

2. Analiza archiwalnych materiałów geologicznych i geofizycznych

2.1 Analiza cyfrowych modeli terenu (DEM).

Strefy dyslokacji, które w niedalekiej przeszłości geologicznej wykazywały aktywność tektoniczną, często zarysowują się w rzeźbie terenu w postaci prostoliniowo przebiegających krawędzi, czy odcinków dolin. Obecnie jednym z najlepszych narzędzi do identyfikacji i analizy tego rodzaju form są cyfrowe modele terenu i sporządzane na ich podstawie mapy cieniowanego reliefu. Na mapach tych wyraźnie rysują się liniowe elementy, podkreślające strefy nagłych zmian gradientów nachylenia terenu. Linie te, określane jako morfolineamenty, mogą być korelowane ze strefami aktywnych dyslokacji bądź też z dużych rozmiarów młodymi strefami spękaniaowymi (wąskimi, a znacznej długości strefami koncentracji spękań ciosowych - Nur 1982). Taka korelacja nie jest jednak bezdyskusyjna i musi być potwierdzona innymi metodami. Prawdopodobieństwo neotektonicznej genezy morfolineamentu jest wysokie, gdy występuje on w młodych utworach geologicznych lub zaburza młodą rzeźbę (Jaroszewski, 1994). Tego rodzaju analizy są od kilkunastu lat powszechnie stosowane do identyfikacji potencjalnych stref dyslokacyjnych (np. Badura, Przybylski, 2000, 2005 – oraz cytowane tam prace źródłowe; Jelínek, 2008; Cotilla Rodríguez i in., 2005; DELLA SETA i in. 2004). Rozwijają się również dynamicznie metody polegające na automatyzacji analizy zdjęć satelitarnych i cyfrowych modeli terenu dzięki którym możliwa jest szybka identyfikacja form liniowych na znacznych obszarach (np. Casas i in., 2000; Ghazi Thannoun, 2013). Przy automatycznym generowaniu tego rodzaju form należy pamiętać jednak o weryfikacji wytworzonych automatycznie linii, które mogą odzwierciedlać także liniowy przebieg form antropogenicznych jak wały przeciwpowodziowe, nasypy i przekopy drogowe i kolejowe.

Należy podkreślić, że morfolineamenty analizowane w ramach raportowanego zadania PSG „*Młode strefy tektoniczne... - etap I*”, stanowią jedynie jedną z klas powierzchniowych struktur liniowych (jakkolwiek szczególnie istotną z punktu widzenia studiów nad efektami zjawisk neotektonicznych), rozpoznawanych od ponad wieku na zdjęciach lotniczych, a następnie na różnego typu obrazach teledetekcyjnych, zwłaszcza satelitarnych i zwanych lineamentami (Hobbs 1904), bądź fotolineamentami. Fotolineamenty na obszarze południowo-zachodniej Polski, w tym w Sudetach, analizowane były szerzej od lat 1980., m.in. przez Michniewicza (1981), Bażyńskiego i in. (1981, 1984), Soleckiego (1983, 1986), Doktora i in. (1985, 1987), Mroczkowskiego i Ostaficzuka (1985), Michniewicza i in. (2006;

por. również obszerny przegląd odnośnej literatury w: Krawczyk i in. 2011) – i zwykle interpretowane genetycznie w kontekście ówczasie aktualnych, a dziś mocno dyskusyjnych, koncepcji głębokich rozłamów, tzw. globalnej sieci regmatycznej, lub szczelinowatości planetarnej. Abstrahując od hipotetycznych czynników warunkujących ich genezę, analizowane przez wspomnianych badaczy fotolineamenty w zamyśle autorów cytowanych prac obejmować miały również szerokie spektrum przypowierzchniowych przejawów tektoniki starszej, starokenozoicznej, mezo- i paleozoicznej, a nawet prekambryjskiej – w zależności od przyjmowanych przez nich paradygmatów globalno-tektonicznych.

Regionalną analizę morfolineamentów w ramach zadania „*Młode strefy tektoniczne... - etap I*” przeprowadzono w oparciu o cyfrowy model terenu DTED2 o rozdzielczości 30x40 m. Na mapie cieniowanego reliefu sporządzonej w oparciu o ten model wyznaczono najwyraźniej zarysowujące się prostoliniowe elementy rzeźby (Fig. 2.1.1.). Jest rzeczą naturalną, że znacznie więcej tego rodzaju liniowych struktur można wyróżnić na obszarze Sudetów niż na ich przedpolu, gdzie rzeźba została w znacznym stopniu ukształtowana w warunkach oddziaływania lądolodów i polodowcową działalność rzek. Wzdłuż granicy Sudetów i bloku przedsudeckiego zarysowuje się wyraźnie ciąg morfolineamentów wzdłuż uskoku sudeckiego brzeźnego, chociaż trzeba zauważyć, że nie jest to jednolita prostoliniowa krawędź, co może częściowo wynikać z miejscami łukowatego kształtu powierzchni tej dyslokacji, ale także z nałożenia efektów uskoku poprzecznych, przemieszczających lokalnie uskoku brzeźny, a zwłaszcza z typowego dla dużych uskoku normalnych połączenia w jednym dużym uskoku szeregu rosnących początkowo odrębnie i niekoniecznie współliniowo jego segmentów. Szereg lineamentów o kierunkach zbliżonych do równoleżnikowych i południkowych zarysowuje się w rejonie Kotliny Kłodzkiej (Fig. 2.1.1 i 2.1.2). W rejonie Sudetów Wschodnich dominują liniowe formy o kierunku NNE-SSW i NNW-SSE. Wyraźnie zarysowują się również lineamenty obrzeżające od południa, zachodu i wschodu Kotlinę Jeleniogórską.

Na przedpolu Sudetów jedną z form geomorfologicznych najbardziej wyraźnie wyróżniającą się w rzeźbie terenu, jest tzw. wał niemodliński (Fig. 2.1.). Stanowi on wschodnie obrzeżenie południkowego odcinka doliny Nysy Kłodzkiej. Wał ten uważany był początkowo za przedłużenie moren otmuchowsko-nyskich bądź za rozległe *plateau* kemowe ukształtowane pomiędzy dwoma lobami lądolodu. Jak wykazały prace kartograficzne wierzchoinę wału pokrywają utwory wodnolodowcowe i lodowcowe o niewielkiej miąższości, często zredukowane jedynie do poziomu bruku. Cokół stanowią tu utwory serii poznańskiej i żwirowo-piaszczyste, preglacjalne osady rzeczne serii Gozdniczy. Na mapie

cieniowanego reliefu forma wału zarysowuje się bardzo wyraźnie. Od strony doliny Nysy Kłodzkiej i od doliny Ścinawy Niemodlińskiej podcięty jest on prostoliniowymi krawędziami, o wysokościach względnych do 40 m. Po wschodniej stronie wału zaznacza się zagłębienie w kształcie rombu, po którego przekątnej płynie Ścinawa Niemodlińska. Trudno powiązać genezę tego rodzaju formy z jakimkolwiek procesem kształtującym rzeźbę glacialną. Wyraźne geometryczne kształty sugerują raczej tektoniczne pochodzenie Wału Niemodlińskiego i towarzyszącego mu od wschodu zapadliska. Po zachodniej stronie wału identyczne zapadlisko wykorzystywała Nysa Kłodzka i dlatego jego forma została silniej erozyjnie przekształcona i częściowo zatarta. Wał Niemodliński stanowi więc rodzaj młodego zrębu tektonicznego, bądź raczej zespołu zrębów oddzielających dolinę Nysy Kłodzkiej od doliny Ścinawy Niemodlińskiej. Tektoniczna geneza tej formy znajduje potwierdzenie w występowaniu pozostałości młodotrzeciorzędowego wulkanizmu na liniach morfolineamentów i w występowaniu wysoko zmineralizowanych wód termalnych, o dużej zawartości CO₂ nawierconych w Grabinie (Morawski, Sawicki, 1984, Czerski, Wojtkowiak, 1992). Świadczy to o odmłodzeniu w młodszym czwartorzędzie linii tektonicznych o założeniach co najmniej neogeńskich. Mniejsza forma o zbliżonej genezie zaznacza się w rejonie Dąbrowy Niemodlińskiej. Widoczny jest tu wyraźny wał, o orientacji NW-SE, wznoszący się około 30 m ponad równinę. Cokół stanowią tu utwory górnej kredy, a miąższość osadów czwartorzędowych, podobnie jak na wierzchołku Wału Niemodlińskiego, jest wyraźnie zredukowana.

Formą widoczną na mapach skonstruowanych w oparciu o cyfrowe modele terenu jest także wyraźna, prostoliniowa, południowa krawędź Wzgórz Trzebnickich, manifestująca się na odcinku blisko 20 km (Fig. 2.1.3). Na mapach uwidaczniają się wyraźne zarysy typowych glacitektonicznych, lekko łukowatych wałów. Krawędź obcinająca łuk trzebnicki od południa jest tak bardzo wyraźna, że wydaje się być formą wtórną w stosunku do spiętrzonego wału. Nie można wytłumaczyć powstania tak ewidentnej, prostoliniowej formy podcięciem przez rzekę, bo żadna większa rzeka o takim kierunku nie płynie i nie płynęła u samego podnóża wzgórz. Sugestie o młodym, tektonicznym pochodzeniu tej krawędzi wysuwali już Olbricht (1925), Czajka (1931) i Meister (1935). Również Dyjor i Kuszell (1975) zakładali możliwość odnowienia się ruchów tektonicznych o niewielkiej amplitudzie już po zaniku lądolodu. Pomiar geodezyjne przeprowadzone na ciągu niwelacji precyzyjnej na odcinku Wrocław-Trzebnica wykazały, że rejon Wzgórz Trzebnickich wykazuje współczesną względną tendencję wznoszącą w stosunku do obniżanego basenu wrocławskiego (Grzempowski i in.,

2009, 2013). Trudno obecnie stwierdzić, czy z głębszymi założeniami tej dyslokacji można powiązać stwierdzone występowanie wód termalnych w rejonie Trzebnicy i Oleśnicy.

Lokalnie dokonano również analiz liniowych form rzeźby terenu na mapach cieniowanego reliefu, stworzonych w oparciu o cyfrowy model ze zdjęcia lidarowego o rozdzielczości 1 m. Szereg liniowo przebiegających form stwierdzono w masywach górskich obrzeżających Kotlinę Kłodzką, zbudowanych ze skał krystalicznych, głównie różnego typu gnejsów i łupków łuszczkowych. Formy te, nierzadko o kilkukilometrowej rozciągłości, mają charakter krawędzi morfologicznych, bądź wydłużonych zagłębień o stosunkowo niewielkiej wysokości czy głębokości (często rzędu kilkudziesięciu cm).

W ujęciu lokalnym przeanalizowano modele terenu oparte na zdjęciu lidarowym o rozdzielczości poziomej 1x1 m i dokładności pionowej rzędu kilkunastu cm. Szczególnie interesujące pod względem potencjalnego wpływu aktywnych dyslokacji wydają się morfolineamenty, które zarysowują się na obszarze Gór Bystrzyckich i Masywu Śnieżnika (Fig. 2.1.2). Lineamenty te, o długości od kilkuset metrów do kilku km, odzwierciedlają wydłużone, ale stosunkowo płytkie zagłębienia (rzędu kilkudziesięciu cm), lub niewielkiej wysokości skarpy i załamania na stokach (Fig. 2.1.4). W nawiązaniu do dawnych map topograficznych, zweryfikowano te formy, aby wyeliminować ich ewentualną antropogeniczną genezę (potencjalne dawne trakty drogowe). Część z lineamentów pokrywa się z uskokami zaznaczonymi na szczegółowych mapach geologicznych, liczne jednak przebiegają poza wyznaczanymi uskokami w obrębie jednostek geologicznych o jednolitej litologii. Niektórym z tych stref towarzyszą źródła i wysięki. Wspomniane formy oprócz genezy przydyslokacyjnej mogą też reprezentować efekty wykorzystania przez erozję stref osłabienia mechanicznego skalnego podłoża wzdłuż dużych stref spękań (ciosu wielkoskalowego – Nur 1982).

2.2 Analiza półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego.

Przy analizie wykorzystano mapę lokalnych anomalii grawimetrycznych Bouguera w wersji cyfrowej, o gęstości siatki 250 m, co pozwoliło na sporządzenie mapy w wersji cieniowanej pseudorzeźby (Fig. 2.2.1.). Na podstawie cyfrowego modelu wygenerowano również strefy, w których gradienty pola ciężkości kształtują się w zakresie od 1 do 5 mGal/km (co 1 mGal/km (Fig. 2.2.2 i 2.2.3). Mapa anomalii grawimetrycznych obrazuje zmianę gęstości ośrodków skalnych, co teoretycznie pozwala na odnajdywanie granic

jednostek geologicznych, które często mają charakter dyslokacji. Według Karaczuna i in. (1982), zdjęcie grawimetryczne o zagęszczeniu punktów pomiarowych co 500 m powoduje, że rozpoznawane są źródła anomalii występujące głębiej niż 1000 m. Zanikają anomalie płytkie, do około 200 m, i o małych rozmiarach. Można to interpretować również w ten sposób, że zaznaczają się tu rzeczywiście głębokie strefy rozłamowe, które uwarunkowały rozwój rowów i zapadlisk, gdzie subsydencja spowodowała wzrost miąższości osadów kenozoicznych. Takim przykładem może być doskonale zaznaczający się na mapach grawimetrycznych rów Kędzierzyna (na SE od Nysy; Fig. 2.2.2 i 2.2.3). Z praktycznych zastosowań danych grawimetrycznych wynika, że szereg liniowych stref podwyższonych gradientów przebiega często przez kilka jednostek geologicznych i, że obraz anomalii siły ciężkości kształtowany jest często przez zmiany miąższości utworów kenozoicznych (Twarogowski, Petecki, 1993; Cholewicka-Meysner, Farbisz, 1995).

Na mapie gradientów anomalii grawimetrycznych najbardziej wyraźnie zarysowuje się przebieg uskoku sudeckiego brzeźnego na odcinku około 40 km pomiędzy Myśliborzem, a Bystrzycą Górną. Wyraźniejsze liniowe granice jednostek o różnej gęstości zarysowują się także na uskokach Jerzmanic, Warty-Osiecznicy, na uskoku śródsudeckim (na NE granicy masywu karkonoskiego). Celem rozpoznania ew. korelacji pomiędzy siecią młodych dyslokacji a obrazem bouguerowskich anomalii grawimetrycznych dla obszaru Dolnego Śląska, nałożono również obraz dyslokacji z mapy neotektonicznej (Badura, Przybylski 2003) oraz znanych wystąpień wód termalnych na mapę takich anomalii (Fig. 2.2.4).

2.3 Analiza sieci drenażu

Jednym z typowych efektów ruchów neotektonicznych są lokalne lub regionalne (w zależności od rozmiarów dyslokacji i wielkości przemieszczeń) zmiany bazy erozyjnej. Rzeki przepływające przez obszary aktywne tektonicznie muszą dostosowywać się do tych zmian. Ich reakcje są zróżnicowane w zależności od charakteru młodych ruchów i warunków zewnętrznych kształtujących reżim przepływu. Ciekły wodne są jednym z najczulszych wskaźników najmłodszych ruchów tektonicznych, co już dawno zostało dostrzeżone przez geomorfologów i geologów, wykorzystujących je do identyfikacji uskoków i wielkopromiennych deformacji (Nikołajew, 1962; Śładkowiec, 1973; Bull, 1984; Schumm, 1986; Stewart, Hancock, 1994; Jaroszewski, 1994; Keller, Pinter, 1995). Liczne badania nad zmianami zachodzącymi w dolinach rzecznych i w układzie sieci rzecznej prowadzono na obszarach, gdzie aktywność tektoniczna została potwierdzona innymi

metodami. Zdobyte w ten sposób informacje o zachowaniu się systemów rzecznych w strefach aktywnych tektonicznie pozwalają na zastosowanie analizy sieci dolinnej dla wykrywania rejonów o potencjalnej aktywności tektonicznej na innych obszarach. Należy jednak brać pod uwagę fakt, że większość obserwowanych zmian w systemach rzecznych może być wynikiem także innych, pozatektonicznych czynników. Podstawowe metody dotyczące badań ruchów neotektonicznych w oparciu o analizę dolin i sieci rzecznych zamieszczono w tabeli I.

Tab. 2.3.1. Reakcje rzek i systemów rzecznych na aktywne ruchy tektoniczne

Zjawiska wywołane aktywnymi ruchami tektonicznymi	Inne możliwe przyczyny obserwowanych zjawisk
Deformacje profilu podłużnego - rzeki, - dna doliny - teras	Zmiany odporności podłoża skalnego Wzrost erozji poniżej ujścia dopływu Wpływ regulacji i budowli hydrotechnicznych
Odcinkowe zmiany rozwinięcia koryta rzeczno	Zwiększenie ilości niesionego materiału na obszarach wylesionych i poniżej ujścia obciążonych dopływów. Zwiększenie przepływu poniżej ujścia dopływów o mniejszym obciążeniu materiałem.
Kierunki płynięcia rzeki i rozwój dorzecza nawiązujące do linii tektonicznych nieciągłości	Dostosowanie się do tektonicznie nieaktywnych struktur skał podłoża. Prace regulacyjne
Nieregularny kształt profilu poprzecznego doliny na skutek jednostronnego podnoszenia	Zsuwanie się rzeki po stromo nachylonych warstwach skał podłoża. Uwarunkowania klimatyczne - różnice w nasłonecznieniu i wilgotności przeciwległych zboczy doliny. Różnice w odporności skał przeciwległych zboczy doliny. Działanie siły odśrodkowej na wypukłych odcinkach meandrów. Działanie siły Coriolisa.
Zwężenia doliny, odcinki przełomowe w obszarach podnoszonych	Epigenetyczna geneza przełomów
Cechy sedymentologiczne osadów rzecznych - zwiększona miąższość osadów w miejscach subsydencji - struktury deformacyjne wywołane przez wstrząsy sejsmiczne – osady o chrakterze sejsmitów.	Nakładanie się kilku serii rzecznych w punktach węzłowych. Pozatektoniczne przyczyny zaburzeń gęstościowych.

Sieć rzeczna przyjmuje zwykle jakiś określony układ (plan) uzależniony od struktury podłoża, na którym powstała. W ujęciu Olliera (1987), najprostszą siecią rzeczno jest sieć

dendrytyczna, która może ulegać zmianom w wyniku dopasowywania się erodujących rzek do struktur podłoża, bądź w wyniku wyginania warstw skalnych lub powstawania uskoków. Próby powiązania sieci rzecznej z liniami dyslokacji podejmowane były przez wielu badaczy. Zagadnieniem tym zajmowali się m. in. Deffontaines (1991) i Ostaficzuk (1991). Dla obszaru Kotliny Kłodzkiej analizę korelacji kierunków rzek z liniami deformacji opracował Sroka (1992). Szerokie omówienie różnych parametrów morfometrycznych ze szczególnym uwzględnieniem analizy sieci rzecznej jako potencjalnego wskaźnika aktywnych dyslokacji przedstawiła Różycka (2015).

Stosunkowo szeroko dyskutowane było zagadnienie zmian kierunków cieków na liniach uskoków, zwłaszcza w strefach przesuwczych (np. Wallace, 1968; Keller i in., 1982; Allen i in., 1984; Sieh, Jahns, 1984; Gaudemer i in., 1989; Migoń, 1994). Według badań Gaudemera i in. (1989), większość cieków przecinających uskoki przesuwcze wykazuje deformację zgodną z kierunkiem ruchu dyslokacji, zdarzają się jednak cieki płynące prostoliniowo jak, i wykazujące tendencje do zmiany biegu przeciwnie do kierunku przesunięcia. Zmiany kierunków cieków na liniach dyslokacji nie muszą jednoznacznie świadczyć o składowej przesuwczej ruchu. Według Migonia (1994) defleksja taka może też być wynikiem zróżnicowanych ruchów (pochylania) poszczególnych bloków, które powstały w wyniku przecięcia walnej dyslokacji przez szereg mniejszych, prostopadłych uskoków. Nie można również wykluczyć naturalnej migracji potoków roztokowych w obrębie stożków napływowych na przedpolu skarpy uskokowej uskoku zrzutowego.

Dla potrzeb opracowania dokonano analizy regionalnych anomalii układu sieci rzecznej Dolnego Śląska pod kątem występowania stref o liniowym przebiegu. Strefy takie sugerują potencjalną możliwość wpływu aktywnych w czwartorzędzie dyslokacji na układ cieków wodnych. Wykonano mapę zagęszczonej sieci rzecznej, na której uwypuklają się prostoliniowo przebiegające odcinki rzek, jak też i linijne strefy, na których następuje wyraźna zmiana charakteru sieci (Fig. 2.3.1.). Charakterystyczna zmiana gęstości sieci następuje w strefie uskoku sudeckiego brzeźnego, ale dopiero około 1-2 km poniżej krawędzi morfologicznej. Zaznacza się także kilka innych stref o liniowym przebiegu, w przypadku których potencjalny wpływ tektoniki na ich powstanie musi zostać jeszcze zweryfikowany.

Przeanalizowano także przebieg linii grzbietowych wygenerowanych z cyfrowego modelu terenu (Fig. 2.3.2). Z wygenerowanych linii grzbietowych wykonano podobnie jak w przypadku sieci rzecznej wersję mapy z ich zagęszczeniem (Fig. 2.3.2) i pogrubieniem), dzięki czemu uwypukliły się obszary o prostoliniowych przebiegach drenażu (Fig. 2.3.3 Mapa

linii grzbietowych). Strefy te podobnie jak liniowe elementy układu sieci rzecznej wymagają weryfikacji pod kątem ewentualnego wpływu aktywnej tektoniki.

Dokonano także analizy wybranych parametrów małych zlewni, jak kolistość, wydłużenie, czy różnica wysokości ($H_{\max}-H_{\min}$). W powiązaniu z cyfrowym modelem terenu dla poszczególnych zlewni, obliczono różnicę maksymalnej i minimalnej wysokości (Fig.2.3.4). Zlewnie o największej różnicy wysokości przekraczającej 750 m występują na najwyższych obszarach górskich Karkonoszy i masywu Śnieżnika. Nie można jednak jednoznacznie określić, że jest to bezpośredni dowód na wypiętrzanie tych masywów w wyniku najmłodszych ruchów tektonicznych. Interesujący jest natomiast fakt wyraźnie zarysowującej się strefy o najniższych wartościach różnic wysokości zlewni w obrębie doliny Odry na odcinku pokrywającym się z obszarem o zwiększonych miąższościach utworów czwartorzędu. Obszar ten ze względu na w przybliżeniu prostoliniowe granice zinterpretowany został jako depresja o prawdopodobnych założeniach tektonicznych (Badura i in., 2004).

2.4. Neotektoniczne uwarunkowania wyboru obiektów badań

Podczas ostatniego 25-lecia szczególna uwaga badaczy zagadnień neotektonicznych w Sudetach skoncentrowała się na sudeckim uskoku brzeżnym (Mastalerz, Wojewoda, 1993; Krzyszkowski, Pijet, 1993; Krzyszkowski i in., 1995; i inni), w Kotlinie Kłodzkiej (Sroka, 1997; Krzyszkowski i in., 1998, 2000; Badura i in. 2005), u podnóża Karkonoszy (Sroka, 1991; Migoń, 1996) oraz we wschodniej części bloku przedsudeckiego, a także w rejonie Niemodlina, Prudnika i Głubczyc w ramach prowadzonych prac kartograficznych. Badania te przyniosły częściowe rozwiązania zagadnień związanych z czasem zachodzenia ruchów oraz wielkością względnych pionowych przemieszczeń. Równoległe z badaniami geologicznymi prowadzono rozpoznanie ruchów tektonicznych metodami geodezyjnymi (Kontny, 2003, 2004; Cacoń i in., 2005; Grzempowski, Cacoń, 2005; Grzempowski i in., 2009; Kaczorowski, 2009; Jamroz i in., 2014). Różne metody badań geodezyjnych łatwiej wykazują przemieszczenia poziome niż pionowe. Jednak nie są to wyniki powtarzalne i jednoznacznie interpretowalne. Np. silna subsydencja zmierzona we Wrocławiu okazała się być efektem rozległego leja depresyjnego, związanego z nadmierną eksploatacją wody przez zakłady przemysłowe zlokalizowane w południowej części miasta (Grzempowski, Cacoń, 2005). Po zmianie profilu produkcyjnego już nie notuje się ruchów obniżających.

Brak, jak dotychczas, przekonujących danych dotyczących pionowych ruchów tektonicznych osiągniętych metodami geodezyjnymi, skłania do analizy wyników badań

prowadzonych metodami geofizycznymi. W ramach niniejszego opracowania zaplanowano i wykonano prace geofizyczne skoncentrowane w kilku obszarach i obiektach uważanych za szczególnie predysponowane do wykrycia ewentualnych współczesnych przemieszczeń pionowych (Fig. 2.4.1, 3.2.2, 3.2.3). Jednym z takich spektakularnych obiektów jest sudecki uskok brzeżny. Z analiz morfometrycznych małych zlewni oraz trójkątnych i trapezoidalnych lic progów górskiego (Badura i in., 2007) wynika, że Sudety są współcześnie – w dłuższej perspektywie czasowej - wypiętrzane z różną intensywnością wzdłuż tej ważnej linii uskokowej. Największe tempo wynoszenia obejmuje Góry Rychlebskie i Złote oraz Sowie. Najslabiej ruchy pionowe zachodzą na Pogórzu Wałbrzyskim. W zasadzie wyniki tych analiz pokrywają się z szacunkową amplitudą wypiętrzenia określaną jako różnica wysokości między stropem skał podkenozoicznych na bloku przedsudeckim a zgeneralizowaną powierzchnią szczytową krawędzi górskiej. Innym problemem dotyczącym sudeckiego uskoku brzeżnego jest zagadnienie czy jest to młody uskok powstały w miocenie i pliocenie, czy też reaktywowany uskok o założeniach waryscyjskich. Jeśli byłby to uskok reaktywowany, to należy spodziewać się, że ma on bardzo stromą orientację oraz złożoną geometrię powierzchni i stref zniszczenia, co przekłada się na jego właściwości związane z przewodnością hydrauliczną. Wyznaczone rejony prac geofizycznych na uskoku brzeżnym objęły jego zarówno jego fragmenty przecinające obszary zbudowane ze skał krystalicznych (rejony badań: Mąkolno, Ostroszowice, Myślubórz), jak i te z udziałem skał osadowych (Brzeźnica, Srebrna Góra, Męcinka, Kłaczyna). Prace zlokalizowane na NW od Tomaszowa Bolesławieckiego, od Radziechowa po Ławszową miały na celu m.in. stwierdzenie czy sudecki uskok brzeżny na tym odcinku przestał być aktywny w czwartorzędzie i czy jest on pogrzebany pod osadami lodowcowymi.

Innym obszarem predestynowanym do badania stref dyslokacji tektonicznych pod kątem ew. wykorzystania w poszukiwaniach wód termalnych, a do tego niewystarczająco rozpoznany i kontrowersyjny pod względem jego tektoniki uskokowej, jest NE część Kotliny Kłodzkiej (Don i in., 2008; Don, Wojewoda, 2005; Badura i in., 2005; Badura, Rauch, 2014b). W rejonie wzgórza Babilon k. Starego Waliszowa występuje struktura nieciągła, wyznaczona przez wypiętrzony wąski pas utworów turonu, przebijający tektonicznie osady koniaków. Jest to wschodnie zakończenie długiej strefy zrębu Kamiennego Grzbietu, z którym wiąże się występowanie źródeł wód mineralnych w Gorzanowie (Kiełczawa, Teisseyre, 2000). Badura (Badura i in., 2002; Badura, Rauch, 2014a, b) uważa, że Pasterskie Skały (w Waliszowie i Idzikowie) reprezentują analogiczną strukturę tektoniczną. Wykonane w tym obszarze prace geofizyczne miały zatem na celu m.in.

uściślenie przebiegu i rozpoznanie charakteru dyslokacji oraz prześledzenie stref kontaktu skał kredowych z metamorficznymi w obrębie Krowiarek i Masywu Śnieżnika.

Badania w rejonie masywu karkonosko-izerskiego - w Karkonoszach (Przesieka), Kotlinie Jeleniogórskiej (Podgórzyn) oraz w Górach Izerskich (rów Rozdroża Izerskiego – Szklarska-Kamienna) miały na celu rozpoznanie występujących tam stref tektonicznych, z którymi mogą wiązać się wystąpienia wód mineralnych i/lub termalnych, w sytuacjach podobnych jak w Świeradowie Zdroju, czy Cieplicach.

W rejonie Grabina i Tułowic na wschodniej części bloku przedsudeckiego rozpoznano jedną z najwyraźniejszych w Polsce sieć topolineamentów, ograniczających obszary wyraźnie elewowane względem otoczenia (Badura, Przybylski, 1999). Mimo kilkakrotnie wykonywanych prac nie udało się dotąd potwierdzić związku tych struktura z tektoniką. Pośrednio na taki związek wskazuje jednak obecność w tym rejonie głębokiego permskiego rowu tektonicznego, wystąpień kenozoicznych skał wulkanicznych, jak też i występowanie wód termalnych w Grabinie (Morawski, Sawicki, 1984).

W celu zbadania ewentualnego związku południowej, prostoliniowej krawędzi Wzgórz Trzebnickich z przypuszczalnym uskokiem zakorzenionym w podłożu kenozoiku, wykonano badania w rejonach Głuchowa i Kępy. Problemy interpretacyjne w tym obszarze mogą wynikać z obecności wielkoskalowych zaburzeń glacitektonicznych. Jednak wydaje się, że najważniejszym problemem jest stwierdzenie czy w podłożu podmioceńskim skały triasu są tektonicznie zdyslokowane o około 50 lub więcej metrów w pionie (Badura, Przybylski, 2013).

Prace realizowane w rejonie Opolna Zdroju, miały na celu rozpoznanie uskoku Opolna, wzdłuż którego nastąpił zrzut niecki żytańskiej oraz zaznaczyła się strefa wulkaniczna biegnąca od Opolna do Frýdlantu w Czechach (Kasiński, 2000), a w bezpośredniej okolicy, w Opolnie Zdroju u podnóża Gór Izerskich, występują wody mineralne i termalne.

Badania przeprowadzone w Niemczy i Ciepłowodach miały na celu wykrycie i rozpoznanie linii uskoków, z którymi można wiązać krążenie wód ciepłych i zmineralizowanych. Niedaleko Niemczy znajduje się uzdrowisko w Przerzecznym Zdroju, położone w podobnej sytuacji geologicznej. W Ciepłowodach w późnym średniowieczu jeszcze występowały ciepłe wody, które jednak zanikły, prawdopodobnie na skutek zmian antropogenicznych.

* * *

Rezultaty analiz skrótkowo powyżej opisanych cyfrowych modeli terenu, danych zdjęcia grawimetrycznego sieci drenażu oraz aktywności neotektonicznej badanego obszaru zostały wykorzystane, wraz ze znajomością budowy geologicznej Dolnego Śląska do wytypowania obiektów do badań przeprowadzonych w ramach etapu I przedsięwzięcia, tj. prawdopodobnych młodych stref tektonicznych, wymagających weryfikacji, bądź bliższego rozpoznania swej struktury, tak by można było w dalszych etapach badań ocenić, czy mogą one być drogami migracji wód głębokiego krążenia. Wyniki tego typowania i selekcji są przedstawione w rozdziale 3, poświęconym sporządzonemu planowi prac geologicznych oraz w rozdziale 10.1, gdzie – ramach przeglądu poszczególnych rejonów badań – podane są bliższe uzasadnienia wyboru poszczególnych młodych struktur do badań etapu I.

Literatura

Allen C. R., Gillespie A. R., Han Yuan, Sieh K. E., Zhang Buchun, Zhu Chengnan, 1984 - Red River and associated faults, Yunnan province, China: Quaternary geology, slip rate and seismic hazard. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 686-700.

Badura J., Przybylski B., 2000 – Digital model of terrain as an identification method of potential fault scarps in mountain and foreland areas - examples from SW Poland. In: W. Stackebrandt, S. Lorenc (Eds.) *Tagungsband zur 9. Jahrestagung der Gesellschaft für Geowissenschaften e.V. Frankfurt/O Słubice 20-25.09.2000. Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Gesellschaft für Geowissenschaften e. V. Berlin*, Bd. 209: 34.

Badura J., Przybylski B., 2005 – Application of digital elevation models to geological and geomorphological studies – some examples. *Prz. Geol.*, 53, 10/2: 977-983

Badura J., Przybylski B., 2013 - Arkusz Trzebnica (727) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 - Reambulcja. NAG PIG-PIB, Warszawa.

Badura J., Przybylski B., Zuchiewicz W., 2004 – Cainozoic evolution of Lower Silesia, SW Poland: a new interpretation in the light of sub-Cainozoic and sub-Quaternary topography. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 1, 3(135): 7-29

Badura J., Przybylski B., Zuchiewicz W., Farbisz J., Sroka W., Jamroz O., 2005 - Postalpejskie ruchy tektoniczne w rowie górnej Nysy Kłodzkiej: dyskusja. *Prz. Geol.*, 55, 3: 206-211.

- Bażyński J., Fistek J., Graniczny M., Sławiński A., Wilczyński M.,** 1981 – Interpretacja zdjęć satelitarnych w świetle badań hydrogeologicznych południowo-zachodniej Ziemi Kłodzkiej, *Technika Poszukiwań Geologicznych*, 20 (1): 14-16.
- Bażyński J., Doktor S., Graniczny M.,** 1984 – *Mapa fotogeologiczna Polski*. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Bull W. B.,** 1984 - Tectonic Geomorphology. *Journ. Geol. Education*, 32, 310-324.
- Cacoń S., Vyskočil P., Talich M., Bosy J., Kontny B.,** 2005 - Deformation analysis of Polish Sudetes and Fore-Sudetic Block, *Reports on Geodesy*, 2 (73): 211-219.
- Casas, A. M., Cortes, Angel L., Maestro, A., Soriano, M.A., Riaguas, A. And Bernal, J.,** 2000. A program for lineament length and density analysis, *Computers and Geosciences*, 26: 1011-1022.
- Cholewicka-Meysner D., Farbisz J.,** 1995 - Efektywność prospekcyjna metod geofizycznych w rozpoznaniu geologii bloku przedsudeckiego. *Ann. Soc. Geol. Polon.* Wydanie specjalne, LXVI Zjazd PTG - Materiały Sesji, 49-69.
- Cotilla Rodríguez M. O., Córdoba D., Herraiz Sarachaga B., Herraiz Sarachaga M.,** 2005 - Main morphotectonic characteristics of Asturias, Spain. *Geofísica Internacional*, 44: 65-101.
- Czajka W.,** 1931 – *Der Schlesische Lndrücken. Eine landeskunde Nordschlesiens*, 1. Veröffentlichungen der Schlesischen Gesellschaft für Erdkunde E. V., 11: pp. 156. M. & H. Marcus, Breslau.
- Czerski M., Wojtkowiak A.,** 1992 - Szczawy termalne w Grabinie. W: *Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski*, Pokrzywna, 10-12 września 1992, Oficyna Wyd. Sudety, Wrocław, 22-27.
- Della Seta M., Del Monte M., Fredi P., Lupia Palmieri E.,** 2004. Quantitative morphotectonic analysis as a tool for detecting deformation patterns in soft rock 5 terrains: a case study from the southern Marches, Italy, *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 4, 267-284.

Doktor S., Graniczny M., Wiśniewska M., 1985 - Wykorzystanie badań teledetekcyjnych do poszukiwan wód termalnych i mineralnych na przykładzie masywu granitowego Karkonoszy. *Przegląd Geologiczny*, 33 (8): 454-458.

Doktor S., Graniczny M., Sadowska M., 1987 – Analiza danych teledetekcyjnych dla prognozowania wód mineralnych i zwykłych na przykładzie obszaru pomiędzy Polanicą, Dusznikami i Kudową. *Przegląd Geol.* 35: 580-583.

Don J., Wojewoda J., 2005 - Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej – sporne problemy – dyskusja. *Przegląd Geologiczny*, 53: 212–221.

Deffontaines B., 1991 - Contribution of drainage network analysis to neotectonics: method and application in France. Bull. INQUA Neotectonic Commission, 14, 16-17.

Dyjur S., Kuszell T., 1975 – Budowa geologiczna pradoliny Baryczy. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 247, Prace Geol.–Mineral., 4: 115–163.

Gaudemer Y., Tapponier P., Turcotte D., L., 1989 - River offset across active strike-slip faults. *Annales Tectonicae*, Vol. III, n. 2, 55-76.

Ghazi Thannoun R., 2013 - Automatic Extraction and Geospatial Analysis of Lineaments and their Tectonic Significance in some areas of Northern Iraq using Remote Sensing Techniques and GIS. *International Journal of Enhanced Research in Science Technology & Engineering*, 2/2: 1-11.

Grzempowski P., Badura J., Cacoń S., Kapłon J., Rohm W., Przybylski B., 2012 - Geodynamics of south-eastern part of the central european subsidence zone. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, Vol. 9, No. 3 (167), Prague: 359–369.

Grzempowski P., Badura J., Cacoń S., Przybylski B., 2009 – Recent vertical movements in the Wrocław section of the Middle Odra Fault Zone, *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, Vol. 6, No. 3 (155), Prague: 339–349.

Hobbs W.H., 1904 – Lineaments of the Atlantic Border Region. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 15: 483-506.

Jamroz O., Badura J., Mąkowski K., 2014 - Application of the precision levelling method to evaluate the vertical movements within eastern part of the Elbe Tectonic System (SW Poland, Western Sudetes). *Acta Geodynamica et Geomaterialia*: 11, 4 (176): 295-303.

Jaroszewski W., 1994 - Neotektonika i ruchy współczesne. W: R. Dadlez, W. Jaroszewski (red.) Tektonika. PWN Warszawa, 423-460.

Jelínek J., 2008 - Morphotectonic analysis of digital relief model – a suitable means of searching for zones of rock mass brittle failure. *GeoScience Engineering*, 54/3: 1-13.

Kaczorowski M., 2009 - Discussion on strong non-tidal signals registered by horizontal pendulums and water tube tiltmeters in geodynamic laboratory of pas in Książ. *Acta Geodyn. Geomater.*, 6, 3(155), 369–381.

Karaczun K., Kozera A., Młynarski S., Wybraniec S., 1982 - Rozpoznanie metodami geofizycznymi. W: A. Grocholski, L. Sawicki (red.) Stan rozpoznania strukturalnego i kierunku badań Dolnego Śląska. Instytut Geol.. Wrocław, 24-35.

Kasiński J.R., 2000 – Atlas geologiczny trzeciorzędowej asocjacji brunatnowęglowej w polskiej części Niecki Żytawskiej. PIG Warszawa.

Keller E. A., Bonkowski M. S., Korsch R. J., Shlemon R. J., 1982 - Tectonic geomorphology of the San Andreas fault zone in the southern Indio Hills, Coachella Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 46-56.

Keller E. A., Pinter N., 1995 - Active Tectonics, Earthquakes, Uplift, and Landscape.

Kontny B., 2003, Geodetic research of contemporary kinematics of the main tectonic structures of the Polish Sudetes and the Fore-Sudetic Block with the use of GPS measurements. *Zeszyty Naukowe AR we Wrocławiu*, 468, *Rozprawy*, 202: 1-146.

Kontny B., 2004 - Is the Sudetic Marginal Fault still active? results of the GPS monitoring 1996 – 2002. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 1, 3(135): 34-39.

Krawczyk J., Aleksandrowski P., Chowaniec J., Skrzypczyk L., Farbisz J., Grzegorzczak K., Biel A., 2011 - Projekt prac geologicznych dla określenia perspektywicznych rejonów i stref występowania wód termalnych na obszarze Sudetów Środkowych i Wschodnich wraz z blokiem przedsudeckim. Państwowy Instytut Geologiczny PIB, Oddział Dolnośląski, Państwowa Służba Hydrogeologiczna, Wrocław.

Krzyszowski D., Przybylski B., Badura J., 1998 - Late Cainozoic evolution of the Nysa Kłodzka river system between Kłodzko and Kamieniec Ząbkowicki, Sudetes Mts, Southwestern Poland. *Geologia Sudetica*, 31, 2: 133-155.

Krzyszkowski D., Przybylski B., Badura J., 2000 - The role of neotectonics and glaciation on terrace formation along the Nysa Kłodzka River in the Sudeten Mountains (southwestern Poland). *Geomorphology*, 33: 149-166.

Krzyszkowski D., Migoń P., Sroka W., 1995 - Neotectonic Quaternary history of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Folia Quaternaria*, 66: 73-98.

Krzyszkowski D., Pijet, E., 1993 - Morphological effects of Pleistocene fault activity in the Sowie Mts., southwestern Poland. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., Suppl.-Bd., 94: 243-259.

Mastalerz K., Wojewoda J., 1993 - Alluvial-fan sedimentation along an active strike-slip fault: Plio-Pleistocene, Pre-Kaczawa fan, SW Poland. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.*, 17, 293-304.

Meister E., 1935 – Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 281, Blatt Wise, no 2767: pp. 51. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.

Michniewicz M., 1981 – Próba interpretacji wczesnych etapów tektogenezy Sudetów w nawiązaniu do teorii diapiryzmu wgłębnego oraz koncepcji głębokich rozłamów. *Geologia Sudetica* 6 (2): 75-141.

Michniewicz M., Czerski M., Kielczawa J., Wojtkowiak A., Biel A., 2006 – *Obszary potencjalnego występowania wód termalnych na bloku przedsudeckim na tle jego budowy geologicznej*

Migoń P., 1994 - Stream deflections along the presumably normal Sudetic marginal fault, Bohemian Massif, Central Europe: implications for neotectonics. *Bull. INQUA Neotect. Comm.*, 17, 26-30.

Migoń P., 1995 - Geomorfologiczne kryteria identyfikacji zdegradowanych krawędzi tektonicznych w Sudetach. *Przeł. Geol.*, 1, 21-26.

Migoń P., 1996 – Struktura morfotektoniczna centralnej części Sudetów Zachodnich w świetle mapy zagęszczonych poziomów. *Czasopismo Geograficzne*, 67(2): 233-244.

- Morawski T., Sawicki L.**, 1984 - Wystąpienie szczaw termalnych w Grabinie koło Niemodlina. W: Wody podziemne i geologia formacji wodonoceń Śląska Opolskiego. Materiały i Studia Opolskie, 24, 52/53, 235-239.
- Mroczkowski J., Ostaficzuk J.**, 1985 - Konfrontacja zdjęcia satelitarnego z mapą geologiczną Karkonoszy i Gór Izerskich; próba interpretacji tektoniki dysjunktywnej, Geol. Sudetica, XX, no 2
- Nikołajew N. I.**, 1962 - Nieotektonika i jej wyrażenie w strukturze i reliefie terytorii SSSR. Gosgeoltekhizdat, Moskwa, 392 pp.
- Nur A.**, 1982 – The origin of tensile fracture lineaments. *J. Structural Geology*, 4: 31-40.
- Olbricht K.**, 1925 – Die Eiszeit und die Landschaftsformen des Schlesischen Flachlandes. Schles. Monatshefte, 1: 108–113.
- Ollier C.**, 1987 - Tektonika a formy krajobrazu. Wyd. Geol., Warszawa, 425 pp.
- Ostaficzuk S.**, 1991 - Rola metod teledetekcyjnych w poszukiwaniu kopalin. Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia, nr1-2, 47-50.
- Przybylski B.**, 1998 – Glacial and neotectonic constraints on the Quaternary evolution of the Fore-Sudetic reach of the Nysa Kłodzka River. *Geological Quarterly*, 42: 221-238.
- Różycka M.**, 2015 - Wskaźniki morfometryczne w geomorfologii tektonicznej. *Landform Analysis* 30: 3–20
- Schumm S. A.**, 1986 - Alluvial river response to active tectonics. W: *Studies in geophysics, Active tectonics*. National Acad. Press. Washington, 80-94.
- Sieh K. E., Jahns R. H.**, 1984 - Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 883-896.
- Sładkowiec S. A.**, 1973 - Rozwój riecznych dolin i nieotektonika. Nedra, Moskwa, 182 pp.
- Solecki A.**, 1983 – Wody mineralne Sudetów, ich związek z tektoniką w świetle analizy obrazu Landsata i koncepcji planetarnych stref spękań. W: II Ogólnopolskie Sympozjum *Współczesne Problemy Hydrogeologii Regionalnej*, Łądek Zdrój. 13-16 października 1982, Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego: 299-305.

Solecki, A.T., 1986 - *Tektonika dysjunktywna i jej wpływ na warunki występowania kopalin w synklinorium północnosudeckim*. Niepubl. rozprawa doktorska, maszynopis, Archiwum Uniwersytetu Wrocławskiego, 152 s.

Sroka W., 1991 – Tektoniczny charakter krawędzi Pogórza Karkonoskiego. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 378, *Prace Geol. Mineral.*, 29: 239-249.

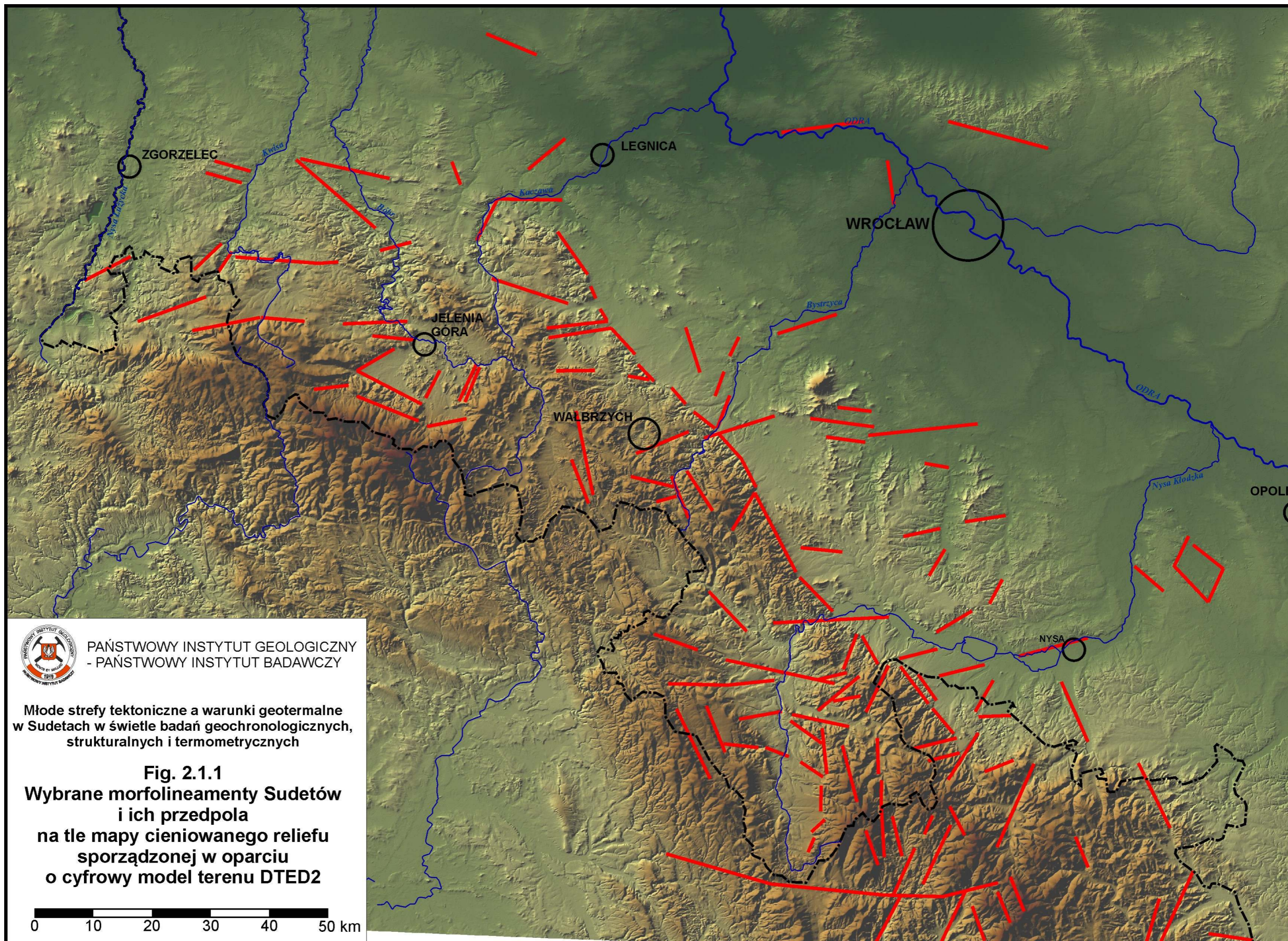
Sroka W., 1992 - Morfotektonika gór obrzeżających Kotlinę Kłodzką w świetle badań morfometrycznych. Rozprawa doktorska, Maszynopis, Arch Inst. Nauk Geol. Uniw. Wrocł., 197 pp..

Sroka W., 1997 - Ewolucja morfotektoniczna Sudetów w rejonie Kotliny Kłodzkiej w świetle analizy morfometryczno-statystycznej. *Acta Univ. Wratisl. 1939, Pr. Geol.-Miner.* 53: 1-97.

Stewart I. S., Hancock P. L., 1994 - Neotectonics. In: P. L. Hancock (Ed.) *Continental Deformation*. Pergamon Press, Oxford, 370-409.

Twarogowski J., Petecki Z., 1993 - Analiza półszeregówowego zdjęcia grawimetrycznego dla tematu: SzmGP w skali 1:50 000, ark. Nysa. Arch. OD PIG, Wrocław.

Wallace R. E., 1968 - Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges, California. In: W. Dickinson, A. Grantz (Ed.) *Proceedings of Conference on geologic problems of San Andreas fault system*, Stanford University publications in the geological sciences, 11, 6-21.

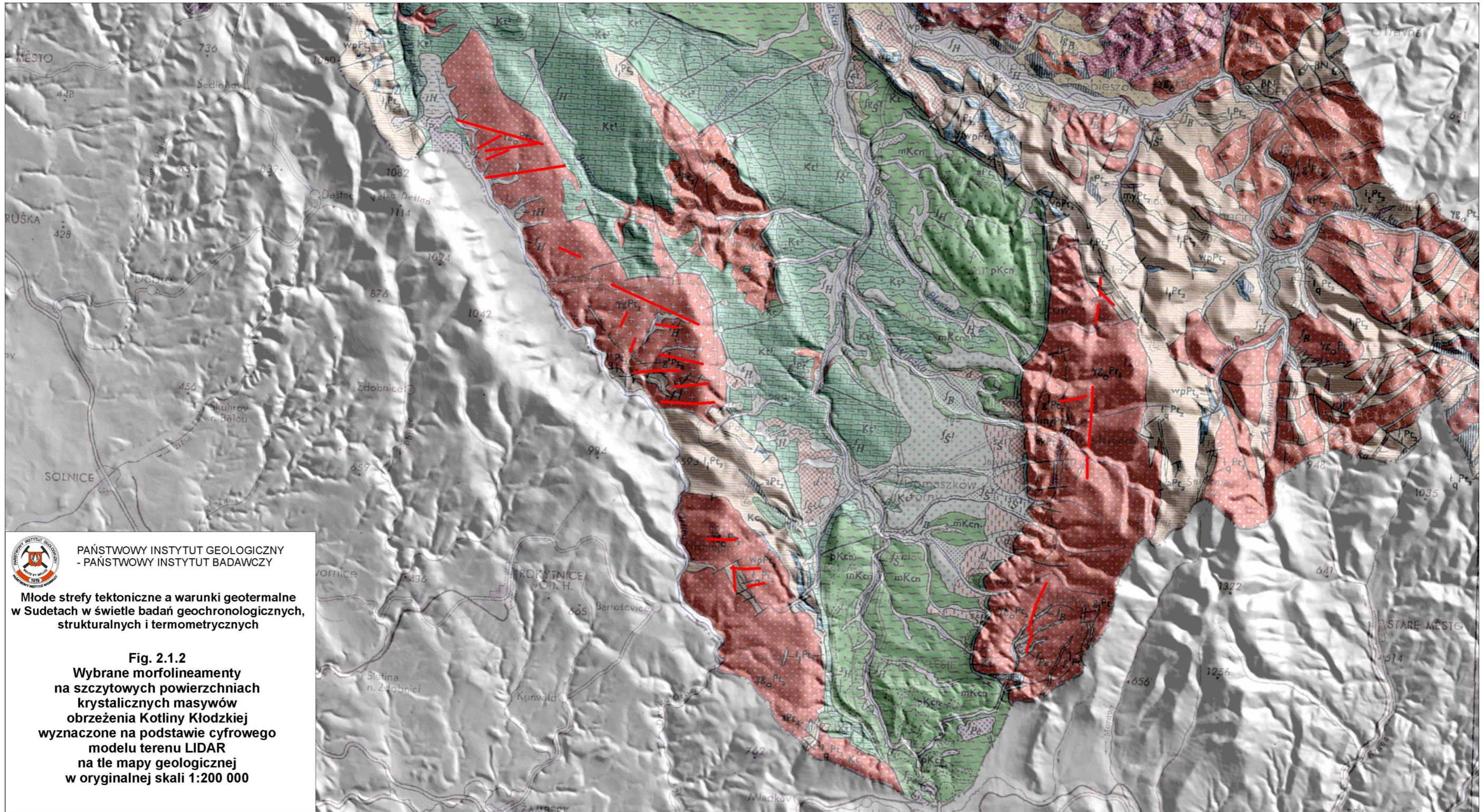


PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
- PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Młode strefy tektoniczne a warunki geotermalne
w Sudetach w świetle badań geochronologicznych,
strukturalnych i termometrycznych

Fig. 2.1.1
Wybrane morfolineamenty Sudetów
i ich przedpola
na tle mapy cieniowanego reliefu
sporządzonej w oparciu
o cyfrowy model terenu DTED2

0 10 20 30 40 50 km




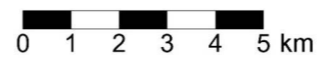
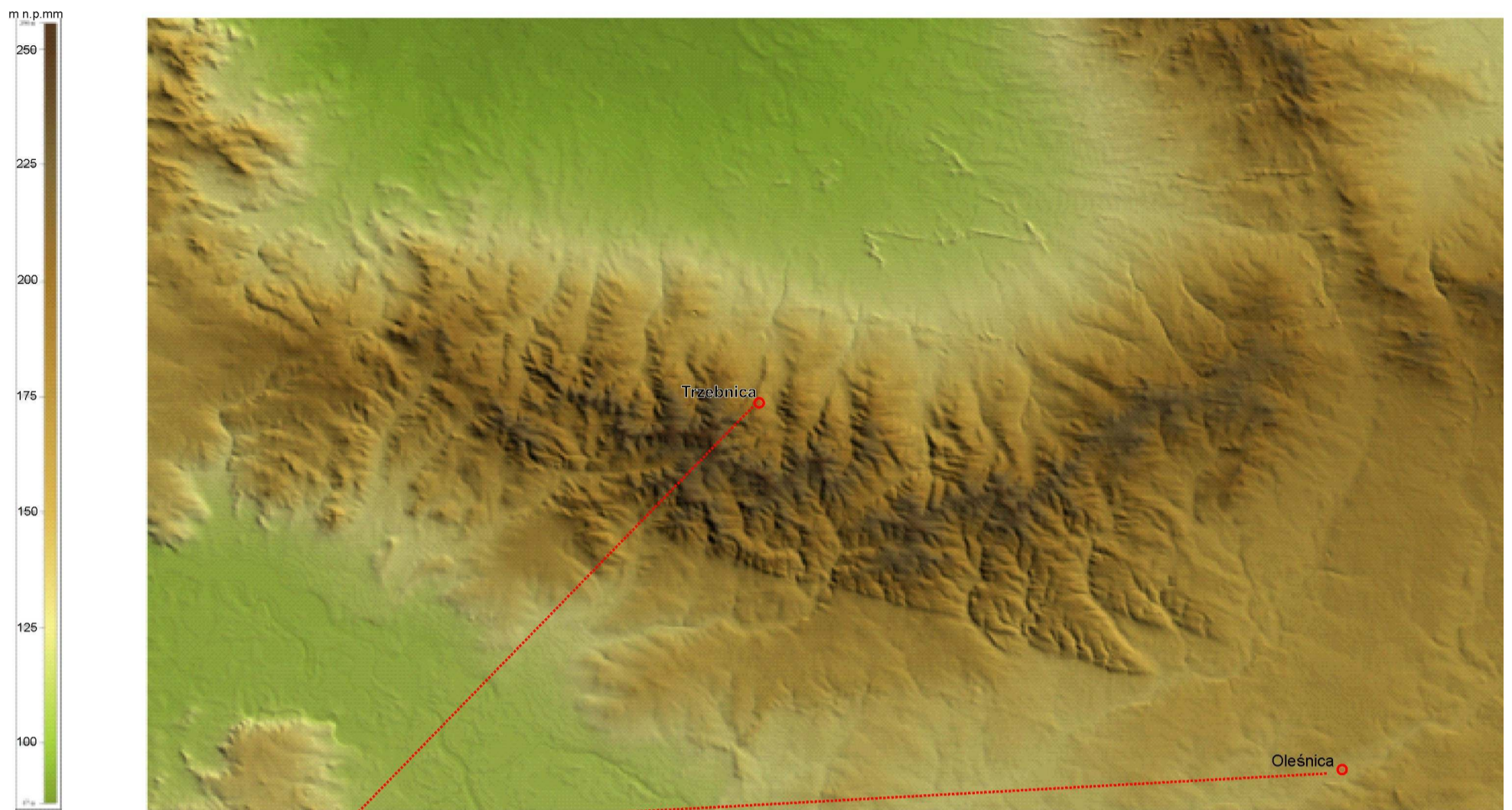

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
- PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY
Młode strefy tektoniczne a warunki geotermalne
w Sudetach w świetle badań geochronologicznych,
strukturalnych i termometrycznych

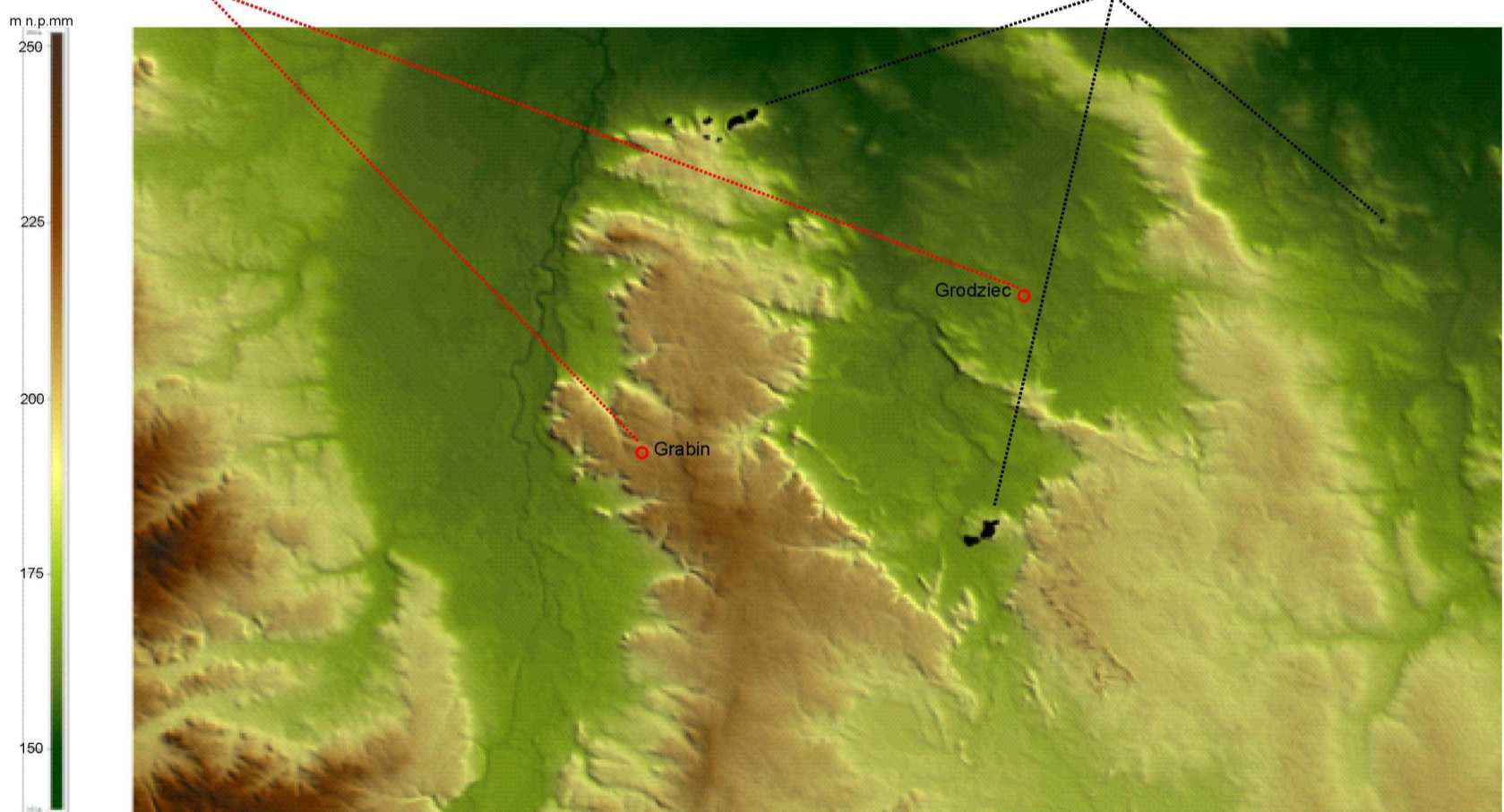
Fig. 2.1.2
Wybrane morfolineamenty
na szczytowych powierzchniach
kryształicznych masywów
obrzeżenia Kotliny Kłodzkiej
wyznaczone na podstawie cyfrowego
modelu terenu LIDAR
na tle mapy geologicznej
w oryginalnej skali 1:200 000





wiercenia, w których stwierdzono występowanie wód termalnych

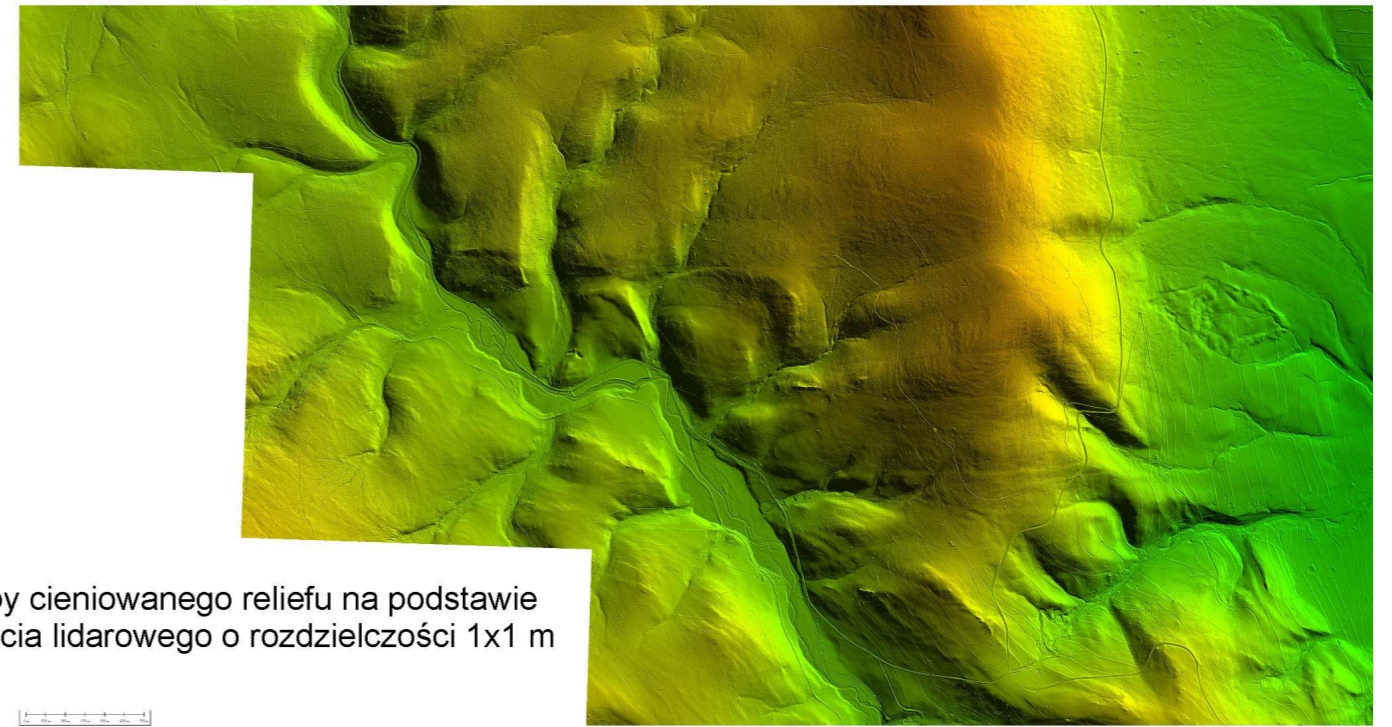
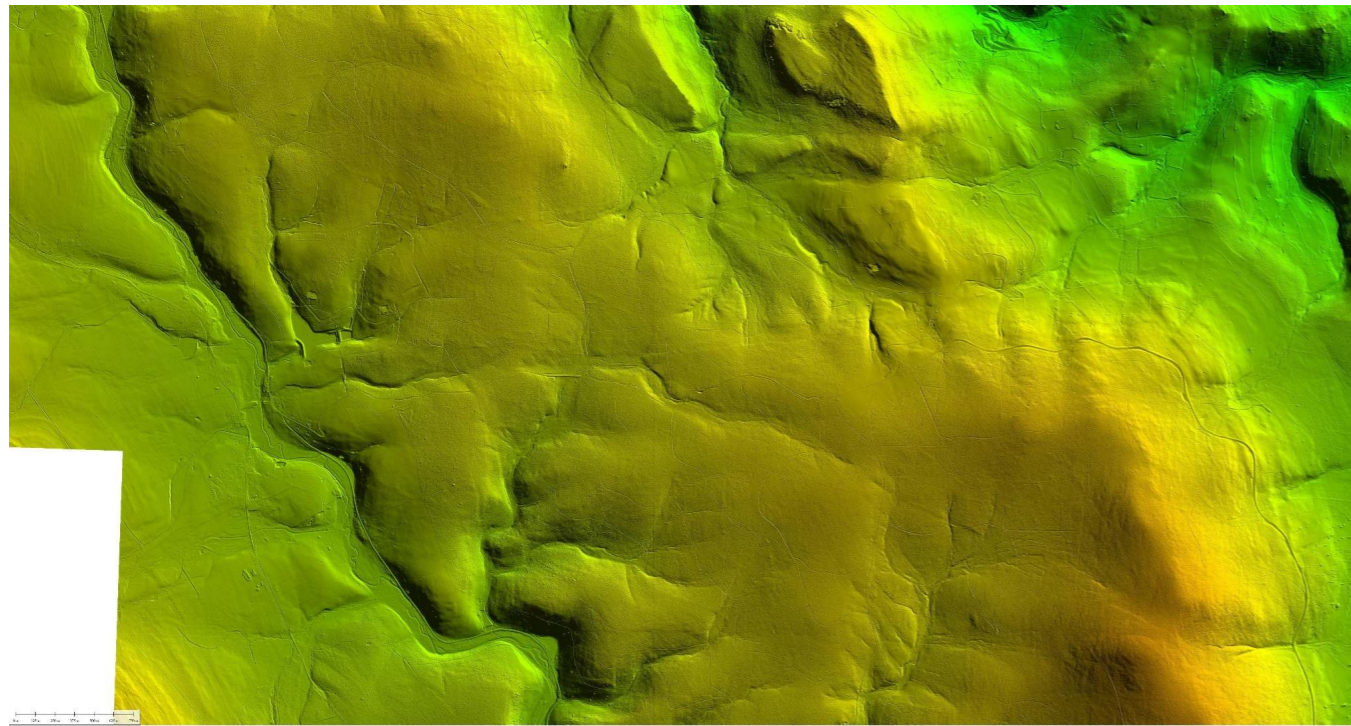
wystąpienia kenozoicznych wulkanitów



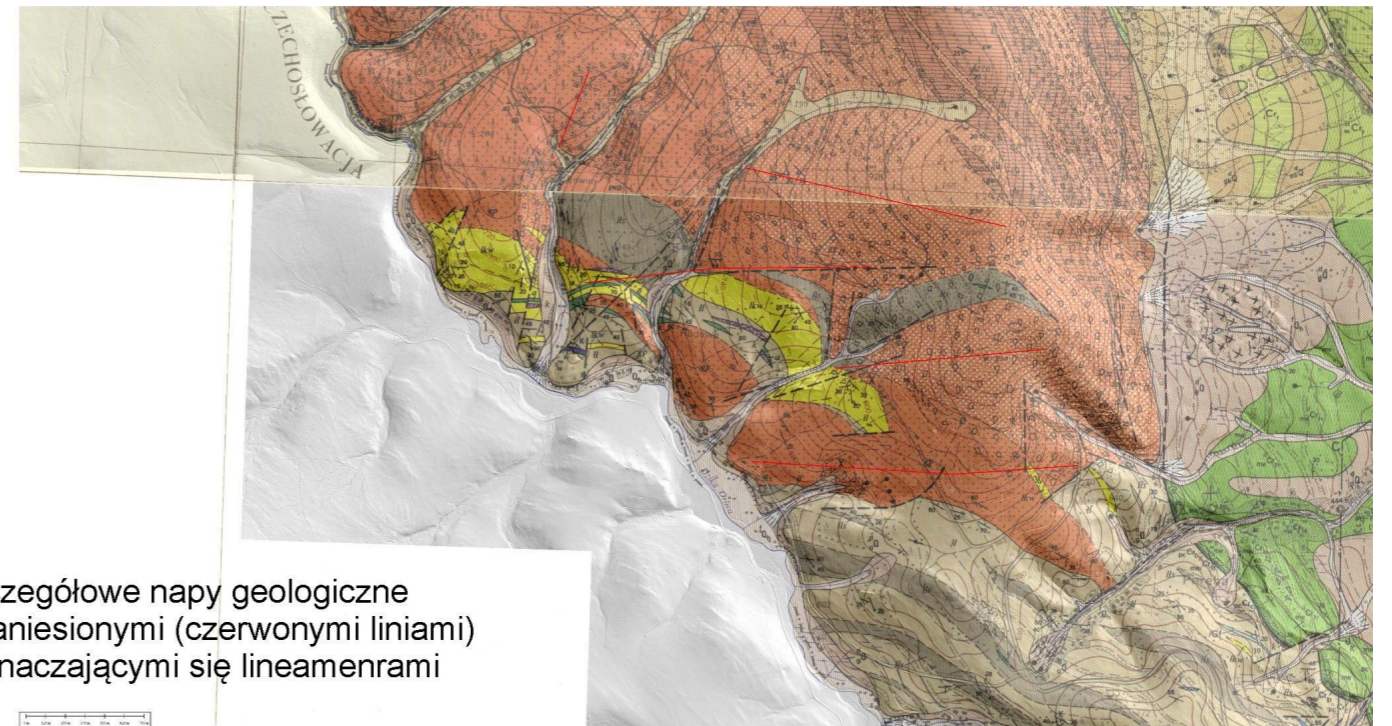
PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
- PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Młode strefy tektoniczne a warunki geotermalne
w Sudetach w świetle badań geochronologicznych,
strukturalnych i termometrycznych

Fig.2.1.3
Prostoliniowe krawędzie morfologiczne
Wzgórz Trzebnickich
i Wału Niemodlińskiego
o potencjalnie tektonicznej genezie
(na podstawie - Badura , Przybylski, 2005)



Mapy cieniowanego reliefu na podstawie zdjęcia lidarowego o rozdzielczości 1x1 m



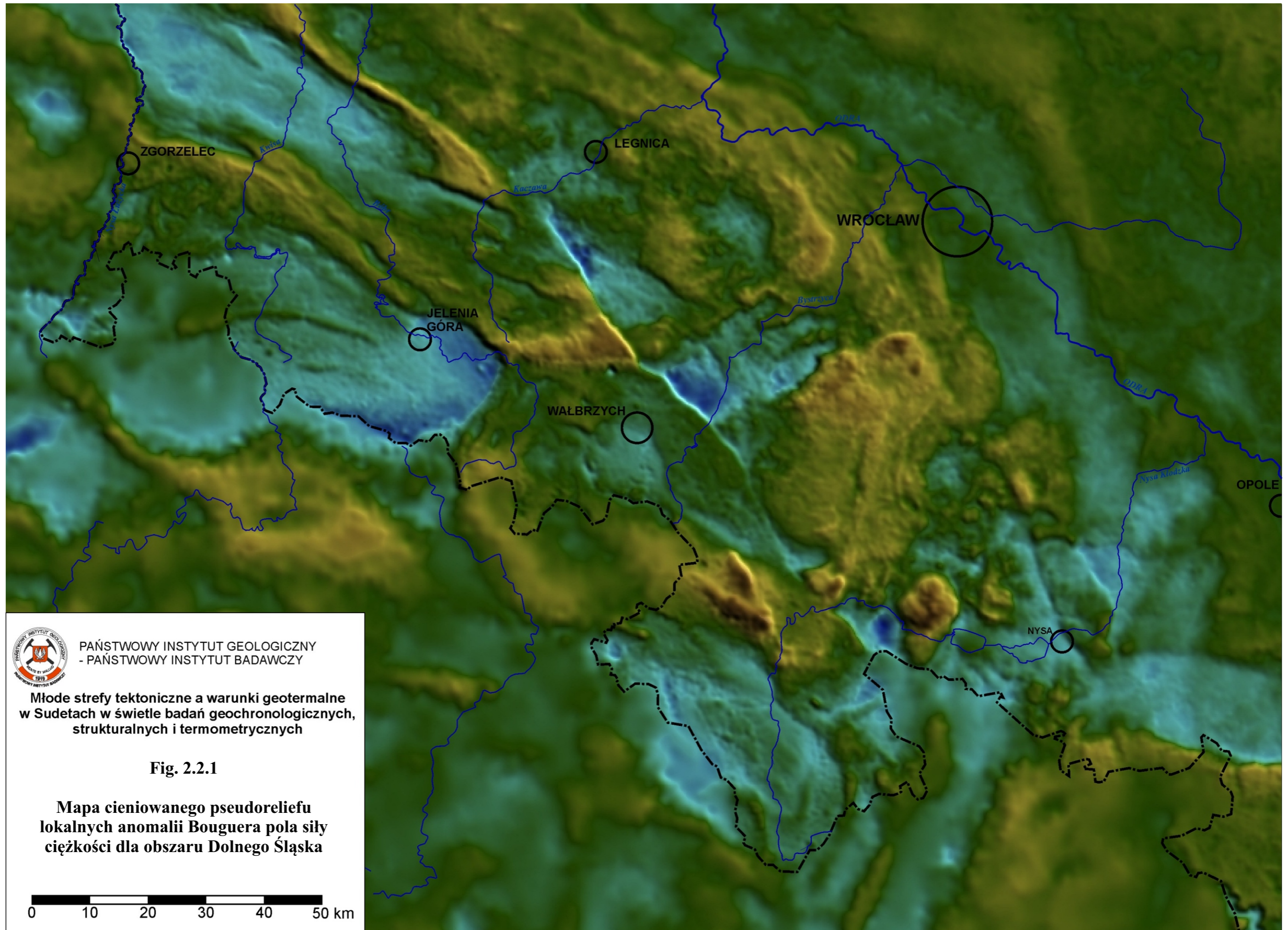
Szczegółowe napy geologiczne z naniesionymi (czerwonymi liniami) zaznaczającymi się lineamentami



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
- PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Młode strefy tektoniczne a warunki geotermalne
w Sudetach w świetle badań geochronologicznych,
strukturalnych i termometrycznych

Fig. 2.1.4
Lineamenty na szczytowej powierzchni
Gór Bystrzyckich na mapach
cieniowanego reliefu w porównaniu
z obrazem map geologicznych
w oryginalnej skali 1:25 000



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
- PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

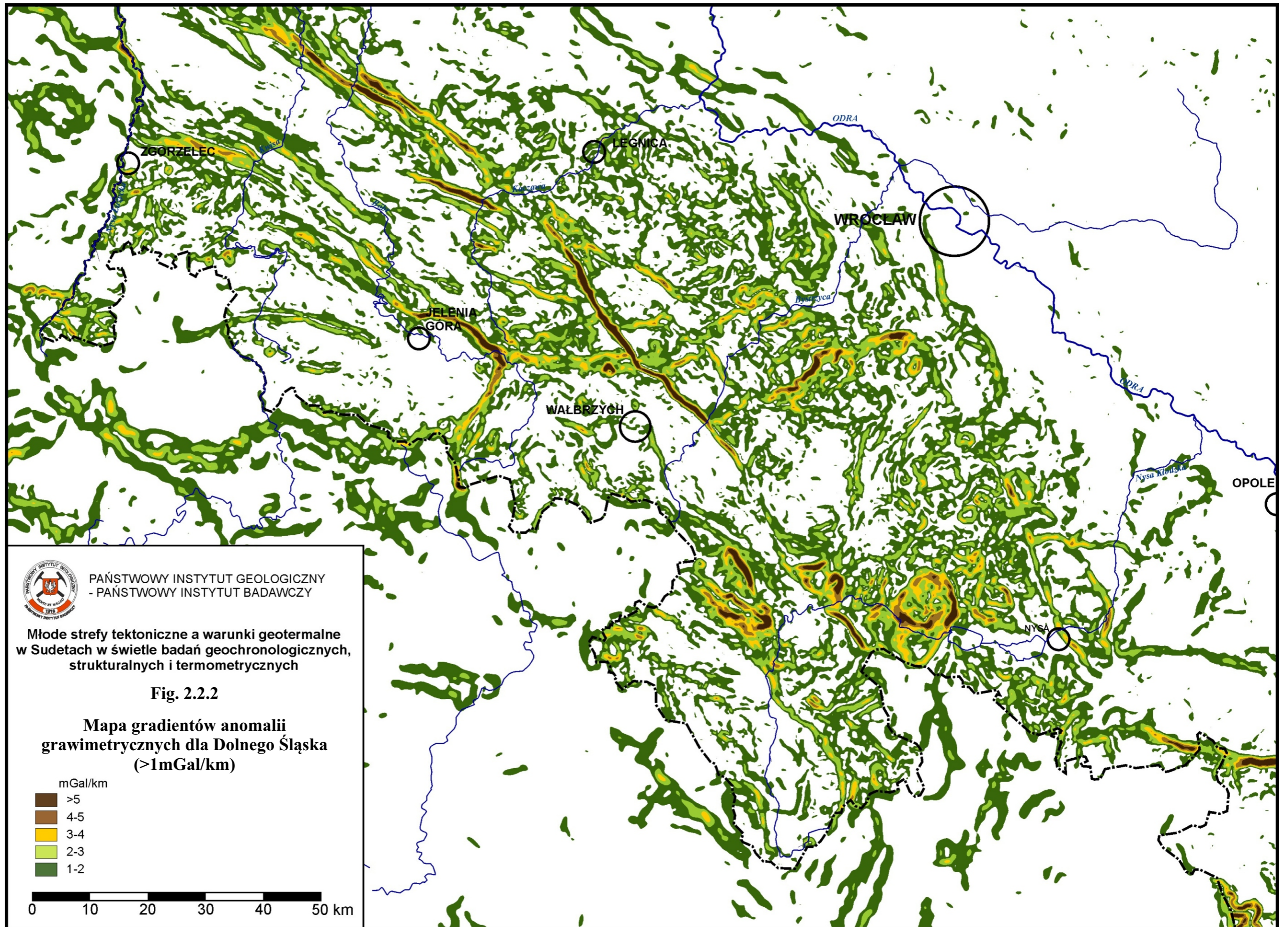
Młode strefy tektoniczne a warunki geotermalne
w Sudetach w świetle badań geochronologicznych,
strukturalnych i termometrycznych

Fig. 2.2.1

**Mapa cieniowanego pseudoreliefu
lokalnych anomalii Bouguera pola siły
ciężkości dla obszaru Dolnego Śląska**

0 10 20 30 40 50 km

15 10 5 0 -5 -10 mGala



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
- PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Młode strefy tektoniczne a warunki geotermalne
w Sudetach w świetle badań geochronologicznych,
strukturalnych i termometrycznych

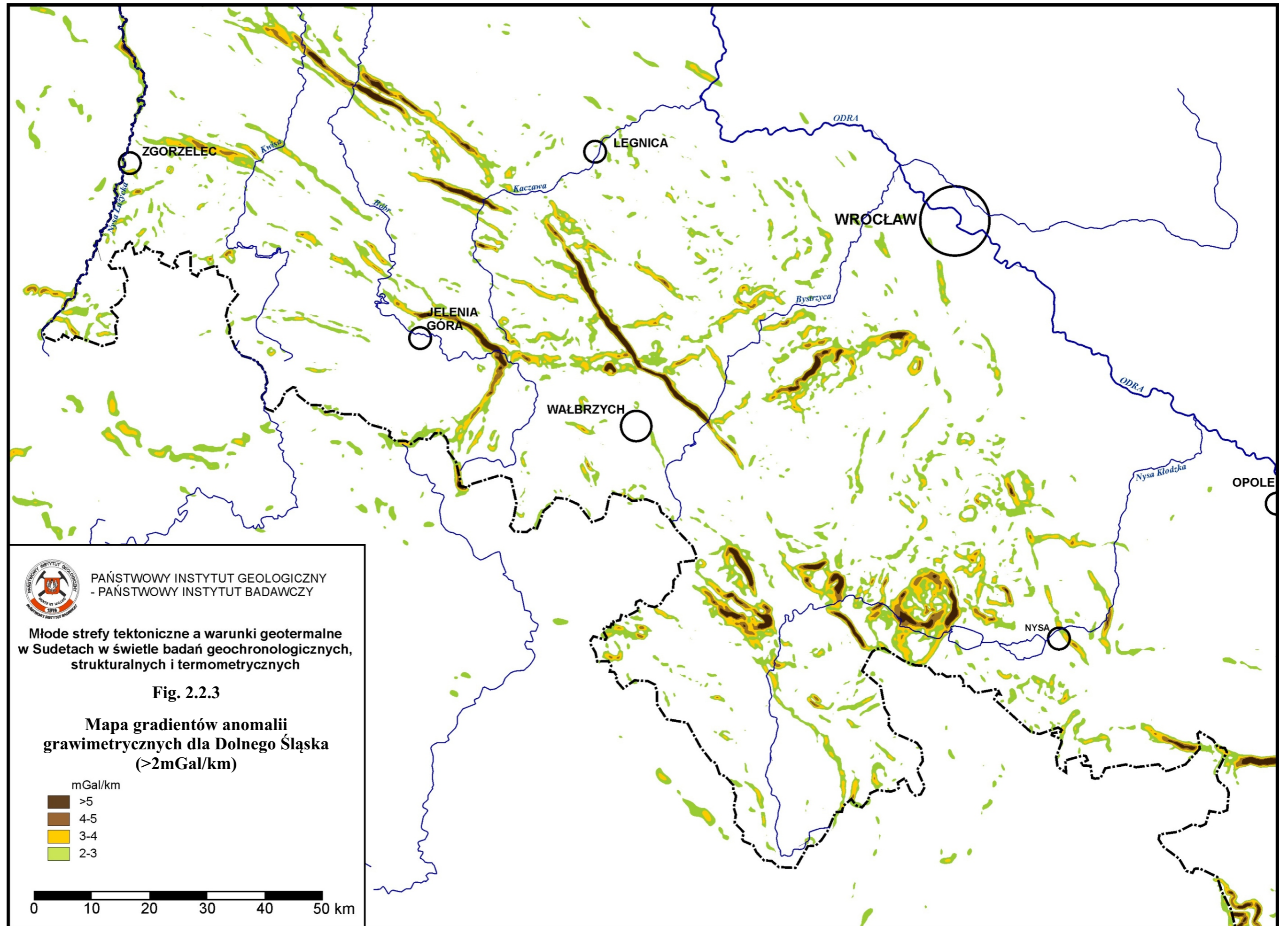
Fig. 2.2.2

Mapa gradientów anomalii
grawimetrycznych dla Dolnego Śląska
(>1mGal/km)

mGal/km

Dark Brown	>5
Brown	4-5
Yellow	3-4
Light Green	2-3
Dark Green	1-2

0 10 20 30 40 50 km

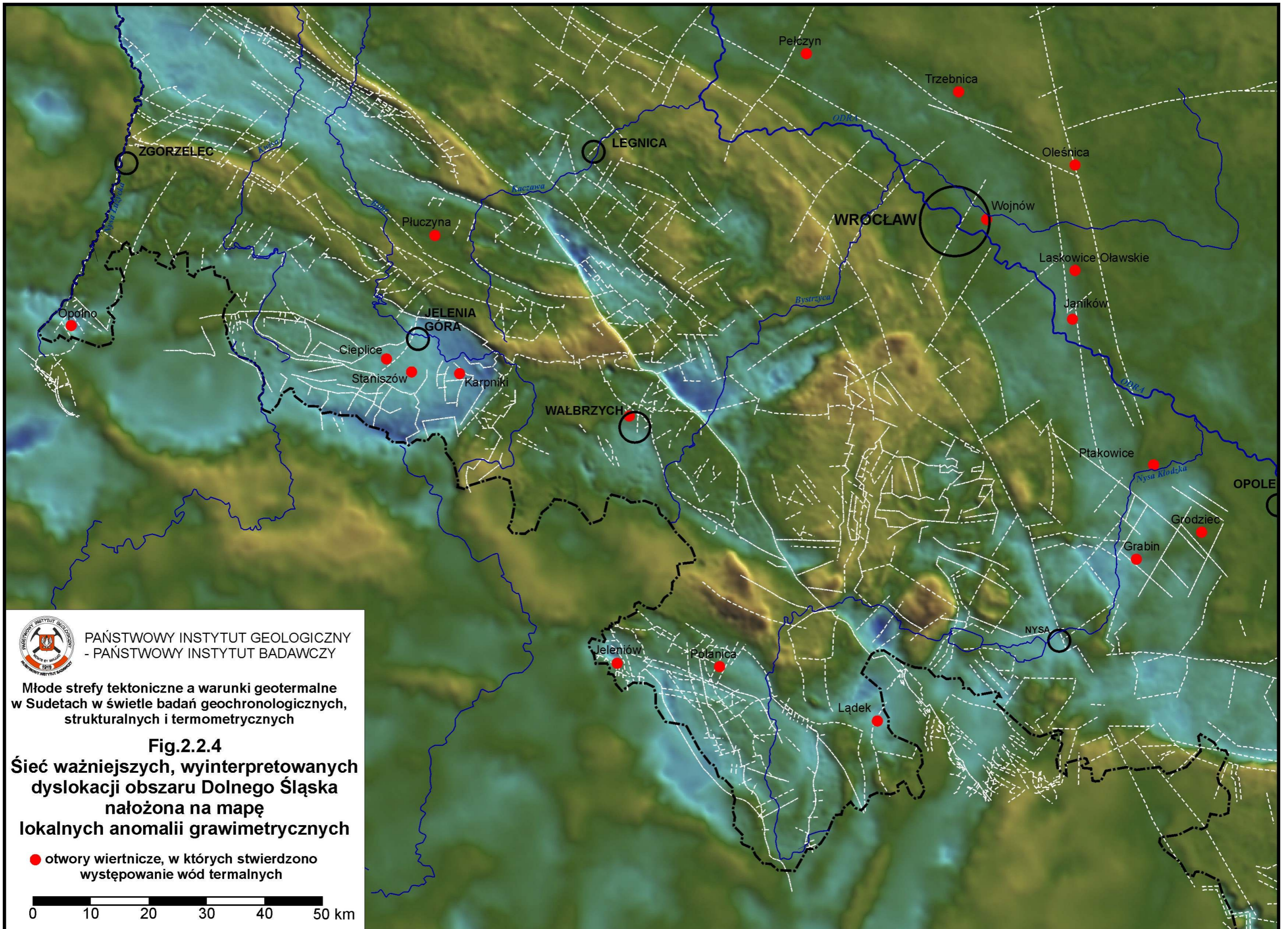


PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
- PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Młode strefy tektoniczne a warunki geotermalne
w Sudetach w świetle badań geochronologicznych,
strukturalnych i termometrycznych

Fig. 2.2.3

Mapa gradientów anomalii
grawimetrycznych dla Dolnego Śląska
(>2mGal/km)



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
- PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Młode strefy tektoniczne a warunki geotermalne
w Sudetach w świetle badań geochronologicznych,
strukturalnych i termometrycznych

Fig.2.2.4

**Ścież ważniejszych, wyinterpretowanych
dyslokacji obszaru Dolnego Śląska
nałożona na mapę
lokalnych anomalii grawimetrycznych**

● otwory wiertnicze, w których stwierdzono
występowanie wód termalnych

0 10 20 30 40 50 km