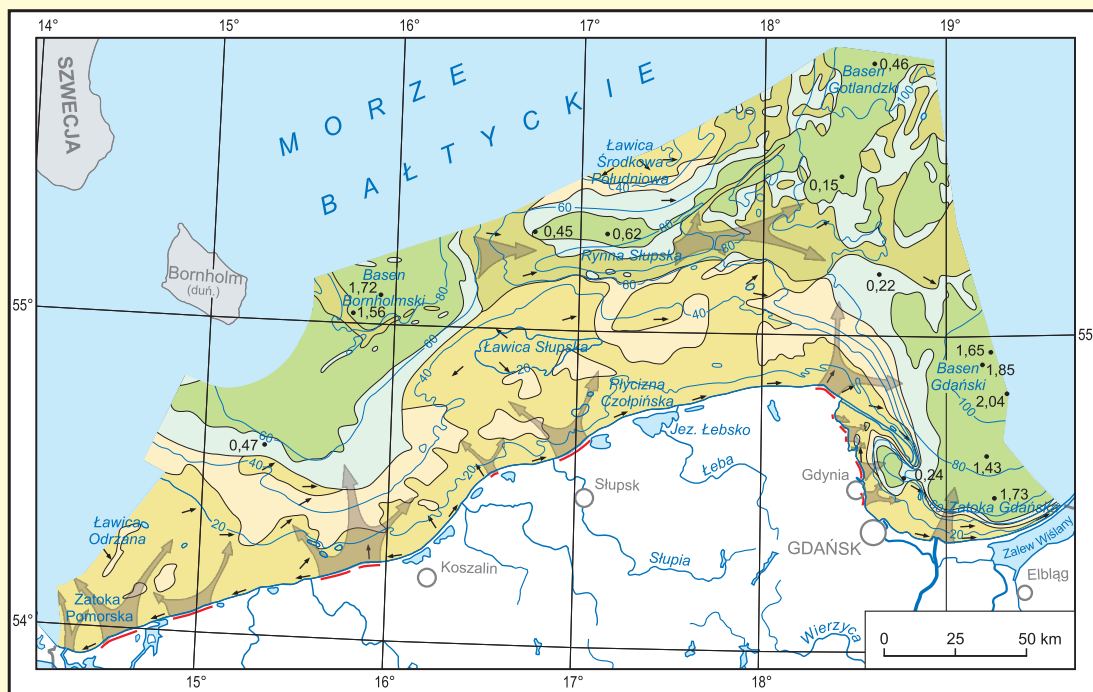


OSADY POWIERZCHNI DNA



Dno polskiej strefy Bałtyku pokrywa warstwa osadów morskich o zróżnicowanej frakcji – od najdrobniejszych iłów do kamieni i głązów.

Obszar zwartej pokrywy żwirowo-kamienistej z dużymi głązami występuje w północno-zachodniej części Ławicy Słupskiej. Wokół głązowiska znajdują się różnej wielkości pola osadów grubookruchowych złożonych ze żwirów piaszczystych, piasków żwirowych i gruboziarnistych. Osady grubookruchowe spoczywają zwykle na glinach zwałowych, a ich miąższość rzadko przekracza 1 m. Podobne piaszczysto-żwirowe osady są obecne na wschód od Ławicy Słupskiej w strefie głębokości 40-50 m, a także blisko brzegu do izobaty 20-30 m. Towarzyszą im pola piasków średnioziarnistych.



WSPÓŁCZESNE PROCESY SEDYMENTACYJNE

- obszary redepozycji osadów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych, lokalnie erozji podłoża
- obszary depozycji piasków drobnoziarnistych
- obszary redepozycji osadów piaszczysto-żwirowo-mulistych, lokalnie erozji podłoża
- obszary depozycji, okresowo redepozycji, osadów piaszczysto-mulistych
- obszary depozycji osadów mulisto-ilastych
- dominujące kierunki transportu piasków
- dominujące kierunki transportu frakcji mulistych i ilastych
- tempo akumulacji osadów mulisto-ilastych w mm/r.
- wybrzeża klifowe
- izobaty w m

Powierzchnię zlewiska Morza Bałtyckiego pokrywają głównie plejstoceny osady lodowcowe i wodnolodowcowe. Do morza osady te są transportowane rzekami bądź dostają się na skutek erozji wybrzeży i dna morskiego. W morzu materiał osadowy w wyniku działania fal i prądów podlega procesom transportu i selekcji. W południowych częściach Bałtyku, po zaniku lądolodu morze ciągle wkracza na ląd, niszcząc osady plejstoceny. Zróżnicowanie osadów zależy od energii przydennych mas wodnych, a pośrednio od głębokości morza, ukształtowania linii brzegowej i rzeźby dna morskiego. Charakterystyczną cechą Morza Bałtyckiego jest występowanie warstwy wód powierzchniowych o niskim zasoleniu i sezonowo zmiennej termicie oraz wód głębinowych o podwyższonym zasoleniu i stałej temperaturze, rozdzielonych stałą piktyną.

Powyżej piktyny występują osady piaszczyste i żwirowe. Procesy hydrodynamiczne zachodzące w tej warstwie wód uniemożliwiają trwałą depozycję osadów mulisto-ilastych. Muły i ropy są z reguły deponowane poniżej halokliny. Tylko lokalnie w zatokach i zalewach przybrzeżnych akumulacja osadów mulisto-ilastych zachodzi często powyżej piktyny.

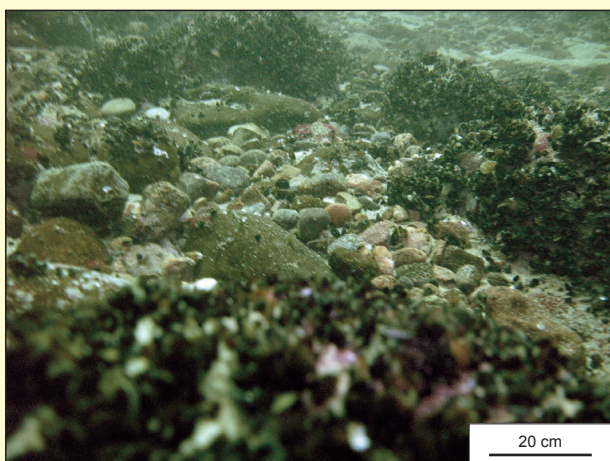
W strefie brzegowej, do głębokości ok. 10 m, dominują piaski drobnoziarniste. Osady gruboziarniste występują lokalnie, na erodowanych odcinkach strefy brzegowej, zwłaszcza u podnóża klifów. W strefie tej osady podlegają częstemu przemieszczaniu przez fale przyboju, a w czasie silnych sztormów są rozmywane utwory plejstoceny, występujące w podłożu osadów morskich. Typowymi formami strefy brzegowej są wały rekowe z zagłębieniami między nimi, kanały i stożki prądów rozrywających.

Poza strefą brzegową, na głębokościach od ok. 10 do ok. 25–30 m, ale w zasięgu oddziaływania na dno przeciętnych fal sztormowych, występują najczęściej piaski średnio- i gruboziarniste, jak również żwiry piaszczyste oraz żwiry. Miejscami ukazują się też głazy i otoczaki, stanowiące pozostałość po rozmytych osadach plejstoceny. Piaski drobnoziarniste na tej głębokości pojawiają się lokalnie w formie małych izolowanych płatów. Oprócz powszechnie znanych małych zmarszczek falowo-prądowych (ripplemarków) są tu obecne również większe formy dna, powstające w czasie transportu osadów. Na piaskach gruboziarnistych i piaskach żwirowych kształtują się zmarszczki o rozstępie od 0,5 do 1,5 m, wysokości od 0,08 do 0,3 m i długości grzbietów dochodzącej do kilkudziesięciu metrów. Jeszcze większe są fale piaskowe o długości grzbietów od ok. 50 do ok. 1000 m. Rozstęp pomiędzy grzbietami wynosi 25–200 m, a wysokość grzbietów od 0,5 do 2 m. Informacji o miąższości warstwy dynamicznej, uruchamianej w czasie sztormów, dostarczają pionowe rozkłady cezu 137 w rdzeniach osadów. Cez 137 jest pierwiastkiem sztuczny. Dostał się do środowiska w wyniku prób z bronią atomową prowadzonych w latach 50. i pierwszej połowie lat 60. XX w. oraz w wyniku awarii elektrowni jądrowej w Czarnobylu w roku 1986. W Zatoce Gdańskiej, na głębokościach morza 10–30 m, cez 137 występuje w warstwie piasków od 0,2 do 1,3 m. Głębokości te są zbliżone z miąższością warstwy dynamicznej piasków określonej na podstawie wysokości fal piaskowych.

Poniżej średniej podstawy fal sztormowych, tj. poniżej 25–30 m, dominują piaski drobnoziarniste charakteryzujące się dobrym i bardzo dobrym wysortowaniem. Miąższość piasków drobnoziarnistych, nie przekracza na ogół 2 m, co wskazuje, że są one transportowane prawdopodobnie tylko w czasie wyjątkowo silnych sztormów. Typowe dla tej strefy są struktury biogeniczne; ślady pełzania skorupiaków *Mesidotea entomon*, jamki mieszkalne skąposzczetów oraz ślady bytowania małży *Macoma baltica*.

Współczesne osady mulisto-ilaste, w których frakcje drobniejsze od 0,063 mm stanowią więcej niż 75%, zajmują rozległe obszary dna we wszystkich basenach sedymentacyjnych Morza Bałtyckiego. Tempo akumulacji osadów mulisto-ilastych waha się od 0,5 do 2,0 mm/r. Wyższe jest w centralnych częściach basenów głębokowodnych niż na ich obrzeżach. W zależności od warunków tlenowych występują zróżnicowane sedymentacyjne struktury wewnętrzne. W osadach mulisto-ilastych leżących na dnie, pozostającym w kontakcie z masami wodnymi zawierającymi tlen, można spotkać struktury bioturbacyjne związane z bytowaniem organizmów bentonicznych, głównie *Macoma baltica* i *Mesidotea entomon*. W obszarach głębszych, położonych poniżej piktyny, w warunkach beztlenowych powstają obecnie osady laminowane. Osady te zajmują największe powierzchnie w basenach Zachodnio- i Wschodniogotlandzkim, występują też w Zatoce Fińskiej, Basenie Gdańskim oraz Basenie Bornholmskim.

W strefie przejściowej pomiędzy osadami mulisto-ilastymi i piaszczystymi, na obrzeżach głębokowodnych basenów sedymentacyjnych, gdzie piktyna dociera do dna, występują osady piaszczysto-muliste lub mikstyty, tj. osady piaszczysto-żwirowo-muliste, którym bardzo często towarzyszą конкреcje żelazowo-manganowe. Miąższość osadów piaszczysto-mulistych i mikstytów jest często mniejsza niż 0,2 m, a w ich podłożu występują plejstoceny osady glacialne lub osady ilaste wczesnych faz rozwojowych Bałtyku, tj. ropy brązowe bałtyckiego jeziora lodowego oraz szare ropy morza yoldiowego i jeziora ancyclusowego. Istotną rolę w kształtowaniu cech osadów tej strefy odgrywiają fale wewnętrzne powstające w obrębie piktyny i prądów przydennych o znacznych prędkościach.

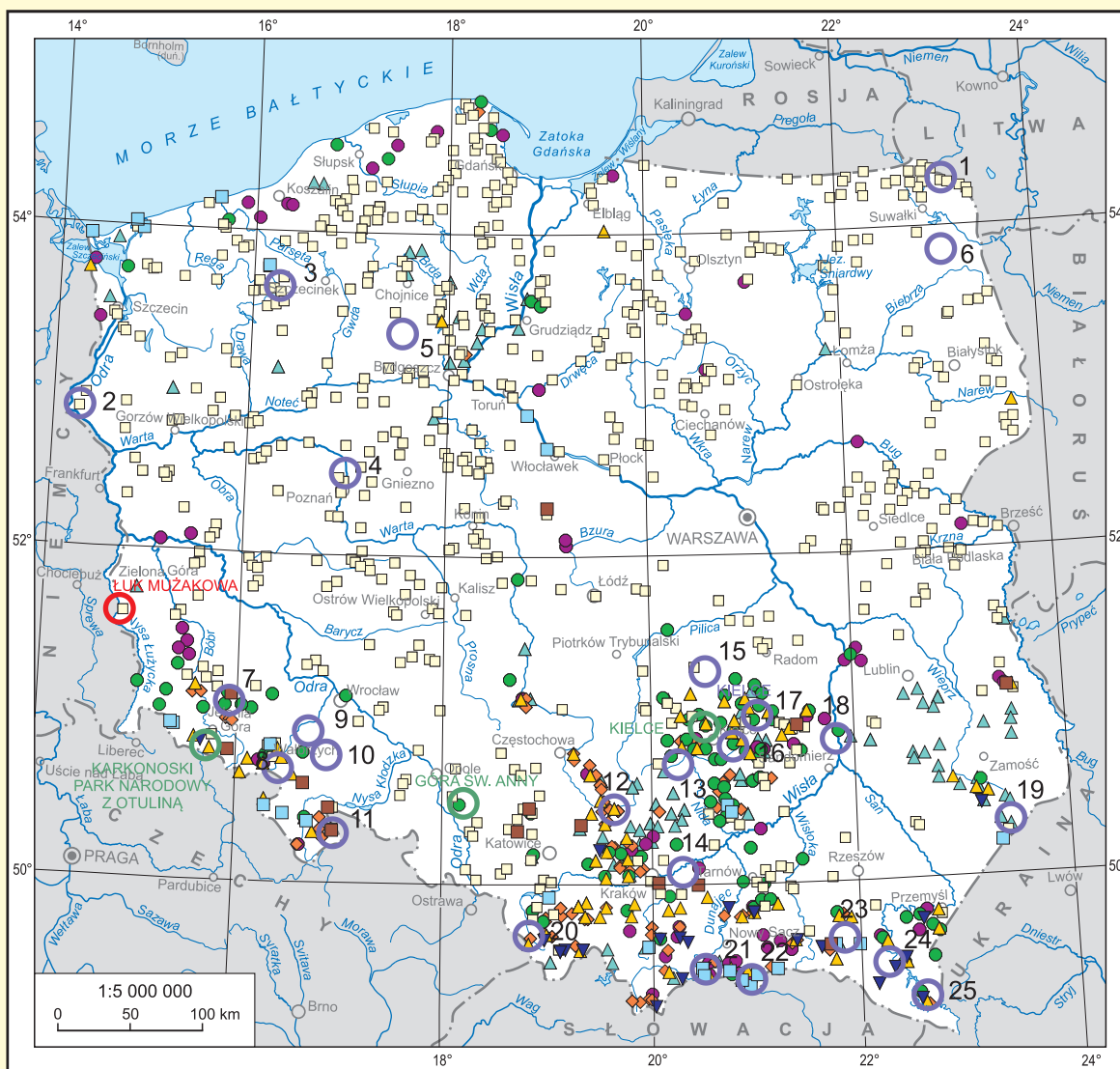


Żwiry i otoczaki na dnie Ławicy Słupskiej, będące pozostałością po rozmytych osadach lodowcowych (głęb. morza 12,3 m). Fot. R. Opiola



Zmarszczki (ripplemark) falowo-prądowe na piaskach Ławicy Odrzana (głęb. morza 10 m). Fot. z zasobów PIG-PIB

OBIEKTY GEOTURYSTYCZNE



- ŁUK MUŻAKOWA**
- światowy geopark UNESCO
- GÓRA ŚW. ANNY**
- geoparki krajowe
 - 1 geoparki projektowane
- 1 – Jaćwingów
 - 2 – Kraina Polodowcowa nad Odrą – Geopark Moryń
 - 3 – Polodowcowa Kraina Drawy i Dębnicy
 - 4 – Morasko
 - 5 – Kraina – Polodowcowa Kraina Ozów
 - 6 – Kanał Augustowski – Augustowskie Sandry
 - 7 – Kraina Wygasłych Wulkanów
 - 8 – Niekid Śródsudeckiej
 - 9 – Śląży
 - 10 – Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie
 - 11 – Śnieżnika Kłodzkiego
 - 12 – Jurajski
 - 13 – Checińsko-Kielecki
 - 14 – Kopalni Soli w Wieliczce i Bochni
 - 15 – Przysucha
 - 16 – Łysogórski
 - 17 – Doliny Kamiennej
 - 18 – Małopolski Przełom Wisły
 - 19 – Kamienny Las na Roztoczu
 - 20 – Beskid Śląsko-Morawsko-Żywiecki
 - 21 – Pieniny
 - 22 – Karpaty fliszowe i ich wody mineralne
 - 23 – Dolina Wisłoka – Polski Teksas
 - 24 – Karpaty fliszowe
 - 25 – W Bieszczadach Wysokich
- odsłonięcia geologiczne naturalne i sztuczne
 - ▲ skałki
 - ◆ jaskinie
 - pomnikowe glazy narzutowe
 - ▼ wodospady
 - wystąpienia wód mineralnych
 - ▲ źródła
 - zabytki górnictwa
 - inne

Georóżnorodność w istotny sposób wpływa na bioróżnorodność terenu, a wraz z nią na krajobraz i jego atrakcyjność turystyczną. Terminem tym określa się zróżnicowanie elementów przyrody nieożywionej (budowy geologicznej, inwentarza skalnego, gleb, struktur tektonicznych, morfologii terenu, wód).

Atrakcje geoturystyczne są szczególnym rodzajem obiektów turystycznych. Mogą być nimi naturalne lub sztuczne odsłonięcia geologiczne (profile i kontakty warstw geologicznych, struktury sedimentacyjne, nagromadzenia skamieniałości, struktury tektoniczne, przejawy tektoniki, np. uskoki, fałdy), formy geomorfologiczne (skałki, jaskinie, doliny, wąwozy, dawne stożki wulkaniczne) oraz hydrologiczne – źródła, rzeki, wodospady. Są nimi bez wątpienia również pozostałości dawnego górnictwa (stare kopalnie, szyby, sztolnie, hałdy), muzea gromadzące zbiory geologiczne itp. Atrakcyjne są także miejsca, w których można naocznie obserwować zachodzące współcześnie procesy geologiczne (przejawy wulkanizmu, uskoki, osuwiska, erozję, akumulację, np. rzeczna). Popularyzacji wiedzy geologicznej i geoturystyki służą geoparki, czyli obszary o określonych granicach, cechujące się dużą georóżnorodnością, posiadające szereg odpowiednio opisanych i udostępnionych geostanowisk. W Polsce utworzono dotychczas cztery geoparki, w tym jeden „Łuk Mużakowa”, należący do Europejskiej Sieci Geoparków. Geoturystyka pozwala nam zrozumieć w jaki sposób procesy geologiczne kształtują dzisiejszy wygląd i zmiany ziemi. Informacje o interesujących obiektach przyrody nieożywionej naszego kraju zawiera Centralny Rejestr Geostanowisk Polski prowadzony przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, dostępny on line pod adresem: www.geoportal.pgi.gov.pl/portal/page/portal/geostanowiska.



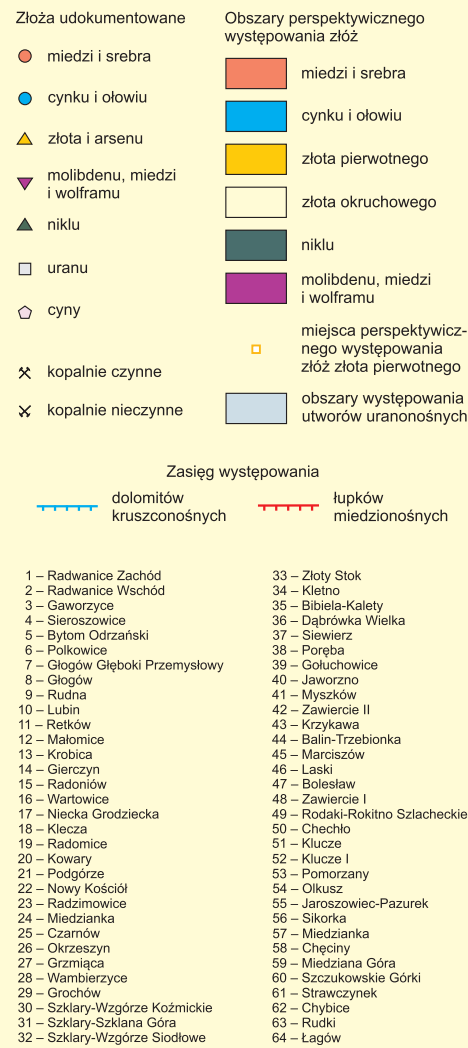
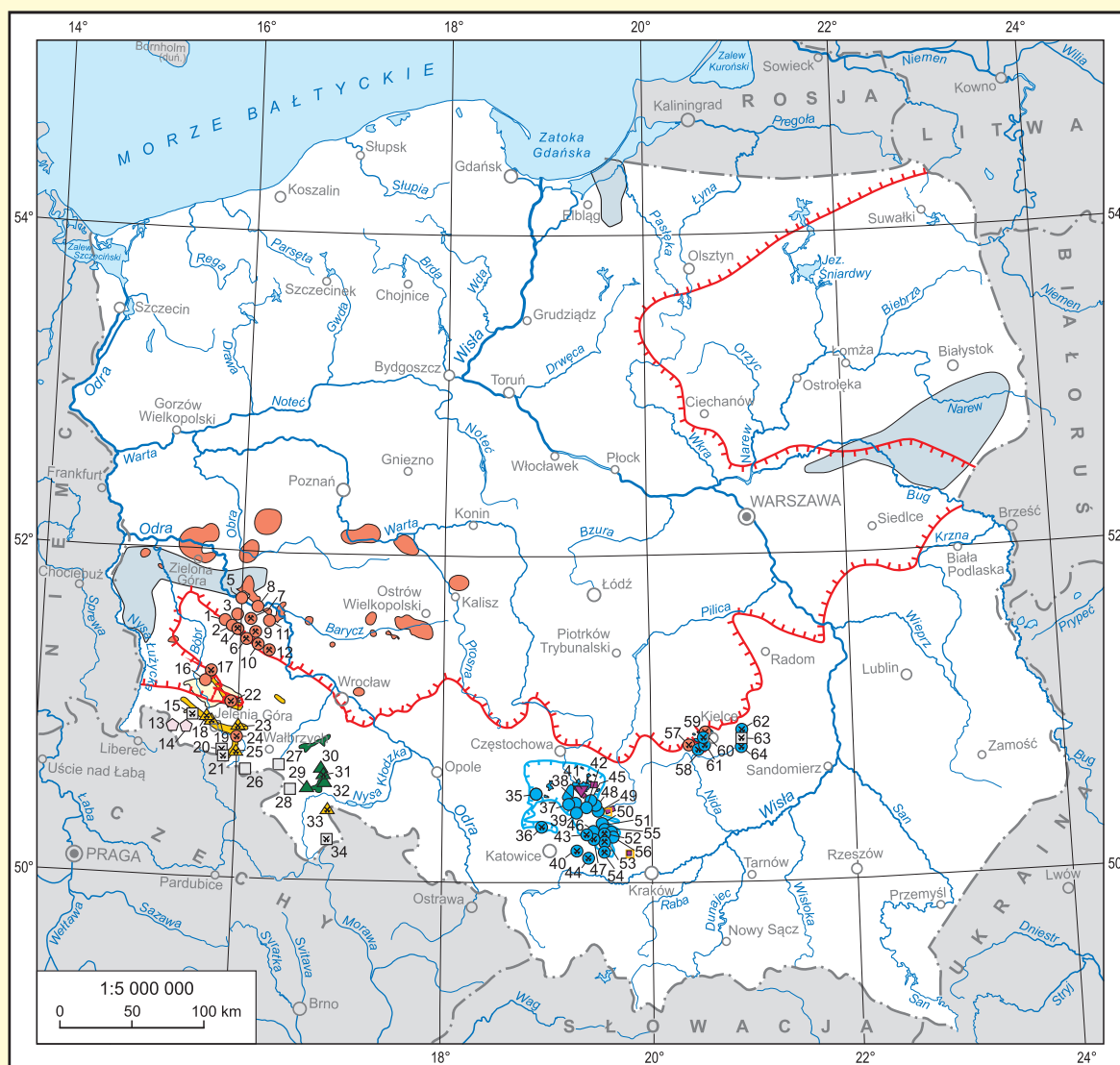
Geopark Góra Św. Anny. Fot. R. Sikora



Jurajskie formy skałkowe - Brama Bolechowicka. Fot. B. Radwanek-Bąk

MAPY GEOLOGICZNO-ZŁOŻOWE

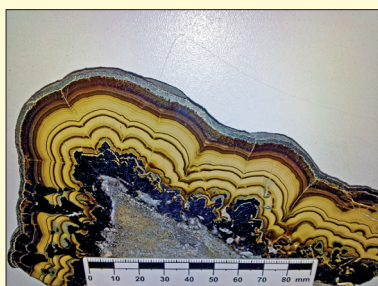
KOPALINY METALICZNE



stan na 2012 r.

W Polsce od wielu lat eksploatuje się na dużą skalę dolnośląskie rudy miedziowo-srebrne oraz rudy cynkowo-ołowiowe regionu śląsko-krakowskiego. Złoże rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej, odkryte przez zespół dr. Jana Wyżykowskiego z Instytutu Geologicznego w latach 50. XX w., jest złożem pokładowym, które występuje w skałach osadowych permu, na kontakcie czerwonego spągowca i chechsztynu, w szczególności w tak zwanym łupku miedzionośnym. Mineralizacja skały osadowej następowała później, tj. 250–210 mln lat temu. Średnia miąższość złoża wynosi 3,25 m, a średnie zawartości Cu i Ag w pokładzie zalegającym na głębokościach od 660 do 1500 m wynoszą odpowiednio 2,06% i 57 ppm. Podstawowymi minerałami użytecznymi są tutaj chalkozyn, digenit, kowelin, bornit i chalkopiryt, spotykanie w formie rozproszonej, żyłkowej i maszynowej. Złóża rud miedzi występują również w niecce północnosudeckiej (tzw. Stare Zagłębie Miedziowe). Jest to również złoże pokładowe, związane z chechsztyńskim łupkiem miedzionośnym. Jego średnia miąższość wynosi ok. 1,5 m, a średnie zawartości Cu i Ag odpowiednio 1,4% i 52 ppm. W otoczeniu obszarów eksploatowanych stwierdzono miejsca również perspektywiczne dla występowania łupku miedzionośnego o dużej zawartości miedzi i srebra. Jednak zagospodarowanie większości z nich ze względu na duże głębokości (ponad 1500 m) wiązałoby się z wieloma problemami technicznymi, spowodowanymi głównie wzrastającą z głębokością temperaturą górotworu. Złóża rud cynkowo-ołowiowych, będące przedmiotem wielowiekowej eksploatacji górniczej, występują w obszarze śląsko-krakowskim w obrębie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Złóża te są klasyfikowane jako złoża stratoidalne typu doliny rzeki Missisipi. Występują na powierzchni ok. 1 tys. km² w kilku rejonach – olkuskim, chrzanowskim, bytomskim i zawierciańskim. Głównymi nośnikami metali są rudy z siarczkami cynku (sfaleryt) i ołowiu (galena). Towarzyszą im markasyt i piryt. Ciało rudne występuje w postaci nieregularnych gniazd, kominów i pseudopokładów o zróżnicowanej powierzchni. W obszarze śląsko-krakowskim formacjami rudonośnymi są skały węglanowe triasu środkowego, a podrzędnie skały węglanowe dewonu oraz utwory klastyczne pstręgo piaszczowca. Mineralizacja cynkowo-ołowiowa jest tutaj najprawdopodobniej wieku kenozoicznego. Nie wyklucza się jednak, że część ciał rudnych mogła powstać jeszcze w mezozoiku.

W strukturach geologicznych Sudetów występują niewielkie złoża rud wielu innych metali. Przedmiotem eksploatacji na tym obszarze były złoża rud cyny, uranu, niklu i złota. Eksploatację rud cynkowo-ołowiowych i miedziowych prowadzono w dawnych czasach w Górach Świętokrzyskich. W przeszłości eksploatowano w Polsce również rudy żelaza, głównie z jurajskich poziomów syderytowych Jury Krakowsko-Częstochowskiej, obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i okolic Łęczycy. Ostatnią kopalnię syderytu ilastego w obszarze częstochowskim, gdzie wydobywanie trwało ponad 600 lat, zamknięto w 1982 r., natomiast krótkotrwałą eksploatację rudy syderytowej z rejonu Łęczycy przerwano w 1989 r. Do 1971 r. eksploatowano złoże pirytu kopalni Staszic w Górach Świętokrzyskich. Rudę z tego złoża wydobywano już przed ok. 2 tys. lat. Złoże rud żelaza, współwystępującego z tytanem i wanadem, naukowcy z Państwowego Instytutu Geologicznego odkryli i udokumentowali na Suwalszczyźnie. Złoże to jednak skreślono z bilansu zasobów naszego kraju, gdyż znajduje się na znacznych głębokościach i to w rejonie o dużych waloach przyrodniczych. Ponadto będący tutaj przedmiotem szczególnego zainteresowania wanad występuje w zbyt niskiej koncentracji dla ekonomicznego wydobycia. Z ciałami granitoidowymi nawierconymi w okolicy Myszkowa w pobliżu strefy rozłamu Kraków-Lubliniec wiąże się występowanie złóż innego metalu – molibdenu. Złóża te są aktualnie przedmiotem bardziej szczegółowego rozpoznania.



Ruda Zn-Pb (blendy cynkowa) – sfaleryt-galena-markasyt, kopalnia w Olkuszu. Fot. S. Mikulski



Ruda siarczku molibdenu (MoS₂) w żyłkach kwarcowych tnących granit, złoże Myszków. Fot. S. Mikulski

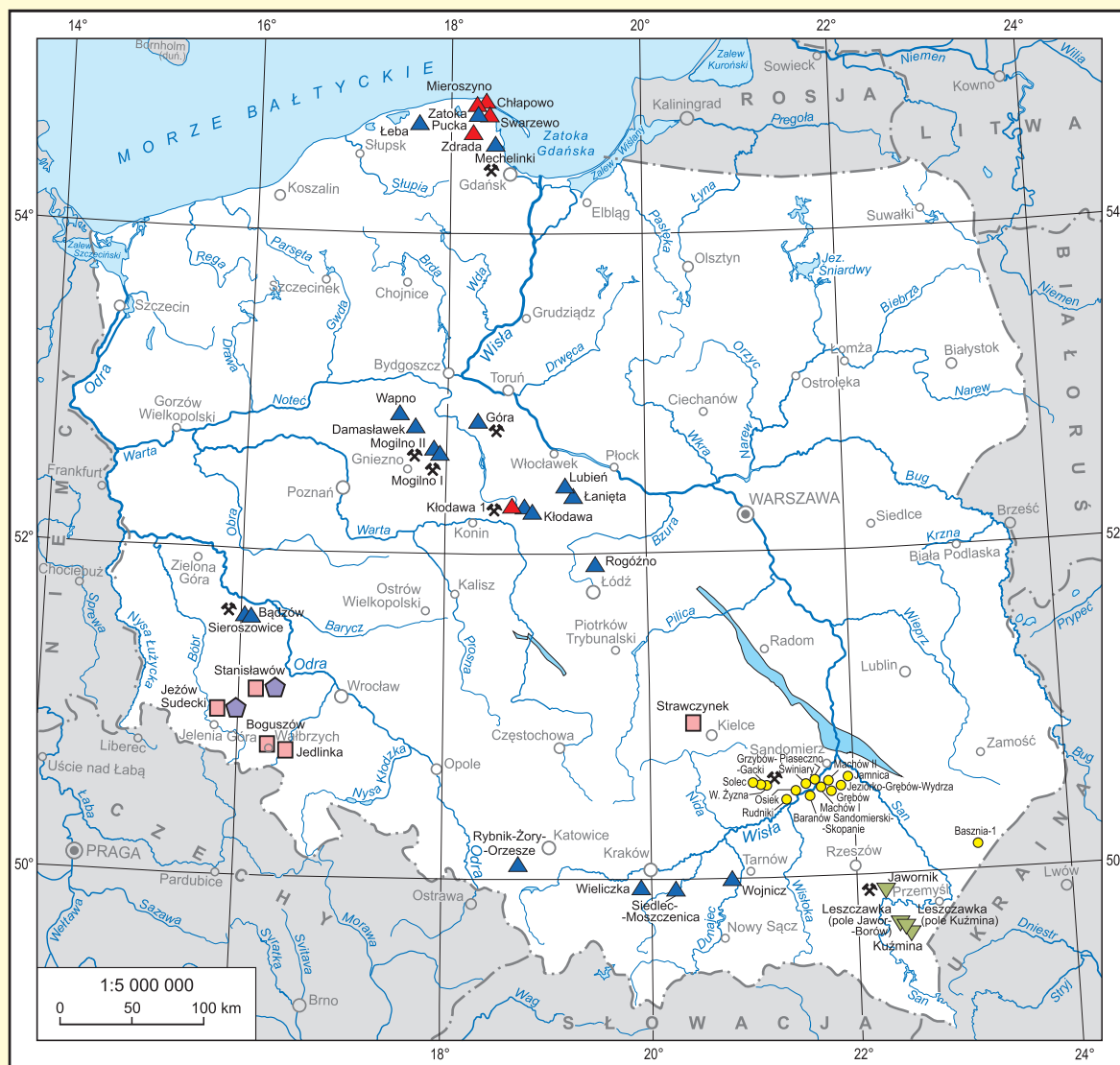


Ruda Cu-Ag (chalkocynowa) w piaszczowcu permskim, Rudna. Fot. S. Mikulski



Ruda Au-Cu-As (chalkopirytowo-arsenopirytowa) w żyłce kwarcowej, Radzimowice. Fot. S. Mikulski

KOPALINY CHEMICZNE



stan na 2011 r.

Złoża udokumentowane (wraz z nazwą)

- ▲ soli kamiennej
- ▲ soli potasowo-magnezowej
- barytu
- ⬠ fluorytu
- ▲ skały diatomitowej
- siarki rodzimej (bez złóż towarzyszących złożom ropy naftowej i gazu ziemnego)
- obszary występowania utworów fosforytonośnych
- ✖ kopalnie czynne

Grupa surowców chemicznych obejmuje szereg kopaliny, z których w Polsce wydobywano lub nadal się wydobywa baryt, fluoryt, fosforyty, sole potasowo-magnezowe, siarkę, sól kamienną i skałę diatomitową. Ich złoża mają głównie genezę osadową, a barytu i fluorytu – hydrotermalną. Obecnie jedynie trzy ostatnie z wymienionych surowców są eksploatowane.

Sól kamienna występuje w Polsce w obrębie dwu formacji solonośnych – miocenijskiej i cechsztyńskiej. Złoża formacji miocenijskiej są zlokalizowane w zapadlisku przedkarpackim, głównie blisko brzegu nasunięcia karpackiego, od Śląska poprzez Wieliczkę i Bochnię w kierunku wschodniej granicy Polski. Ich udokumentowane zasoby bilansowe wynoszą powyżej 4,36 mld t, lecz obecnie żadne ze złóż nie jest eksploatowane, a niektóre stare kopalnie podziemne (Wieliczka, Bochnia) funkcjonują jako obiekty muzealne i turystyczno-rekreacyjne.

Złoża cechsztyńskiej formacji solonośnej, rozciągającej się na 2/3 obszaru Polski, są podstawowym źródłem soli kamiennej zarówno dla przemysłu chemicznego, przetwórczego, jak i drogownictwa. Złoża o budowie pokładowej

udokumentowano w północnej Polsce (trzy złoża w rejonie Zatoki Gdańskiej) i południowo-zachodniej (dwa złoża na monoklinie przedsudeckiej, kopalnia podziemna w złożu Sieroszowice). Większość zasobów bilansowych soli kamiennej kryje się w ośmiu wysadach solnych o złożonej budowie geologicznej, zlokalizowanych w centralnej Polsce, gdzie są wydobywane (91% krajowego wydobycia soli w 2011 r.) w kopalni podziemnej w wydazie Kłodawa oraz w dwu kopalniach ługowniczych (Góra i Mogilno). Struktury wydawcze zostały dość dobrze rozpoznane jeszcze przed II wojną światową dzięki badaniom grawimetrycznym wybitnego geofizyka Państwowego Instytutu Geologicznego prof. Edwarda Janczewskiego. Obecnie złoża soli coraz częściej są wykorzystywane do budowy w ich obrębie operacyjnych magazynów ropy naftowej, gazu ziemnego i paliw, np. magazyny w złożach Mogilno II (gaz) i Góra (paliwa) czy budowany kawernowy magazyn gazu w złożu Mechelinki.

Sole potasowo-magnezowe, obecnie nie eksploatowane, występują na obszarze Polski jedynie w obrębie cechsztyńskiej formacji solonośnej. Zasoby bilansowe pięciu udokumentowanych złóż tego surowca wynoszą blisko 670 mln t, z czego większość (cztery) stanowią złoża soli typu siarczanowego (polihalit), występujące w rejonie Zatoki Gdańskiej. Niewielkie ilości (72 mln t) soli potasowych typu chlorkowego (karnalit, sylwin), zostały rozpoznane w wydazie solnym Kłodawa.

Złoża siarki rodzimej typu pokładowego występują w utworach miocenijskich w północnej części zapadliska przedkarpackiego (14 złóż, zasoby bilansowe >512 mln t w 2011 r.). Zostały odkryte i udokumentowane w drugiej połowie XX w. przez zespół prof. Stanisława Pawłowskiego z Instytutu Geologicznego w rejonie tarnobrzeskim (złoża Piaseczno, Machów I, Machów II, Jeziórko-Grębów-Wydrza, Jamnica, Świniary), i dalej w kierunku południowo-zachodnim (złoża Osiek, Baranów Sandomierski-Skopanie, Rudniki) oraz zachodnim (w rejonie Grzybowa: Solec, Wola Żyzna, Grzybów-Gacki), a także na południowym wschodzie kraju w rejonie lubaczowskim (Basznia). Kopalnie eksploatujące do niedawna polską siarkę w większości zamknięto. Czynna jest jedynie kopalnia na złożu Osiek.

Skałą diatomitową, używaną m.in. do produkcji sorbentów, materiałów filtracyjnych i katalizatorów, określa się tzw. ziemię krzemionkową (zaw. krzemionki >80%), występującą w warstwach krośnieńskich (schyłek oligocenu-początek miocenu) na obszarze wschodniej części Karpat. Udokumentowano tu w rejonie Leszczawki cztery złoża (zasoby bilansowe 10,2 mln t w 2011 r.), których jedno (Jawornik) jest nadal eksploatowane.

Fosforyty, wykorzystywane głównie do produkcji nawozów, występują najczęściej w formie różnej wielkości kongregacji i są dość rozpowszechnione w różnowiekowych formacjach osadowych Polski, od paleozoiku po mezozoik. Nagromadzenia złożowe udokumentowano w klastycznych utworach albu (kreda), na obszarze od Radomia po Janów Lubelski i od Sieradza po Koniecpol (zasoby szacowane na 42,4 mln t), i eocenu (paleogen). W rejonach: Radom-Itza, Chałupki, Annpol i Gościeradów zlokalizowano liczne złoża fosforytów, z których część eksploatowano odkrywkowo i podziemnie do lat 70. XX w. Ich dalsza eksploatacja okazała się nieopłacalna, a popyt przemysłu na tę kopalinę zaspokaja się importem.

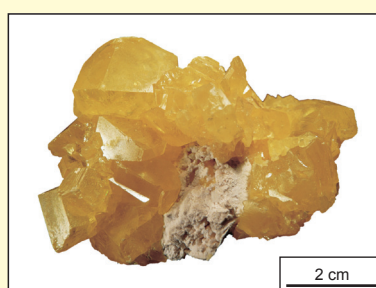
Baryt, stosowany m.in. do produkcji płuczek wiertniczych, i fluoryt, stanowiący źródło fluoru m.in. dla przemysłu chemicznego i kosmetycznego, występują zwykle w paragenzie z siarczkami metali, w żyłach i impregnacjach hydrotermalnych, w obrębie skał krystalicznych i osadowych. Ich nagromadzenia o charakterze złożowym udokumentowano i wcześniej eksploatowano na Dolnym Śląsku (cztery złoża barytu o zasobach bilansowych 5,6 mln t i dwa złoża fluorytu o zasobach 0,5 mln t, stan na 2011 r.) oraz w Górach Świętokrzyskich (złożo barytu Strawczynek o zasobach 0,1 mln t). Ze względów ekonomicznych obecnie zaniechano dalszego wydobycia z tych złóż.



Średniokrystaliczna sól kamienna, kopalnia soli w Bochni, MUZ PIG.
Fot. K. Skurczyńska-Garwolińska



Sól potasowa (sylwin), kopalnia soli w Kłodawie, MUZ PIG.
Fot. K. Skurczyńska-Garwolińska



Krystaliczna siarka rodzima, kopalnia w Machowie, MUZ PIG.
Fot. K. Skurczyńska-Garwolińska



Krystalowa sól kamienna, kopalnia soli w Wieliczce, MUZ PIG.
Fot. K. Skurczyńska-Garwolińska