PAŃSTWOWA SŁUŻBA GEOLOGICZNA
PAŃSTWOWY
INSTYTUT GEOLOGICZNY
Biuletyn 32

SERVICE GÉOLOGIQUE DE POLOGNE
INSTITUT
GÉOLOGIQUE DE POLOGNE
Bulletin 32

P.1214/47

316

SPRAWOZDANIE Z BADAŃ HYDROGEOLOGICZNYCH W R. 1946

(z 9 tablicami i 2 figurami w tekście)

REPORT OF HYDROGEOLOGICAL RESEARCHES IN 1946

(with 9 plates and 2 figures in the text)

WARSZAWA
Skład Główny: Państwowy Instytut Geologiczny, Rakowiecka 4
1947

PAŃSTWOWA SŁUŻBA GEOLOGICZNA
PAŃSTWOWY
INSTYTUT GEOLOGICZNY

Biuletyn 32

SERVICE GÉOLOGIQUE DE POLOGNE
INSTITUT
GÉOLOGIQUE DE POLOGNE

Bulletin 32

SPRAWOZDANIE Z BADAŃ HYDROGEOLOGICZNYCH W R. 1946

(z 9 tablicami i 2 figurami w tekście)

REPORT OF HYDROGEOLOGICAL RESEARCHES IN 1946

(with 9 plates and 2 figures in the text)

WARSZAWA
Skład Główny: Państwowy Instytut Geologiczny, Rakowiecka 4
1947

P.1214/47

Rękopis złożono w P. I. G.

Zatwierdzono do druku 2.VIII.1947 r.

Dyrektor Jan CZARNOCKI

P. 239/60

Redaktor Techniczny — Stanisław KRAJEWSKI

Oddano do druku 2/VIII 1947 r. — Druk ukończono 20/IX 1947 r.

Drukarnia „Automa", Warszawa, Wileńska 7. B-38493.

SPRAWOZDANIE Z BADAŃ HYDROGEOLOGICZNYCH W R. 1946

(z 9 tablicami i 2 figurami w tekście)

REPORT OF HYDROGEOLOGICAL RESEARCHES IN 1946

(with 9 plates and 2 figures in the text)

SPIS RZECZY — CONTENTS

Stanisław SOKOŁOWSKI.

Osuwisko w Sadowiu w przekopie linii kolejowej Tunel — Kraków (z 1 fig. w tekście i 4 tabl., I — IV) 5

Landslide in Sadowie in the railway cutting Tunel — Cracow (with 1 fig. in the text and 4 pl., I — IV) 22

Józef GOŁĄB.

Krótka charakterystyka źródeł okolic Krzeszowic (z 2 tabl., V—VI) 26

Short characteristics of the springs in the Krzeszowice region, near Cracow (with 2 pl., V — VI) 36

Józef GOŁĄB.

Hydrogeologia zachodniego pasma Gubałowskiego (z 1 fig. w tekście i 1 tabl., VII) 39

Hydrogeological charakteristics of the Gubałówka Range near Zakopane (with 1 fig. in the text and 1 pl., VII) 45

Bogumił KRYGOWSKI.

Sprawozdanie z badań terenowych na Dolnym Śląsku w r. 1946 (z 2 tabl., VIII — IX) 47

Report of the geological field works in Lower Silesia in 1946 (with 2 pl., VIII — IX) 54

Stanisław SOKOŁOWSKI

OSUWISKO W SADOWIU W PRZEKOPIE LINII KOLEJOWEJ TUNEL — KRAKÓW

(z 1 fig. w tekście i 4 tabl., I — IV)

LANDSLIDE IN SADOWIE IN THE RAILWAY CUTTING TUNEL — CRACOW

(With 1 fig. in the text and 4 pl., I — IV)

W s t ę p

W r. 1934 zakończono budowę linii kolejowej Tunel — Kraków, dającej najkrótsze połączenie Warszawy z Krakowem. Bezpośrednio po otwarciu tej linii nastąpiły wydarzenia, które w swym najwyższym nasileniu doprowadzały nawet do kilkudniowych przerw w ruchu kolejowym. Oto na odcinku między przystankiem Polanowice a stacją Łuczyce (fig. 1) poczęły osuwać się masy iłu i gliny budujące zbocza głębokiego na kilkanaście metrów, a niespełna 1 km długiego przekopu we wsi Sadowie. Osuwający się materiał zasypywał tor bądź też nawet wywoływał wypchnięcie mas iłu dna wkopu wraz z torem ku górze do wysokości 1 m. Osuwanie się mas ziemnych powtarzało się od chwili wykonania przekopu, więc od r. 1934 do r. 1942. Zjawisko to powstawało szczególnie często i miało ostry przebieg na początku tego okresu. Później nastąpiło uspokojenie, przerwane ponownym katastrofalnym osunięciem w r. 1942.

Mimo ogromnych trudności, jakich przysporzyły kolei osuwiska w Sadowiu, ruch kolejowy — poza paroma kilkudziesięciogodzinnymi przerwami — został utrzymany. Osuwanie się ziemi zwalczono przy pomocy brygad robotniczych i ogromnego wkładu pieniężnego, idącego w setki tysięcy złotych (lata przed r. 1939). Prace, jakie przy tym wykonano, nie miały jednak dostatecznej podstawy w szczegółowych badaniach

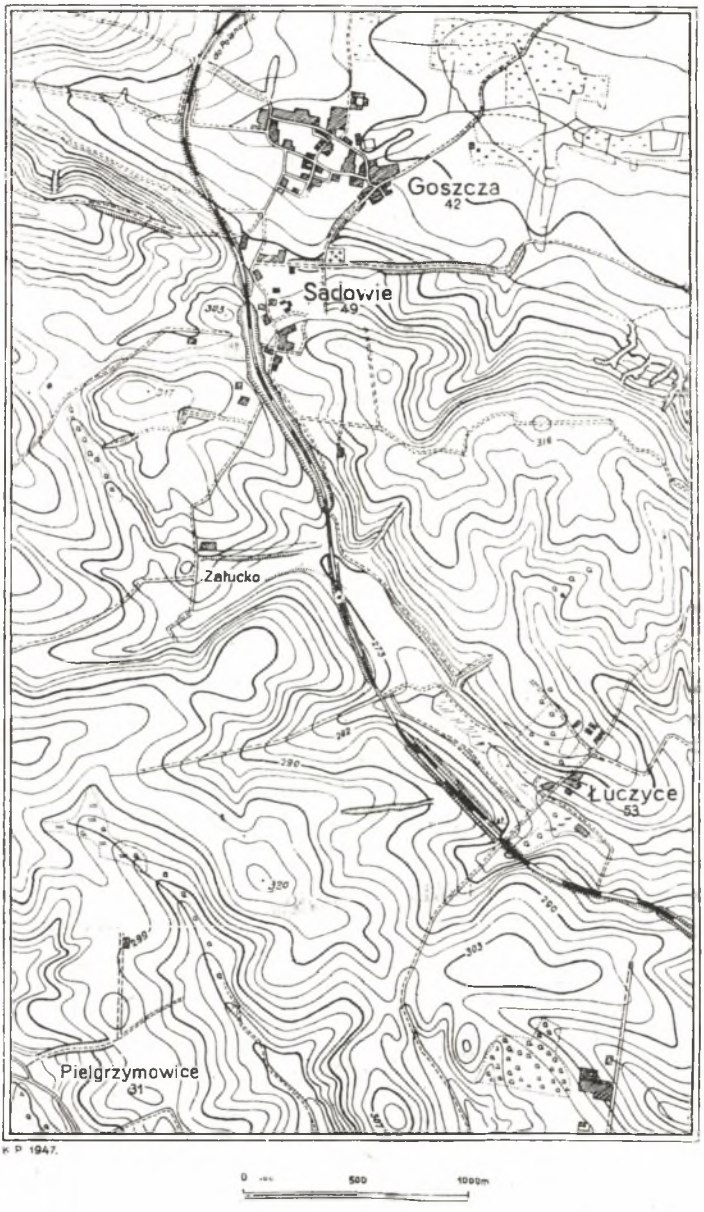


Fig. 1. Mapka sytuacyjna przekopu kolejowego w Sadowiu.
Topographical map of the railway cutting in Sadowie.

geologicznych. Oczywiście po wybudowaniu linii, gdy władze kolejowe zmuszone były dążyć tylko do utrzymania ruchu, nie było czasu na zorganizowanie szczegółowych studiów geologicznych, które w normalnym porządku rzeczy winne były poprzedzić ostateczne wytrasowanie linii.

Osuwiska w Sadowiu są typowym przykładem, ile drobny stosunkowo a niedoceniony fragment budowy jakiegoś regionu geologicznego może przyczynić trudności w wykonaniu i eksploatowaniu obiektów technicznych. Z tego powodu przykład Sadowia zasługuje bardzo na bliższe zaznajomienie się z całym problemem.

Na życzenie Okręgowej Dyrekcji Kolei w Krakowie przeprowadziłem z ramienia Państwowego Instytutu Geologicznego badania w r. 1945, które miały dać podkład geologiczny dla wyboru środków technicznych celem zlikwidowania osuwiska. W badaniach tych współpracowała mgr I. Jurkiewiczowa, która wykonała badania terenowe dla mapy geologicznej w skali 1 : 1000 oraz kontrolę wierceń.

Sytuacja terenowa przekopu

Projektowana linia kolejowa miała do pokonania w okolicy Sadowia teren pagórkowaty, którego najwyższym wyniesieniem biegnie dział wód między dorzeczem Szreniawy od strony północnej a dorzeczem Dłubni od południa. Obszar wyżynny, na którego północnych zboczach leży wieś Sadowie, tworzą dwa wzgórza: zachodnie, izolowane o wys. 317 m n. p. m. i wschodnie o krętym biegu linii grzbietowej, nieco wyższe. Oba wzniesienia rozdzielone były szeroką przełęczą o wysokości okrągło 300 m n. p. m. Od przełęczy ku SSE spadał niegłęboki parów uchodzący do doliny potoku płynącego przez Łuczyce ku Luborzycy. Na północ od przełęczy opadał teren płytką dolinką ku zachodowi. Podobnie niegłębokie zaklęśnięcie biegnie wprost ku północy przez samą wieś Sadowie. Między obu dolinkami wznosi sie małe, o dość wyraźnym zrównaniu szczytowym wzgórze 302,69 m, ograniczone od zachodu i północy ostro i stosunkowo głęboko, bo do 273 m n. p. m. (przy przepuście kolejowym) wciętym jarem.

Przekop kolejowy został poprowadzony wzdłuż wąwozu od strony południowej przez przełęcz i wzdłuż wschodniego zbocza wzgórza 302,69 m. Głębokość przekopu była największa w okolicy przełęczy. W nieruszonym tutaj zboczu zachodnim w kilometrze 32,00, tj. w punkcie szczytowym linii kolejowej w odcinku Sadowia, od którego tor opada ku północy i południowi, wynosi 13,05 m (rzędna toru 287,65, górna krawędź zbocza 300,70 m). Wskutek osuwania się zboczy gardziel dawnego przekopu rozszerzyła się znacznie, szczególnie po stronie zachodniej. Przez uporząd-

kowanie osuwisk we wschodnim zboczu powstały tylko dwa stopnie od 0—10 m szerokie, o profilu poprzecznym poziomym, w podłużnym zaś opadające ku torowi i w swych najwyżej wyniesionych punktach nie wybiegające ponad dolną połowę zbocza. Stopnie swymi zakończeniami zachodzą częściowo na siebie, przy czym skrzydło stopnia północnego leży kilka metrów nad skrzydłem stopnia południowego.

W zachodnim zboczu zachowały się z początkowych robót regulacyjnych dwie nisze osuwiskowe. Dno nisz wznosi się około 3 m nad torem. Na zboczu niszy południowej powstały wskutek dalszego zesuwania się dwa stopnie: dolny około 4 m szerokości i górny nieco węższy. Zbocza niszy północnej zmianom nie uległy. Wskutek wcięcia się niszami we wzgórze na zachód od toru wzrosła tutaj ogólna głębokość wcięcia przekopu. W niszy południowej w kilometrze 31,964 górna krawędź zbocza wznosi się nad torem do 15,82 m (tor 287,14, krawędź 302,96), w niszy północnej przy kilometrze 31,703 do 16,03 m (tor 285,11, krawędź 301,14).

Osuwisko powstałe w r. 1942 jest do chwili obecnej nie opanowane. Obrywa ono wschodnie zbocza wzgórza 302,69 (por. mapę geol.), które ucięte jest 8-metrową ścianką wznoszącą się nad osuniętymi zwałami ziemnymi. Różnica wysokości między torem a górną krawędzią ścianki wynosi 16,81 m (tor 284,81, krawędź 301,62).

Długości nisz osuwiskowych, mierzonych równolegle do toru wynoszą: południowej — 112 m, środkowej — 60 m, północnej (we wzgórzu 302,69) — 110 m.

Budowa geologiczna

Kreda i miocen

Najstarszy utwór — m a r g l e k r e d o w e (senon) ukazują się na powierzchni tylko w północnej części obszaru zdjętego, tj. w polach obok cmentarza w Sadowiu oraz w stromo wciętych zboczach wąwozu biegnącego na zachód i północ od wzgórza 302,69. Na południe od górnego, tj. południowego, końca wspomnianego wąwozu stwierdzono w wierceniu na wodę dla pobliskich zabudowań margle kredowe pod cienką pokrywą lessu (0,5 m). Wskazywałoby to, że również kulminacja wzgórza 317 m może być pod lessami zbudowana z kredy.

Formacją odgrywającą główną rolę w osuwiskach przekopu jest m i o c e n. Pod względem petrograficznym składa się on, zdaje się, wyłącznie z monotonnie wykształconych iłów. Wprawdzie jedno z wierceń przebiło pod iłami 1,5 m skały białawej, kruchej, marglistej, jednak jej

przynależność do miocenu jest wątpliwa. Wiercenie to, które przebiło cały kompleks iłów mioceńskich, wykazało, że podlegają one tylko nieznacznym zmianom barwy, w ogólności sinoszarej. Podkreślamy, że żadnych wkładek, które makroskopowo można by określić jako piaszczyste, nie stwierdzono.

Płat miocenu w Sadowiu zajmuje przestrzeń niespełna 1 km²; ku północy nie przekracza parowu, przez który tor kolejowy przechodzi nasypem. Ku zachodowi stwierdzono miocen przy kopaniu studni pod wzgórzem 317 w odległości 320 m od osi toru. Granica południowa miocenu, przykryta utworami dyluwialnymi, nie sięga ku południowi zapewne więcej niż 100 m poza koniec przekopu. Na wschód od przekopu zasięg miocenu jest b. ograniczony, gdyż, jak można sądzić ze zwietrzelin w utworach dyluwialnych, kulminacja wschodnich wzgórzy Sadowia zbudowana jest już z margli kredowych. Na pierwotnej, naturalnej powierzchni terenu ił mioceński nigdzie nie występuje w postaci typowej, niezmienionej. Utwory ilaste, powstałe prawdopodobnie ze zwietrzenia i przerobienia iłu, występują tylko na tarasowym zrównaniu zbocza wzgórza na południe od cmentarza. W odkrywkach sztucznych poza przekopem kolejowym ił ukazuje się w stromym podcięciu drogi biegnącej przez Sadowie na wschód od toru kolejowego.

W przekopie kolejowym iły ukazują się w jego dnie na przestrzeni od kilometra 31,600 do kilometra 32,170.

Sprawa grubości iłów mioceńskich, ukształtowania powierzchni kontaktu z marglami kredowymi uzyskała nowe oświetlenie dzięki wynikom wiercenia oznaczonego na mapie II P, które dotarło do spągu iłów w głębokości 25 m. Ponieważ, jak wynika z mapy w punkcie wiercenia, przekop został wpuszczony w iły mioceńskie do głębokości 5 m, więc grubość całkowita kompleksu iłów wynosiła tutaj 29 m. Z tej niespodziewanie wielkiej miąższości iłów wynika wniosek, że powierzchnia kredy pod miocenem jest jeszcze więcej nierówna, niżby to wynikało z przebiegu granicy utworów kredowych i mioceńskich na powierzchni terenu. Liczbowe ujęcie tej deniwelacji wyraża się w ten sposób, że między spągiem iłów mioceńskich w wierceniu a najbliższym punktem pojawiania się na powierzchni terenu margli kredowych (na północnym zboczu wzgórza 302,69) różnica wzniesień równa się 37 m. Ponieważ odległość w rzucie poziomym obu punktów wynosi 137 m, więc spadek 137 do 37 jest 27%, czyli okrągło 15°. Ponieważ wyniesienie nad poziom morza tej wychodni kredy na wzgórzu wynosi 297,58, w wierceniu zaś spąg iłów — 259,81, więc w najprostszym przypadku liczyć się musimy z tym, że powierzchnia

kredy opada równią pochyłą od tej wychodni na wzgórzu pod przekop kolejowy (por. tabl. I). Płat miocenu leży zatem w zagłębieniu powierzchni kredy.

Dla określenia genezy tego zagłębienia możemy oprzeć się na obserwacjach stosunku miocenu do starszego podłoża w najbliższej okolicy Krakowa. W licznych odkrywkach sztucznych widać tu, że utwory mioceńskie transgredują na bardzo nierównej powierzchni wapieni jurajskich a po części margli kredowych. Osady miocenu — w przeważającej części iły — wypełniają głębokie doliny pomiędzy wzgórzami zbudowanymi głównie z wapieni jurajskich, spoczywając normalnie bez widocznych śladów późniejszych zaburzeń tektonicznych na stromo opadających skalnych zboczach. Znaczy to, że silne urzeźbienie powierzchni jury i kredy jest wynikiem procesów tektonicznych a przede wszystkim erozji lądowej, jakiej ulegały te utwory po ustąpieniu morza kredowego a p r z e d z a l e w e m morza mioceńskiego. Pokrycie silnie urzeźbionego lądu przez wody wkraczającego morza mioceńskiego nastąpić musiało stosunkowo szybko. Wskutek tego niszczące działanie kipieli morskiej u linii brzegowej nie zdążyło w większym stopniu zmienić przedmioceńskiego reliefu lądowego. Na dawnym, zanurzonym pod powierzchnię morza i silnie urzeźbionym lądzie osadziły się materiały detrytyczne, głównie ilaste, pod którymi zachował się dawny relief do chwili obecnej. Oczywiście stosunki obserwowane w okolicy Krakowa nie wykluczają istnienia pomioceńskich ruchów tektonicznych, które mogły zdeformować pierwotną powierzchnię kontaktu miocenu krakowskiego ze starszym podłożem. W każdym razie jednak efekty strukturalne tych ruchów nie zatarły starszego od nich obrazu reliefu podłoża miocenu.

W przypadku Sadowia możemy więc przypuszczać z dużym prawdopodobieństwem, że zaklęśnięcie w powierzchni kredy pod iłami mioceńskimi jest pochodzenia erozyjnego. O ukształtowaniu tego zaklęśnięcia nic bliższego niestety nie wiemy, gdyż kredę pod miocenem nawiercono w jednym tylko otworze.

Nieco więcej można powiedzieć o ukształtowaniu stropu iłów mioceńskich, aczkolwiek daje się dotkliwie odczuwać brak wierceń poza przekopem, które rzuciłyby światło na tę niezmiernie ważną pod względem praktycznym sprawę. Najwyżej poza osuwiskiem, w północnej części przekopu, wyniesiony punkt 290,2 m n. p. m. powierzchni stropowej iłów mioceńskich znajduje sie — jeżeli pominiemy wątpliwe utwory (miocen? dyluwium?) na wzgórzu nad cmentarzem — w zachodnim zboczu przekopu kolejowego na kilometrze 31,852 (tabl. II). W stosunku zatem do po-

wierzchniowego działu wód, biegnącego przez wzgórza Sadowia i dawną przełęcz między nimi, która leżała przed wykonaniem przekopu prawdopodobnie w kilometrze 32,000, przesunięta jest kulminacja miocenu ku północy. Od kulminacji tej opada powierzchnia iłów we wszystkich kierunkach. Ku północy spadek jest najpierw łagodny, gdyż przy kilometrze 31,700 we wschodnim zboczu strop iłów ma wysokość ok. 288,3 (spadek ok. 1%), po czym powierzchnia opada stromiej ku północnemu-wschodowi, gdyż w północnej części wsi Sadowie ił mioceński sięga tylko do 280,0 m (spadek ok. 4,15%). Od kulminacji powierzchnia iłów opada w przekopie ku południowi, gdyż zanikają one tu pod osadami dyluwialnymi w kilometrze 32,170 na wysokości 287,00 m we wschodnim zboczu przekopu. Ponieważ w zachodnim zboczu sięgają iły tylko do km 32,100, a studnia przy domach 60 m na zachód od przekopu osiągnęła podobno iły dopiero w głębokości 284,0 m, więc przypuszczalny strop iłów zapada od przekopu ku południowemu-zachodowi.

Jakie ukształtowanie ma strop miocenu we wzgórzu na zachód od nowego osuwiska w północnym końcu przekopu — nie wiemy. Z obserwacyj wychodni iłów w zachodnim zboczu przekopu na południe od osuwiska wynika, że od kulminacji 290,2 do południowego brzegu osuwiska powierzchnia iłów opada, gdyż kontakt z dyluwium przy osuwisku znajduje się w wysokości 288,5 m.

Natomiast w morenie osuwiskowej iły mioceńskie dochodzą, jak wykazały wiercenia (V P) oraz występowania iłów na powierzchni moreny osuwiskowej, do niezwykłej wysokości 290,0 m (por. tabl. II i IV). Można wprawdzie przypuszczać, że iły mioceńskie zostały tutaj wypchnięte ruchem osuwiska, ale najprawdopodobniej jeszcze przed powstaniem osuwiska iły tworzyły tu znaczne stosunkowo wyniesienie.

Utwory czwartorzędowe

Kreda i miocen w okolicy Sadowia pokryte są płaszczem utworów dyluwialnych o zmiennej grubości. Zazwyczaj osady tego typu określane są na mapach geologicznych przeglądowych jako less. Jednak w dobrych odsłonięciach widać, że są to utwory znacznie od typowych, czystych lessów odmienne.

W północnym zakończeniu stromej ścianki nad nowym osuwiskiem ukazuje się najniżej brunatna glina z żwirem skał krystalicznych i margli kredowych, będąca zapewne szczątkowym osadem morenowym. Tworzy ona cienkie warstewki około 10 cm grube, rozdzielone lokalnie kilku-

dziesięciu centymetrową warstewką siwego mułku. Nad tym leżą żółtobrunatne mułki zbliżone zewnętrznym wyglądem do lessu. W środkowej, najdalej na zachód wysuniętej części wysokiego urwiska osuwiskowego odsłaniają się nieruszone pokłady dopiero około 7 m poniżej górnej krawędzi urwiska. Ponad masą osuniętą widać od dołu około 4 m grubości kompleks cienko, nieregularnie warstwowanego mułku lessowego, naprzemian jasno — i ciemnordzawego. Nad tym leży 10-centymetrowa warstewka silnie rdzawa z konkrecjami, wyżej 0,5 m siwego mułku z otoczakami kwarcu. Utwory te w mapie geologicznej określone zostały jako „m u ł k i p o d l e s s o w e". Wreszcie w najwyższej części urwiska występuje 2-metrowa warstwa lessu. Od lessu typowego różni się jednak tym, że zawiera w zmiennej ilości domieszkę drobnego druzgotu z margli kredowych. „L e s s y" wydzielone na mapie geologicznej wszędzie mają ten sam charakter. Lessy czyste, bez domieszki ułamków kredy, występują w partiach szczytowych wzgórzy 317 i na południe od wsi Sadowie.

Miejscami, szczególnie w dolnych częściach zboczy, lessy zawierają domieszkę czarnej substancji organicznej dając „l e s s y z h u m u s e m". W dnach dolinek ilość humusu wzrasta do tego stopnia, że lessy przechodzą w cienkie „t o r f y".

Na stopniach zawieszonych nad parowem, który przecięty jest torem kolejowym na północ od przekopu, występują s t a r s z e o s a d y r z e c z n e składające się z warstwowanych żwirków kredowych tkwiących w przemytym materiale mułkowym.

Wreszcie na dnie wspomnianego parowu leżą o s a d y r z e c z n e w s p ó ł c z e s n e, czyli żwiry kredowe i gliny osadzone przez wody powodziowe.

Jako współczesne utwory sztuczne wyznaczono różnego rodzaju n a s y p y.

S t o s u n k i h y d r o g e o l o g i c z n e

Pod względem przewodzenia i gromadzenia wody osady dyluwialne zachowują się zupełnie odmiennie od iłów mioceńskich. Lessy, jako najbardziej porowate, są najłatwiej przepuszczalne. W wierceniu VIII A obserwowano na granicy lessu i mułków podlessowych wodę i kurzawkę. Mułki podlessowe, składające się z materiału pelitycznego ze słabą domieszką części ilastych, są w stosunku do iłów mioceńskich łatwo przepuszczalne. W obecności wody mułki zachowywać się mogą jak kurzawka. Natomiast iły mioceńskie, przede wszystkim niezmienione ruchami osuwiskowymi, są w porównaniu z utworami dyluwialnymi — nieprzepusz-

czalne. Wody opadowe przesiąkają przez utwory dyluwialne i opierają się na iłach mioceńskich, tworząc — zależnie od ukształtowania ich powierzchni — różnej głębokości zbiorniki wody gruntowej. Oczywiście jest to najogólniejsza reguła, bowiem również w podlessowych warstwach dyluwialnych mogą występować warstwy bardziej ilaste, mniej przepuszczalne, mogące lokalnie zatrzymywać wodę gruntową wśród samych utworów dyluwialnych. Z drugiej strony, jest bardzo prawdopodobne, że woda gruntowa może przenikać do iłów mioceńskich, których przepuszczalność wiązałaby się w takim przypadku z siecią drobnych pęknięć w stropowej strefie iłów, względnie z jakimiś makroskopowo trudnymi do rozpoznania zmianami strukturalnymi. Do tej sprawy powrócimy jeszcze przy omawianiu powstania osuwisk.

Ścisłych materiałów obserwacyjnych, opartych na wierceniach poza przekopem, brak. Dane uzyskane ze studzien są zbyt niedokładne. Zdają się one z reguły potwierdzać przypuszczenie, że studnie czerpią wodę z strefy granicznej dyluwium i miocenu.

Powstanie i skutki osuwisk

Trudności, jakie napotyka utrzymanie ruchu w odcinku Sadowia od chwili ukończenia linii kolejowej, wywołane zostały dwoma czynnikami:

1) wskutek wykonania głębokiego wykopu usunięty został blok ziemny podtrzymujący masy sąsiednie oraz usunięty został nacisk, jaki blok wywierał na swoje podłoże;

2) przekop przebił główny poziom wód gruntowych występujących — jak powiedziano wyżej — w strefie granicznej czwartorzędu i iłów mioceńskich, które odsłonięto na znacznej przestrzeni w dnie przekopu.

Nie podparte masy ziemne w nazbyt stromych zboczach przekopu znalazły się w równowadze chwiejnej. Wody gruntowe, wzmożone jeszcze w pewnym momencie opadami, spowodowały następnie osunięcie się nadległych pokładów zboczy na śliskiej podstawie. Obciążone nadmiernie, iły mioceńskie dolnych części zboczy spękały i poprzecinane zostały licznymi szczelinami. Woda zaciekająca w szczeliny spowodowała rozluźnienie iłów i wciągnięcie ich w ruch osuwiska. Zwiększenie obciążenia podstawy zboczy przez masy osunięte powodowało też parokrotnie wypchnięcie ku górze odciążonego wykopem dna wraz z torem kolejowym.

Zdjęcie terenu wykazało, że pojawianie się osuwisk podlega pewnym regułom geologicznym. Z mapy wynika, że osuwiska powstały wszędzie

tam, gdzie zbocza wkopu przekraczają 5 m wysokości oraz gdzie w zboczach wyższych od 5 m ukazują się w dolnej części iły mioceńskie. Zupełnie jasny w tym względzie jest przykład w południowej części przekopu, gdzie osuwiska kończą się dokładnie niemal w miejscu zapadania miocenu pod nadkład dyluwialny w zboczach. Szczególnie wyraźne jest to w dyluwialnym zboczu zachodnim, przekraczającym 14 m wysokości, blisko 300 m długim, a prawie nieruszonym jednostajnym spadkiem opadającym do dna przekopu. Zjawisko to podkreśla rolę własności fizycznych iłu jako środowiska nieprzepuszczalnego w stosunku do utworów dyluwialnych, chłonącego jednak i trudno oddającego wodę a zarazem plastycznego i stanowiącego idealny „smar" osuwiskowy.

Przekształcenia osuwiskowe przekopu w Sadowiu wykazują dalej wybitną ich asymetrię wzdłuż osi podłużnej przekopu. Mianowicie osuwiska po zachodniej stronie toru wcięły się znacznie głębiej w masyw wzgórzy na zewnątrz od osi przekopu, tj. ku zachodowi, niż osuwiska na przeciwnym zboczu przekopu w analogicznym kierunku, tj. ku wschodowi. Osuwiska po wschodniej stronie toru czynne były tylko pewien ograniczony czas po ukończeniu wkopu. Następnie bowiem drenujące działanie przekopu spowodowało w krótkim stosunkowo czasie obniżenie wód gruntowych w masach ziemnych po wschodniej stronie toru i nastąpiło stosunkowo szybkie ustabilizowanie się zbocza. Natomiast strona zachodnia była predysponowana dla powstania osuwisk. Już przed wykonaniem wkopu było tutaj stare osuwisko na północnym zboczu wzgórza 302,69, obok dziś jeszcze czynnego i największego osuwiska. Oprócz ostatniego są dalej jeszcze dwie obudowane nisze osuwiskowe. W południowej obserwować można jeszcze skutki niedawnych ruchów w postaci stopni na zboczach niszy i spiętrzenia przez nacisk boczny blokowych wypełnień sączków. Przyczyny silniejszej działalności osuwisk po stronie zachodniej toru kolejowego należy, naszym zdaniem, szukać w utrzymywaniu się stref zasilanych w większym stopniu wodą gruntową.

O ile jednak oba południowe osuwiska można w obecnym stanie uważać za opanowane, o tyle trzecie, najdalej wysunięte ku północy, jest czynne w swych skutkach do dnia dzisiejszego. Skutki te są dwojakiego rodzaju. Pierwszy można określić jako k a t a s t r o f a l n y. Przebieg zjawiska był w tym przypadku gwałtowny, krótkotrwały. Masy ziemne, przepojone na skutek długotrwałych opadów wodą, w pewnym momencie zesunęły się w dół. Warstwy lessów i mułków dzięki swym własnościom mechanicznym pękły i zesunęły się wzdłuż kilkometrowej, pionowej ścianki. Zesunięty materiał dyluwialny i mioceński ułożył się w formie

garbu i opadając dwoma stopniami osiągnął tor kolejowy, przy czym wypchnął go nawet ku górze.

Drugim objawem szkodliwej działalności osuwiska, który nazwiemy p r z e w l e k ł y m, jest pojawienie się pod torem wody po każdej kilkudniowej słocie. Że jest to objaw związany z terenem osuwiska, wynika z mapy, na której widać, że zagrożony odcinek toru, wysypany żużlem, pokrywa się niemal dokładnie z zasięgiem osuwiska. Obecność wody w ilastym podtorzu powoduje przy rytmicznych ruchach pionowych i nacisku progów podczas przejazdów pociągów powstanie plastycznej i ciekłej masy wyciskanej między progami. Oczywistą jest rzeczą, że na takiej podstawie progi wykonują pionowe wahania o amplitudzie do 15 cm, a tor deformuje się i nierównomiernie zapada. Dalej, według informacyj służby drogowej, masa osuwiska w porach mokrych, szczególnie w czasie bezmroźnej zimy i z wiosną, wykazuje powolny ruch ku dołowi i powolne wypychanie ku górze plastycznego iłu z podłoża toru. W odcinku toru pokrywającym się z szerokością moreny osuwiskowej podtorze zbudowane jest — jak wspomniano — z żużlu. Materiał ten bowiem, jako lekki i porowaty, okazał się znacznie praktyczniejszy od żwiru, który szybko zapadał się w plastyczno-ciekłej masie iłowej podtorza.

Z opisanych obu zjawisk pierwsze, tj. katastrofalne, nie występowało często, powodując jednak kilkudniowe przerwy ruchu i wysokie koszty uporządkowania linii kolejowej. Największych natomiast trudności przysparza zjawisko drugie. Wymaga ono ciągłego dozoru toru, zmniejsza w pewnym stopniu przelotność linii i zwiększa koszta utrzymania ruchu.

W celu rozpoznania stosunków wodnych wykonano szereg wierceń głównie na obszarze osuwiskowym. Wiercenia rozmieszczono w dwóch kierunkach: wzdłuż toru w odcinku zagrożonym i nieco poniżej niego oraz prostopadle do toru na morenie osuwiskowej aż do jej garbu szczytowego. Dodatkowo wykonano trzy otwory pod pionową ścianką niszy osuwiskowej. Wyniki wierceń przedstawiono na tabl. III. Przebieg wiercenia i zachowanie się otworów podczas przerw pracy i po zakończeniu wiercenia przedstawiono linią wyrażającą w odcinkach opadających pogłębianie otworu przez wiercenie, w odcinkach poziomych — przerwy w pracy, w czasie których głębokość otworu nie uległa zmianie, w odcinkach zaś wznoszących się — podnoszenie się dna otworu na skutek zamulania w czasie przerw, a po zakończeniu wiercenia także wskutek zaciskania i zawałów. W podobny sposób linią przedstawiono pojawianie się i zachowanie zwierciadła wody w otworze. Punkty załamań linii oznaczają wykonanie pomiarów.

Jak wykazały wiercenia, kompleks iłów mioceńskich jest makroskopowo zupełnie jednostajny i żadnej wkładki piaszczystej, która mogłaby być horyzontem wodonośnym, absolutnie nie posiadają. Mimo to jednak wszystkie wiercenia w Sadowiu wykazały większe lub mniejsze ilości wody wolnej, przepływającej przez iły mioceńskie. Uchwycenie miejsc przepływu wody w profilach wierceń nie zawsze było dokładne. Zdarzały się bowiem stosunki, jak np. w otworze III P. Wiercenie to prowadzono przez trzy dni w iłach bez wody do głębokości 9,50 m. Rur do otworu nie zapuszczano. Czwartego dnia rano — po nocnej przerwie w pracy — stwierdzono w otworze wodę dochodzącą do 3,50 m poniżej terenu, więc 6 m wody w otworze. Z takiego wyniku wiercenia nie można wysnuć odpowiedzi na pytanie, z którego miejsca woda napłynęła do otworu. Najbardziej prawdopodobne jest, że nastąpiło to przy dnie otworu, tj. w głębokości 9,50 m. Tę też głębokość przyjęto jako miejsce wypływu wody w otworze III P na fig. 2. Niemniej pozostaje możliwość, że woda do nierurowanego otworu mogła dopłynąć z każdego miejsca jego ściany od dna aż do wlotu na powierzchni terenu. W niektórych jednak przypadkach nawiercono miejsce przepływu wody przez iły i wtedy nawet dość szybko wpływała ona do otworu.

Śledząc wyniki wierceń (tabl. I i III) położonych wzdłuż toru kolejowego widzimy, że w otworze II A — rzędna wlotu 285,11 (rzędne otworów interpolowane z mapy) po przebiegu 0,8 m iłu woda pojawiała się w 282,11 i 280,41 oraz poniżej wiercone w iłach z wodą do 279,11 m. Wyniki nie są pewne, gdyż woda mogła spływać z góry poza rurami. W otworze I A — 284,92 wodę stwierdzono na głębokościach 281,97 i 280,42, ale i w tym otworze miejsc wpływu wody nie można uważać za ustalone.

Natomiast wyraźne wyniki dało wiercenie II P — 284,81. Zawilgocenie iłów zauważono na 281,31, woda zaś pojawiła się na 278,81. Po zamknięciu wody rurami wiercono w iłach bez wody do 266,31. W głębokości tej po przerwie nocnej stwierdzono 1,5 m wody, ale ponieważ w nocy padał ulewny deszcz, a otwór był nieosłoniony, woda deszczowa mogła przedostać się przez wlot. Wiercenie przebiło iły w głębokości 259,81, lecz mimo że było prowadzone do 258,31 w utworze marglistym, kruchym — wody nie napotkano.

W otworze III A — 284,69 silna woda pojawiła się w 278,99, zaś V A — 284,59 odwiercono wodę w głębokości 279,28. Otwór VI A — 284,37 miał wodę w 280,11. Wyraźnie niżej wystąpiła woda w otworze VII A — 284,15, bo na głębokości 276,65. W przedłużeniu linii wierceń wzdłuż toru, ale już poza przekopem a na zboczu jaru, wykonano otwór VIII A — 281,30.

Nie przebił on utworów dyluwialnych, gdyż na granicy gliny lessowatej i siwych mułków ilastych ukazała się woda w głębokości 278,10; poniżej silna kurzawka, która spowodowała przerwanie wiercenia.

W wierceniach położonych na linii biegnącej prostopadle do toru w punkcie otworu II P uzyskano dane odnoszące się do występowania wody w masach iłowych moreny osuwiskowej, której powierzchnia wznosi się ku zachodowi, osiągając w swym garbie szczytowym wzniesienie około 9 m nad torem kolejowym.

W otworze IV P — 287,50 po pierwszym dniu pracy w iłach bez wody stwierdzono następnego dnia rano zawilgocenie na dnie, tj. w 282,50. Tegoż dnia wiercono do 280,50 w ile suchym, jednak woda dochodziła z boku, gdyż zewnętrzna powierzchnia szapy była zabłocona. Otwór zarurowano do 281,50. Po jednodniowej przerwie, więc czwartego dnia rano, stwierdzono w otworze wodę sięgającą do 285,50. Przyjąć zatem należy, że woda przesiąkła gdzieś w pobliżu głębokości 280,50. Otwór pogłębiono w dalszym ciągu do 279,50 i po zarurowaniu do tej głębokości oraz po wyczerpaniu wody — wiercono dalej w ile bez wody do 279,00. W tej głębokości znowu pojawiła się woda. Piątego dnia pracy, po pogłębieniu otworu i zarurowaniu do 277,50, wiercono przez szósty i siódmy dzień do głębokości 272,50 w suchych prawie iłach.

Następny ku zachodowi otwór III P — 289,30 — o którym była już mowa przy ogólnej charakterystyce wierceń — miał wodę w głębokości 279,80, niżej do 276,80 wiercono w materiale prawie suchym. Otwór V P — 291,70 miał wodę dopiero w 278,70.

Z przeglądu tego wynika, że otwory II —, IV —, III — i V P miały wodę w strefie około 279,00 z tym, że V P miał ją najniżej mimo najwyższego położenia w terenie i co za tym idzie — największej, bo 3 m wynoszącej grubości nadkładu suchego.

Na omawianej prostopadłej do toru linii wykonano jeszcze dwa wiercenia. Otwór I P założono na najwyżej wyniesionej partii moreny osuwiskowej w rzędnej 293,60. Woda, i to w małej ilości, pojawiła się znacznie wyżej niż w otworze V P, bo w 282,60. Otwór pogłębiono do 275,10, przy czym słabe zawilgocenie zauważono tylko na 278,60.

Masa moreny przebita opisanymi wierceniami składała się z iłów mioceńskich, pokrytych tylko cienką powłoką utworów dyluwialnych. W wierceniach było niemożliwe wyśledzenie powierzchni czy strefy dzielącej masy sunące od nieruchomego podłoża. Ostatnie wiercenie — VI P na tej linii otworów wykonano na wysokości 292,80 w depresji pomiędzy szczytowym garbem moreny osuwiskowej a stromą ścianką niszy,

POLITECHNIKA ŚLĄSKA BIBLIOTEKA GŁÓWNA w Gliwicach

podcinając wzgórze 302,69. Z sytuacji otworu i przekroju, opartego jednak wyłącznie na raportach wiertniczych, wynika, że wiercenie przebiło strefę oddzielającą morenę osuwiskową od mas nieruszonych, budujących dalej ku zachodowi wzgórze 302,69 (por. tabl. I). Otwór bowiem przebił żółtą glinę dyluwialną na głębokości 5,80, żółtą glinę z iłem siwym (mioceńskim?) w 281,80 po czym zanurzył się w czystych iłach mioceńskich do 277,80. Woda w tym otworze ukazała się w żółtych glinach na 288,80 i w glinie z iłem na 283,80.

Poza dwoma liniami wierceń wykonano jeszcze trzy otwory. Otwór IV A położony na prostopadłej do toru w punkcie otworu I A i od tegoż w odległości 10 m. Rzędna otworu 287,90. Wodę nawiercono w głębokości 279,90. Poniżej tej głębokości po każdej przerwie w pracy otwór był silnie zamulany. Dowiercono do 269,40.

Pozostałe dwa otwory odwiercono w podobnej sytuacji terenowej co VI P, tj. w zaklęśnięciu pomiędzy grzbietem moreny osuwiskowej a stromą ścianką niszy. Otwór VII P — rzędna 292,90 w odległości 21 m ku S i o dalsze 21 m w tym samym kierunku otwór VIII P, rzędna 292,10. Linia łącząca otwory VI —, VII — i VIII P ma kierunek bardzo zbliżony do kierunku toru kolejowego. Otwór VII P miał na górze żółte gliny do 288,90, niżej do dna otworu — 277,90 iły mioceńskie. Podobnie otwór VIII P miał na górze tej samej grubości nadkład żółtych glin — do 288,10, a do dna otworu — 277,10 iły mioceńskie. Również na tych samych głębokościach względnych nawiercono w obu otworach wodę: w VII P na 281,40, w VIII P na 280,60.

W otworach przy torze kolejowym wykonano po odwierceniu pomiary przybytku wody. Obserwowano następujące przybytki w jednej godzinie: II A = 30 — 15 cm; I A = 20 — 15 cm; III A = przybytek wody u dołu silny — 2 m; V A = 30 cm; VI A = 35 cm; VII A = 20 cm. W otworach II A do VI A woda doszła do wysokości około 1,5 m poniżej terenu i utrzymywała się przez kilkanaście dni pogodnych na tym mniej więcej poziomie, zaś w otworze VII A doszła tylko do 5 m poniżej terenu. Po ulewnych deszczach, które nastąpiły, otwory II A do V A leżące w obrębie osuwiska zapełniły się wodą; w otworze VI A leżącym poza osuwiskiem przybytku nie zanotowano, zaś w VII A nawet zwierciadło wody spadło (por. tabl. III).

Wyniki wierceń pozwalają scharakteryzować iły mioceńskie jako środowisko gromadzące i przewodzące wodę. Otóż w terenie objętym osuwiskiem woda przepływa przez iły w partii stropowej, tj. od powierzchni terenu do głębokości około 6 m (przy torze kolejowym) i do

głębokości około 13 m w wyżej położonej masie osuwiskowej. Na tych głębokościach wydajność wody w poszczególnych otworach była najsilniejsza i w niektórych przypadkach ostro określone miejsce pojawiania się wody mogło sprawiać wrażenie istnienia „poziomu wodonośnego". Oczywiście nie mamy żadnej pewności, czy chodzi tu o jednolitą i komunikującą się strefę przewodzącą wodę, czy też są to różne przewody nie łączące się ze sobą. W każdym razie jest pewne, że na zbliżonych do siebie głębokościach nasilenie wypływu wody w otworach było największe. Poniżej tej strefy przewodzącej iły prawdopodobnie mają tylko bardzo słabe drogi przepływu wody. Natomiast woda może przepływać przez masę iłów zawartą między wspomnianą strefą przewodzącą a powierzchnią terenu.

Pojawianie się w Sadowiu strefy zawodnionej czy nawet „poziomu wodnośnego" w iłach mioceńskich nie jest zjawiskiem spotykanym w miocenie innych okolic Krakowa. W początkowym stadium badań, gdy wiercenia wykonano na obszarze osuwiska, nasuwało się przypuszczenie, że „poziom wodonośny" pokrywa się z powierzchnią ześlizgu mas osuniętych na nieruszonym podłożu. Słuszność tego przypuszczenia zachwiana jednak została wynikami wierceń założonych poza terenem osuwiskowym, więc przede wszystkim pojawianiem się wody w otworze VII A w iłach nieporuszonych osuwiskami powstałymi w przekopie. Pojawianie się wody w tych warunkach wskazywałoby na możliwość powstania w iłach strefy przewodzącej na skutek procesów nie wynikających bezpośrednio ze skutków osuwisk związanych z wykonaniem przekopu, procesów od niego może dawniejszych. O rodzaju tych procesów, więc i występowaniu stref przewodzących, jak i o kierunkach przepływu wody w iłach nieporuszonych, można by powiedzieć coś pewnego po wykonaniu wierceń w obszarze nie objętym osuwiskami, więc poza przekopem.

Natomiast znacznie jaśniej przedstawie się sprawa występowania wody w terenie osuwiskowym. Struktura mas osuwiskowych sprzyja bardzo gromadzeniu się wody opadającej na ich powierzchnię. Iły mioceńskie wraz z leżącym na nich cienkim płaszczem osadów dyluwialnych uległy silnemu spękaniu i pokruszeniu. Na powierzchni moreny osuwiskowej powstały głębokie szczeliny jako wynik jej ruchu oraz drobne spękania wskutek wysychania w okresie letnim. System szczelinowy powierzchni chłonie łatwo wodę opadową i przewodzi ją do wnętrza moreny osuwiskowej. Nasycenie wodą opadową materiału osuwiska w porze mokrej jest tak silne, że cała masa staje się plastyczna i spływa powoli w kierunku dna przekopu. W ruchu tym powstawać mogą wew-

nątrz moreny osuwiskowej czasowe zbiorniki wody i „kurzawki", która powodowała silne zamulanie niektórych otworów w czasie wiercenia (n. p. IV A).

Mechanika i stosunki wodne mas osuwiskowych znajdują swój wyraz w zachowaniu się otworów przy torze kolejowym po ich odwierceniu. Otwory te zapełniły się po deszczach wodą prawie zupełnie i w okresie $1^1/_2$ — 2 miesięcy uległy zamuleniu i zasypaniu, względnie zaciśnięciu w znacznie większym stopniu niż otwory położone poza osuwiskiem (tj. VI A i VII A; porówn. wykresy na tabl. III).

Wskazówki dla wyboru środków zaradczych.

Problem likwidacji szkodliwego działania osuwiska w Sadowiu polega na usunięciu nacisku mas osuwiskowych na tor kolejowy oraz zwiększeniu wytrzymałości jego podłoża. Rozwiązanie problemu może być osiągnięte w dwojaki sposób. Pierwszy polegałby na uporządkowaniu niszy i moreny osuwiskowej podobnie, jak to wykonano w dwóch osuwiskach położonych dalej ku południowi. W tym przypadku należało by usunąć całą masę moreny osuwiskowej do poziomu toru kolejowego, względnie 2 — 3 m powyżej niego. Dopiero na uzyskanym w ten sposób poziomym stopniu można by założyć przewody odprowadzające z niego oraz z podłoża toru wodę do jaru leżącego na północ od przekopu. Odprowadzenie wody miałoby w tym przypadku na celu zwiększenie wytrzymałości podłoża toru, częściowo też zapobiegałoby rozszerzeniu się niszy osuwiskowej dalej ku zachodowi.

Drugi sposób miałby w swym założeniu unieruchomienie mas osuwiskowych. Jak wiadomo, ruch mas iłowych jest możliwy tylko wówczas, gdy ich tarcie wewnętrzne obniżone zostaje z powodu nasycenia wodą. Chcąc zatem ustabilizować masy osuwiskowe należy odprowadzić z nich tę ilość wody, która powoduje ich płynięcie.

Z obu sposobów pierwszy będzie kosztowny, gdyż kubatura wykopu wyniesie kilkadziesiąt tysięcy m^3. Z tego powodu kierownictwo techniczne zdecyduje się raczej na roboty zmierzające do unieruchomienia mas osuwiskowych, jako tańsze od kosztownego wykopu. W tym przypadku jednak zaprojektowane urządzenia techniczne winne dawać gwarancję, że działaniem ich zostanie usunięta z mas iłowych cała ilość wody powodującej spływanie tych mas ku torowi kolejowemu. Iły są środowiskiem niełatwo pozbywającym się wody. Może się więc okazać, że osuszające działanie urządzeń technicznych nie odprowadzi z iłów wody w tym stopniu, by zniweczyć ich spływanie ku torowi, i cała masa mo-

reny osuwiskowej wraz z urządzeniami technicznymi będzie zesuwała się w dalszym ciągu. W ruchu tym i nacisku mas sunących sączki, dreny czy studzienki mogą ulec zniszczeniu.

Roboty zatem, zmierzające do unieruchomienia mas osuwiskowych, zawierają pewne ryzyko, jeżeli chodzi o ich skuteczność. Jednakże wobec dotychczasowych ogólnych kosztów i porządkowania przekopu w Sadowiu można taką próbę przeprowadzić — możliwie najtańszymi środkami. Gdyby zdrenowanie mas osuwiskowych nie dało się przeprowadzić, a ruch ich i objawy towarzyszące trwały by w dalszym ciągu, usunięcie mas osuwiskowych wykopem będzie nieuniknione.

S U M M A R Y.

On the railway line Tunel — Kraków forming the shortest connection between Warsaw and Cracow completed in 1934, on the territory of the village Sadowie there was done a large cutting 800 m long and 15 m deep (fig. 1). In its whole the cutting was done in loose Quaternary and Tertiary rocks. In a short time after the work had been done and handed over for public use, the steep slopes of the cutting began to slipe covering the railway track with soil and occasionally pressing it upwards. Since then the landslide is in motion.

In 1945 research has been carried out in order to obtain a geological basis for choosing some preventive means against the sliding of the slopes. The obtained results are as follows.

T h e s i t u a t i o n a n d g e o l o g i c a l s t r u c t u r e.

The railway line in the environs of Sadowie had to overcome a belt of hills. In this belt, southward from the village a pass, going in the same direction, was considered as a most convenient place for a railway cutting.

Investigations of the surface and research drillings done on the sliding area of the cutting, have supplied some material thanks to which the geological conditions of the landslip in Sadowie could be examined (comp. geological map, pl. IV).

The hills lying east and west-ward from the cutting consists of the oldest beds i. e. of C r e t a c e o u s m a r l s (Senonian). In the lower part, among the hills, is found an outlier of M i o c e n e c l a y s of an area of about 1 sq. km. Those clays are filling the hollows in the area of Cretaceous marls (pl. I). In the bore-hole II P it has been stated that their thickness amounts 29 m. Cretaceous and Miocene beds are covered

with Quaternary sediments, especially Pleistocene ones, which thickness is not greater than 10 m. At the bottom they are formed of grey silt which underlies loess, containing gravels and rare Scandinavian erratic boulders, and at the top — yellow loesslike loams, resp. l o e s s. The contact surface of Miocene and Pleistocene is not level. Its configuration is shown on pl. II.

Hydrogeological relations

Concerning permeability and collecting of water there may be distinguished: loess as most permeable, then less permeable silts underlying loess, and Miocene clays — quite impermeable as compared to the former ones. Water is chiefly collecting in the surface between the Quaternary and Tertiary beds, but they are also locally found as an accumulation of ground water on the surface between loess and silts (bore-hole VIII A) as also over more clayey parts of loess.

In this general characteristic of hydrogeological formations in which the railway cutting has been done, it is necessary to draw attention to the unusual case of the appearance of water also in Miocene clays, viz.: test bore-holes have proved that these clays possess not only within the slip, but also in unslipped parts, some water zones up to some depth and that the primary yield of water, observed in the holes, was considerable. It was impossible however, to define the reason of that kind of a phenomen more precisely, as some special, very slowly carried on and very tightly tubed holes would have to be done beyond the railvay cutting on the territory where Miocene sediments have not been destroyed by landslip deformations and where the Quaternary cover has not been yet removed.

The origin and results of landslip

The slipping of the earthern masses in the railway cutting has been caused by two agents: 1) Owing to the considerable depth of the cutting, a block of earth supporting neighbouring masses has been removed and consequently the pressure of this block on this base has disappeared. 2) The cutting has penetrated the chief level of the ground water in the boundary zone of the Quaternary and Miocene clays which have been exposed at the bottom of the cutting. Earthern masses not supported on the steep sides, have found themselves in an unstable equilibrium and the process of landslipping has began.

As mentioned above, the phenomena accompanying the landslip in Sadowie can be noticed even to day. They are of two kinds. The first one may be defined as c a t a s t r o p h i c a l. In this case the slip is violent and short. Earthern masses, full of water because of long rains, slipped down at a certain moment forming a semicircular cliff, framed with steep walls in the upper part; the material of this cliff has been disposed below in the form of a moraine landslip. The largest of such a landslip occured in 1942 and has not yet been mastered, in the northern part of the railway cutting on the east slope of the hill 302,69 (see geol. map). The second, p r o t r a c e d phenomenon which may be observed within the above mentioned slip, it is water appearing under the railway track after every rainy weather lasting several days. The presence of water under the track causes its deformation and subsidence, when the trains are passing. According to information obtained from road service, the mass of the landslip in rainy weather shows a slow creeping and a slow upward pushing of the plastic clay from the base of the railway track.

On the territory of the landslip a number of drillings was done in 1942 in order to find water conditions. The results are shown on pl. III. They are proving that in the landslip area water is flowing through the clays in the upper part, i. e. up to the depth of about 6 m from the surface at the railway track, and up to the depth of about 13 m in the higher part of the landslip mass. One of the chief ways by which water is reaching landslip masses is the imbibition with water falling on their surface. The structure of landslip masses is of a great importance in this process, as the surface is cracked in many places and is crossed by deep fissures. The fissure system is easily absorbing rain water which it then carries on to the inside of the landslip masses. The imbibing with water is so strong that the whole mass becomes plastic and creeps in the direction of the bottom of the cutting. During this movement, temporary and local reservoirs of water and quicksand may arise inside the landslip.

H i n t s f o r t e c h n i c a l w o r k s

The problem of the liquidation of the landslip in Sadowie consits in the removal of the pression of landslip masses on the railway track and in the strengthening of the stability of its base.

The difficulty may be solved in two ways. The first is the regulation of the semicircular cliff and landslip mass. In this case it would

be advisable to remove all the mass of the landslip to about the level of the railway track, and only then, on the surface obtained in such a way, to lay conductors diverting water from this spot and from the substratum of the track to the ravine, lying northward from the cutting. The other way would have in its foundation the immobilization of landslip masses. In order to immobilize them, the amount of water causing their slip must be turned off. It would require the installation of a drainage system in the mass of the landslip so, that the water might be carried off to the ravine northward from the cutting.

The last mentioned technical solving of the problem is cheaper than the first one, but it may be deceitful. The liquidation of the slip must be started by installing a drainage system, but in case it would not be possible to perform it, and the slip, as well as the accompanying symptoms would still be noticed, a removal of landslip masses by means of a cutting will prove unavoidable.

Józef GOŁĄB

KRÓTKA CHARAKTERYSTYKA ŹRÓDEŁ OKOLIC KRZESZOWIC

(z 2 tabl., V — VI)

SHORT CHARACTERISTICS OF THE SPRINGS IN THE KRZESZOWICE REGION, NEAR CRACOW

(with 2 pl., V — VI)

Uwagi wstępne

W związku z projektowanym nowym ujęciem źródeł dla celów wodociągowych Krzeszowic zajęto sie bliżej charakterystyką termiczną a częściowo hydrogeologiczną źródeł leżących na obszarze wyniesienia dębnickiego.

Obserwacjom szczegółowym poddano przede wszystkim źródła leżące w dolinie Czerny, gdzie przeprowadzono dokładne badania wydajności przy pomocy przelewów Poncelete'a a przede wszystkim dokładne pomiary temperatury.

Pomiary temperatury pod moją osobistą kontrolą przeprowadzał p. Liniał; od 15 maja — 30 czerwca 1942 pod kontrolą mgr T. Bocheńskiego.

Badania przeprowadzone były od 21 marca 1942 r. do 30 czerwca 1942 r., poza tym kontrole temperatury głównych źródeł Czatkowickich przeprowadzono w latach 1944, 1945 i 1946.

Źródła na tym obszarze były znane od dawna, w literaturze natomiast szczegółowiej opisuje je Zaręczny (Atlas Geolog. Galicji zesz. 3, str. 268—269). Zaręczny opisując źródła w dolinie Eliaszówki stwierdza, że są to małe wycieki źródlane (źródełeczka), natomiast silne źródła Czatkowickie odnosi do spiętrzającego wpływu rowu Krzeszowickiego.

Obserwacjom poddano 33 źródła, a mianowicie:

w dolinie Krzeszówki, w dolinie Eliaszówki, w dolinie Racławki, następnie źródła w Siedlcu, Żbiku i Czatkowicach.

Z tych źródeł 12 było obserwowanych przez cały wyżej wymieniony okres, pomiary wydajności przeprowadzano na źródłach I_1, I_2, I_3, I_4, następnie na źródłach III, V i VI. Równocześnie przeprowadzano obserwacje pogody, przy czym z braku przyrządów można było przeprowadzić tylko obserwacje temperatury i ogólne obserwacje.

Położenie źródeł zaznaczone jest na załączonej mapie.

Ogólna charakterystyka geologiczna terenu

Źródła badane leżą na obwodzie wypiętrzenia dębnickieego. Wypiętrzenie dębnickie obcięte jest od południa zapadliskiem rowu krzeszowickiego, przy czym brzegi wypiętrzenia zbudowane są z jury, a mianowicie raurackich margli, glaukonitowych margli i piaskowców keloweju, które dyslokacją, względnie szeregiem dyslokacyj, odgraniczone są od właściwego wypiętrzenia zbudowanego z wapieni węglowych i dewonu. Na wzgórzu występują płaty zarówno jury brunatnej, jak i wapieni płytowych oksfordu.

Dział wód między Eliaszówką a potokiem Czernka zbudowany jest z keloweju, oksfordu i przede wszystkim triasowego dolomitu rudonośnego. Wzdłuż doliny Krzeszówki i Czernki przebiega dyslokacja typu częściowego nasunięcia, jak to stwierdziły rowy wykonane przez Niemców (1942).

Zwrócić należy uwagę, że częściowo wapień węglowy jest sfałdowany, jak to widać we wcięciu przy ujęciu wody dla klasztoru w Eliaszówce. Jest to we wcięciu i w kamieniołomie położonym niedaleko ujęcia widocznie przechylony fałd skierowany ku zachodowi, którego jądro ma charakter druzgotu wtórnie sklejonego kalcytem. Nowak i Zerndt przypisywali tym dyslokacjom charakter nasunięcia (Nowak J. i Zerndt J., Tektonika wschodniego krańca Polskiego Zagłębia Węglowego; Pol. A. U. Spraw. 40, Kraków, 1935). Wapień węglowy nasuwa się na utwory kulmowe i cechsztyńskie. W południowej części dyslokacja ta przecięta jest poprzeczną dyslokacją jura-wapień węglowy. W tym skrzyżowaniu dyslokacji występują najsilniejsze źródła.

Wzdłuż doliny Racławki przebiega dyslokacja obcinająca karbon w stosunku do dewonu i utworów leżących na dewonie, mianowicie doggeru i malmu. Poza tym istnieje poprzeczna dyslokacja stwierdzona przez

Rutkowskiego w dolinie Żarskiej. Dyslokacja ta ma najprawdopodobniej przedłużenie ku zachodowi.

Opis źródeł

Rozmieszczenie źródeł

Opis źródeł zaczniemy od głównych źródeł leżących około 500 m na zachód od Czatkowic przy kamieniołomie. Jest to zespół źródeł, z których 4 mają największą wydajność i najsilniej występują w terenie, natomiast 5 drobnych źródeł są najprawdopodobniej źródłami rumoszowymi jako odgałęzienia źródeł głównych. Źródła te znajdują się na wysokości 300 m, przy czym w dawnych czasach leżały one wyżej ze względu na tamujący wpływ utworów napływowych doliny Krzeszówki i rumoszu.

Dzięki pracom odsłaniającym w r. 1940 można było dokładnie prześledzić punkt wyjściowy źródła głównego (I_1) (tabl. V). Źródło to wypływa z dyslokacji o kierunku SW—NE wypełnionej druzgotem wapiennym spojonym kalcytem. Szerokość szczeliny wynosiła ok. 40 cm, przy czym ściany szczeliny dyslokacyjnej są bardzo nierówne i pokryte szczotkami kalcytowymi. W szczelinie tej widać wyraźnie przesuwanie się punktu wyjściowego źródła ku dołowi w związku z obniżaniem się i wcinaniem doliny Krzeszówki. Dyslokacja ta dotyczy samego wapienia węglowego. Jest ona stosunkowo niewielka, wynosi ok. 3 m. Punktów wyjściowych innych źródeł nie można dzisiaj zaobserwować ze względu na eksploatację kamieniołomu. Z opowiadań pracowników wynika, że i inne źródła miały podobny charakter. Ponieważ dostęp do właściwych robót był zakazany przez Niemców, nie można było zaobserwować, jakie źródła zostały uchwycone w obecnie istniejącym ujęciu.

Następne źródło (XIII) w Pstrągarni „Wędzisko" jest ujęte i wypływa rurą żelazną do zbiornika. Woda wypływa z druzgotów wapiennych (marmurów), bliższe szczegóły ze względu na zasypanie rumoszem i przykrycie iłami dyluwialnymi nie są znane. Źródło ujęcia wodociągowego dla Krzeszowic (II) leży na dyslokacji wapienia węglowego i permu, zaznaczone jest w terenie drobnym obniżeniem przy ścianie wapienia węglowego. Obszar ochronny tego źródła jest nie tylko zbyt mały, ale prawie całkowicie nie zabezpieczony.

Źródło następne (III) leży powyżej zbiegu Czernki i Eliaszówki i jest ściśle związane z przebiegiem dyslokacji Krzeszówki.

Źródła IV i V są położone w pobliżu kamieniołomu wapienia węglowego, przy czym są one związane częściowo ze szczelinami, w związku

z czym oba te źródła są mieszane. W tym źródło V jest typu bardziej zbliżonego do źródeł dyslokacyjnych.

Źródło VI znajduje się przy pompie dostarczającej wodę do klasztoru. Jest typem źródła mieszanego.

Źródło VIa wypływa z trawertynów i posiada wodę mieszaną.

Źródło VII jest typowym źródłem tarasowym. Taras złożony jest ze żwirów gliniastych, którymi przepływa podziemny strumień Eliaszówki.

Źródło VIII tzw. Eliasza, jest źródłem warstwowo-szczelinowym. W związku z tym ma charakter wód mieszanych.

Źródło IX jest źródłem powierzchniowym, znajduje się na tarasie Eliaszówki i jest ściśle z jej przepływem związane.

Źródła X, XI i XII są źródłami szczelinowymi. Z tych źródło XI jest ujęte i jest głównym dostarczycielem wody dla miejscowości Paczołtowic. Przy źródłach tych wyraźnie widać, jak w związku z obniżaniem się bazy erozyjnej Eliaszówki przesuwały się ku południowi przy równoczesnym obniżeniu wypływy źródłowe.

Źródła XIV i XV znajdują się we wsi Czatkowice i oba są ujęte jako główne źródła dostarczające wodę dla Czatkowic. Są one typu dyslokacyjnego, związane z dyslokacją wapień węglowy — jura a częściowo również i w związku z dyslokacją jura — miocen.

Źródło XVI jest źródłem warstwowym w jurze brunatnej, mianowicie w piaskowcach tam występujących.

Źródło XVII jest tego samego typu, jakkolwiek nie wykluczoną jest rzeczą, że jest ono częściowo typu szczelinowego.

Źródło XVIIIa na terenie miejscowości Żbik ujęte jest źródłem powierzchniowym, wypływającym ze stożka napływowego, pochodzącego z osadów potoku Żbik.

Źródło XVIII jest źródłem mieszanym, posiadającym wody pochodzące częściowo z dyslokacji, częściowo ze szczelin.

Źródło XIX jest źródłem ujętym typu mieszanego. Obok leżące źródło jest źródłem tarasowym (XIXa) i związanym z przepływem potoku Żbik.

Źródło XX leżące na granicy dyslokacji miocen-jura jest typu mieszanego, natomiast źródło dalej na wschód położone (XXI) jest typu dyslokacyjnego. Do tego typu również należą dwa ujęte źródła w miejscowości Siedlec. Źródła te dają początek strumieniowi i są typowymi źródłami dyslokacyjnymi (XXII i XXIII).

Bardzo interesująco wygląda źródło XXIV położone na drobnym dziale wód, nad potokiem Zbży. Leży ono na wysokości 360 m, w związku

z czym jest najwyżej położonym źródłem na południowym obszarze wyniesienia dębnickiego. Najprawdopodobniej jest to źródło szczelinowe, posiadające jednak związek z występującymi dalej na wschód utworami jury brunatnej. Być może również, że ma ono pewien związek z dyslokacją Zbży.

Dwa drobne źródła (XXV i XXV a) w dolinie Racławki są typu tarasowego.

Bardzo ciekawy jest zespół źródeł położonych na obszarze stożka potoku Ździar. Pięć głównych źródeł wykazują systematycznie zmienną temperaturę, przy czym źródło położone w środku stożka ma temperaturę najwyższą. Jest ono najprawdopodobniej typu dyslokacyjnego, związane z dyslokacją Zdziaru (R u t k o w s k i). Na mapie są te źródła oznaczone numerem XXVI od a do e.

Na długiej przestrzeni dolina Racławki nie wykazuje żadnych źródeł, które pojawiają się dopiero w odległości 1 km od Paczołtowic.

Źródło XXVII na obszarze wapienia węglowego jest typu mieszanego i być może stoi w związku z dyslokacją, względnie przedłużeniem tej dyslokacji w dolinie Racławki.

Źródła XXVIII i XXVIIIa są źródłami krasowymi, związanymi ze szczelinami. Do tego typu należą również źródła XXIX i XXXIV znajdujące się w pobliżu młyna w Paczołtowicach.

Źródła XXX i XXXb są typu szczelinowego, gdy źródło XXXa jest typu tarasowego.

Źródło XXXI, położone już w Paczołtowicach, jest źródłem powierzchniowym, związanym z utworami lodowcowo-aluwialnymi.

Charakterystyka termiczna źródeł

Z opisanych powyżej źródeł źródła od I do XII były systematycznie badane pod względem temperatury. Badania objęły okres od 21 marca do 30 czerwca 1942 r. włącznie. Inne źródła były badane tylko dorywczo. Jak na wykresie widzimy, uwidoczniają się cztery typy źródeł charakterystycznych pod względem termicznym. Pierwszy typ źródeł przedstawia źródła, których temperatura nie schodzi poniżej 11°, dochodząc do 12,5°, nawet 13°. Amplituda tych źródeł pod względem temperatury nie przenosi 2°. Należy zaznaczyć, że temperatury były mierzone 3 razy dziennie, mianowicie między godz. 7 a 9 między 12 a 14 i między 16 a 18. Różnice w wyborze godzin powodowane są odległością położenia poszczególnych źródeł. Równoczesny pomiar temperatury we wszystkich systematycznie badanych źródłach nie był wobec tego możliwy.

Drugi typ źródeł — to źródła o wyrównanej temperaturze, między 9 a 10°.

Trzeci typ źródeł — to źródła, których temperatura wód ma dosyć znaczną amplitudę, wynoszącą od 5 do 7,5°, przy czym amplitudy dzienne są dosyć duże.

Czwarty wreszcie typ źródeł — to źródła o najwyższej amplitudzie, wynoszące w okresie badanym od 4 do 9,7°, a więc o amplitudzie przenoszącej 5°.

Źródła pierwszego typu są źródłami dyslokacyjnymi o temperaturze przenoszącej średnią roczną, są więc cieplicami w sensie geologicznym.

Źródła typu czwartego są to źródła powierzchniowe (tarasowe), których temperatura jest ściśle zależna od wahań temeperatury powietrza.

Źródła drugiego i trzeciego typu są bądź źródłami warstwowymi, bądź szczelinowymi, bądź wreszcie typu mieszanego. Stąd też przy tendencji zachowania temperatury stałej, zbliżającej się do średniej rocznej, ulegają one znacznym wpływom zarówno opadowym, jak i zmienności temperatury powietrza.

Równocześnie w tych źródłach, które są w pobliżu dyslokacji, wpływ wód głębinowych wybitnie wpływa na przebieg temperatury. W źródłach mieszanych temperatura jest wypadkową temperatur wód głębinowych i temperatur wód płytszych. Już same temperatury tych wód wykazują, że jeżeli chodzi o system szczelin czy system warstw przewodzących omawianego terenu, to nie mamy do czynienia z jednolitym poziomem, ale nawet w obrębie serii wapieni karbońskich musimy wyróżnić przynajmniej trzy odrębne poziomy, które, jakkolwiek wzajemnie na siebie wpływają, tworzą jednak wyraźne indywidualne całości.

Załączony wykres (tabl. VI) wyraźnie wykazuje te odrębności i wpływ wzajemny. Równocześnie wykres wskazuje na stosunkowo mały wpływ temperatur powietrza na wody dyslokacyjne przy wyraźnym wpływie na wody inne. Oczywiście w rozkładzie temperatur odgrywa rolę i położenie źródeł. Nagrzane stoki południowe i południowo-zachodnie powodują stosunkowo małe amplitudy dzienne, gdy źródła położone wśród stoków zalesionych, względnie inaczej położonych, wykazują wpływy bardziej wyraźne.

Na jedną rzecz pragnęlibyśmy zwrócić uwagę. Im dalej na północ, a mianowicie im dalej węzła dyslokacyjnego czatkowickiego, tym wody dyslokacyjne mają niższe temperatury. Stoi to w związku z większym wpływem wód płytszych na te wody, z drugiej strony mamy tu do czynienia ze zmianą charakteru dyslokacji. Temperatura wód powierzchniowych, w tym przypadku Eliaszówki i Czernki, jest wypadkową tempera-

tury powietrza, bezpośredniego nasłonecznienia i wpływu temperatury źródeł. Charakterystyczny jest wpływ zalesienia na temperaturę tych strumieni. Eliaszówka w miesiącu marcu ma na ogół wyższe temperatury od temperatury strumienia Czernki, w miesiącach następnych temperatura ta jest znacznie niższa. Najwyższa amplituda wyniosła 4° C.

Ponieważ wykres podaje szczegółowe temperatury źródeł od I do XII, podamy na tym miejscu tylko temperatury innych źródeł, mierzonych dorywczo.

Źródło XIII (Wędzisko) w dniu 8.IV 1942 r., o godz. 13,30 posiadało temperaturę 11,5°. Temperatura powietrza 18,5°.

Źródło XIV w Czatkowicach dnia 8.IV 1942 r., godz. 10,5 — temperatura wody 9,55°, temperatura powietrza 13,8°.

Źródło XV — temperatura wody 9,2°.

Źródło XVI — na północ od m. Żbik, 9.IV 1942 r., godz. 16,30, temperatura wody 8,4°. Temperatura powietrza 16,2°.

Źródło XVII dnia 9.IV 1942 r., godz. 17, 7,6°.

Źródło XVIII, częściowo ujęte, dnia 9.IV o godz. 17, przy temperaturze powietrza 16,2° miało temperaturę 6,7°.

Drugie źródło XVIII w tym samym dniu miało temperaturę 8,4°.

Wycieki (źródlane) XIXa miały temperaturę tegoż samego dnia 7,9°, natomiast źródło ujęte: 8,8°. (XIX).

Źródła XX i XXI na drodze między Żbikiem a Siedlcem w dniu 9.IV godz. 18 posiadały temperaturę:

źródło XX. — 8,3°
„ XXI. — 8,2°.

Źródła i ujęcia w Siedlcu w tym samym dniu o godz. 17, przy temperaturze powietrza 16,9° posiadały temperaturę:

XXII — 9,4°
XXIII — 9,1°

Wydajność źródła XXIII wyniosła w tym dniu 2,5 l./sek.

Źródło XXIV, położone na dziale wód w dolinie Zbży, w dniu 30.III posiadało temperaturę 7,8°.

Źródełka XXV w dolinie Racławki miały temperaturę w dniu 30.III — 6,8°. i 7,3°.

Bardzo interesująco przedstawiają się źródełka XVI (od A do E) leżące na stożku naprzeciw doliny Żarskiej.

Temperatura ich wynosi od 6,8° do 10,2°.

Temperatury są w ten sposób rozłożone, że najniższe temperatury posiadają źródełka A i E., najwyższą temperaturę posiada źródełko C.

Źródełko XXVII jest źródłem podwójnym, przy czym temperatura źródełek wyniosła 8° i 7,5°.

Źródła XXVIII i XXVIIIa przy ostatnich wychodniach karbonu przed wcięciem Stradliny posiadają temperatury: 9,2° i 8,9°.

W tym samym czasie w potoku notowano temperatury 3,2° (w stożku Stradliny).

Źródło XXIX na południe od Młyna w Paczołtowicach posiada temperaturę (30.III) wynoszącą 8,5°.

Źródło XXXa pokryte żwirami tarasowymi posiadało temperaturę 7,2° przy temperaturze Zdolskiego Potoku 7°.

Studnia na stożku XXX b posiadała temperaturę 8,2°.

Studnia Nr XXX — temperatura 7,2°.

Studnia murowana w Paczołtowicach na północnym stoku wcięcia skierowanego do Zdolskiego Potoku posiadała temperaturę zaledwie 5,8°.

Studnia XXXII na terenie Klasztoru w Dolinie Eliaszówki posiadała średnią temperaturę 7,2°.

Źródło XXXIII w Żbiku posiadało temperaturę 7,9°.

Źródło koło młyna w Paczołtowicach (Zdolski Potok) w dniu 16.III 1942 r., o godz. 13, posiadało temperaturę 8,5°.

Charakterystyka chemiczna źródeł

Dla charakterystyki chemicznej źródeł podajemy analizy z dwóch źródeł czatkowickich, wykonane przez filię krakowską Państwowego Zakładu Higieny:

			I	II
Mętność	—	m/l SiO_2	2	3
Barwa	—	mg/l Pt	5	5
Zapach	—		Z 1 R	Z 1 R
Odczyn	—	pH	7,6	7,2
Twardość ogólna	—	mg/l $CaCO_3$	290	270
„ „	—	stop. niem.	16,24	15,12
Twardość niewęglan.	—	mg/l $CaCO_3$	55	55
„ „	—	stop. niem.	3,08	3,08
Zasadowość	—	mg/l $CaCO_3$	235	215
Zasadowość alkal.	—	mg/l $CaCO_3$	—	—
Żelazo ogólne	—	mg/l Fe	nie wykryto	
Chlorki	—	mg/l $\cdot Cl'$	5,32	10,65
Amoniak	—	mg/l N	nie wykryto	

			I	II
Azotyny	—	mg/l N	0,001	0,036
Azotany	—	mg/l N	0,8	0,4
Utlenialność	—	mg/l O_2	0,24	0,16
Sucha pozostałość	—	mg/l	295	287
Pozostałość po prażeniu	—	mg/l	261	228
Strata przy prażeniu	—	mg/l	34	59
Zawiesiny	—	mg/l	—	—
Zawiesiny lotne	—	mg/l	—	—
Zawiesiny mineralne	—	mg/l	—	—
Azot organiczny	—	mg/l N	—	—
Azot albuminowy	—	mg/l N	—	—
Mangan	—	mg/l Mn	nie wykryto	
Siarczany	—	mg/l SO_4"	22,63	—
Siarkowodór	—	mg/l H_2S	—	—
Krzemionka	—	mg/l SiO_2	—	—
Wapń	—	mg/l Ca	98,87	87,42
Magnez	—	mg/l Mg	11,58	13,68

Geneza źródeł

Już na podstawie samego rozkładu temperatur można stwierdzić, że geneza poszczególnych źródeł jest rozmaita.

Pierwszy typ to źródła o niskich temperaturach, mierzonych w okresie, kiedy okres zimowy jeszcze się nie zakończył. W okresie bowiem, kiedy były notowane temperatury źródeł na całym obszarze, temperatura powietrza wahała się od — 10° do + 10°, przy czym dni obserwacji wypadały na dnie mroźne.

W związku z tym można było stwierdzić, że źródła o temperaturach niskich pochodzenie swoje zawdzięczają wodom przeciekającym w tarasy, względnie wodom, które zawieszone są w najbardziej powierzchniowych warstwach.

Drugi typ źródeł posiadający temperaturę zbliżoną do średniej rocznej przedstawia typowe źródła szczelinowe, których nie brak na obszarze zarówno wapienia węglowego, jak i wapieni czy dolomitów dewońskich. Równocześnie trzeba stwierdzić, że mamy tu do czynienia z wodami również warstwowymi.

Pochodzenie tych wód jest ściśle uzależnione od opadów atmosferycznych, przy czym filtracja tych wód następuje częściowo przez utwory lodowcowe (gliny), częściowo przez utwory jurajskie.

Trzeci wreszcie typ źródeł to są źródła dyslokacyjne. Odznaczają się, jak widzieliśmy, wysoką temperaturą a poza tym i znaczną wydajnością. Obszar infiltracyjny dla tych źródeł absolutnie nie wystarcza na wytłumaczenie silnej wydajności, która w samych źródłach czatkowickich wynosi około 165 l./sek. Z a r ę c z n y przyjmował obszar dopływu wód do źródeł czatkowickich na północnym zachodzie, a wypływ źródeł traktował jako spiętrzenie wód podziemnych na uskoku, względnie dyslokacji rowu Krzeszowickiego. Możliwość dokładniejszego zbadania szczeliny dyslokacyjnej, z której największa ilość wód wypływa, zmusza do przyjęcia obszaru infiltracyjnego właśnie w kierunku prostopadłym.

Już sam kierunek szczeliny o kierunku południowo-zachodnim na północny wschód wskazuje na to, że wody w większej części pochodzą z północnego wschodu.

Analiza upadów na obszarze wapienia węglowego wypiętrzenia dębnickiego wskazuje, że przeważna część obszaru ma upad ku zachodowi. Sprzyja to oczywiście spływowi wód w tym kierunku. Według naszego zdania obszar infiltracyjny dla głównych źródeł czatkowickich leży na północnym wschodzie i na północy.

Dla źródeł typu dyslokacyjnego, leżących w dolinie Eliaszówki, obszar ten znajduje się bezpośrednio na północ.

Oczywiście linia dyslokacyjna Krzeszówki niesie również wodę, wskutek czego część wody, szczególnie dla źródeł dyslokacyjnych położonych w dolinie Eliaszówki, może pochodzić z północnego zachodu. Jak minimalna zmienność temperatury i wydajności wykazuje, mamy do czynienia, jeżeli chodzi o źródła główne na tym obszarze, względnie dyslokacyjne, z krążeniem głębinowych wód gruntowych.

Zasada Z a r ę c z n e g o o spiętrzeniu wód na dyslokacji Krzeszowickiej pozostaje nadal w mocy, gdyż tylko przez przyjęcie hamującego działania iłów mioceńskich w stosunku do silnie szczelinowatych wapieni górnego wapienia węglowego można tak silne wylewy wód gruntowych wyjaśnić.

Bezpośredni dowód na spiętrzający wpływ miocenu, względnie w ogóle iłów trzeciorzędowych, mamy w źródłach położonych między Siedlcem a Żbikiem (XX i XXI), gdzie spiętrzenie to jest bezpośrednio widoczne.

S U M M A R Y

In connection with the planned use of the spring water for the Krzeszowice water — supply, there were organized preliminary hydrogeological investigations on springs in the border of the so-called Dębniki elevation, and chiefly on springs situated near the Czatkowice village and in the valley of Eliaszówka.

These springs, known since long ago have been more fully described by Z a r ę c z n y. („Atlas Geologiczny Galicyi", part III, page 268—9). 34 springs were taken under observation, and 12 of them had been systematically observed from March 21st, 1942, to June 30th, 1942. These springs were also investigated in the years 1944, 1945 and 1946.

The water temperature was observed by Mr. L i n i a l, then checked by J. G o ł ą b until May 15th, 1942, and afterwards by T. B o c h e ń s k i. Surveying in the other years was done by the author.

The investigated springs are situated in the periphery of the Dębniki elevation. This elevation is bounded in the South by a number of dislocations of the Krzeszowice depression; in the west by a large Krzeszówka — Czerna dislocation and in the east partly by the Racławka and Zbża dislocation. 13 out of 34 springs are of the dislocation type. They include the 9 so-called main Czatkowice springs. The remaining springs are: the crevasse springs; the mixed springs (i. e. crevasse and dislocation springs or crevasse and bed springs); bed springs, and surface (terrace) springs.

The position of the springs and their type are shown on the map; the results of surveys are given on the diagrams.

Even on the ground of the course of temperature it may be stated that the genesis of respective springs differs. For instance, the terrace springs have large amplitudes of temperature strictly depending on the

changes of the air temperature. They owe their origine to the waters leaking into terraces, or else to those hold in the surface layers.

Another type of springs with the temperature near to the yearly average one consists of the typical crevasse springs, which are met so often in the areas of Carboniferous limestone, of Jurassic limestone, or also in the areas of Devonian limestones or dolomites.

At the same time it should be stated that the bed springs are of a similar type to the above mentioned. These waters are closely connected with the atmospheric precipitations, and are filtered through the glacial deposits or the sandy clayey deposits of Dogger. Dislocation springs are distinguished by the smallest amplitude of the changes of temperature. They do not surpass 2° C, and the temperature oscillates between 11 and 13° C. In the geological sense they are already thermes.

Beside of the high temperature they are distinguished by a considerable efficiency coming, in some cases, up to 35 l/sec. The main Czatkowice springs have been jointly attaining about 170 l/sec. The catchment area is insufficient to explain the efficiency of the Czatkowice springs alone without speaking of the others. Therefore Z a r ę c z n y has already assumed that the catchment area af the Czatkowice springs spreaded to the north-west. He considered the outflow of the springs as a result of a hold — up of underground waters in a fault or in the Czatkowice springs dislocation.

Owing to cleaning works, the main dislocation crevasse could be well traced through, and it is necessary to take the underground catchement area of Czatkowice springs to be just in the perpandicular direction, that is in the North-East. This is in confirmity with the general character of the Dębnicki elevation. Analysis of the dips in the Carboniferous limestone area indicates that in the greatest part of the area is dipped to the West. This is favourable of course for the water flowing in that direction. In our opinion the catchment area for the main Czatkowice springs is situated to the North-East and to the North from the springs.

For the dislocation springs in the Eliaszówka valley this area is directly to the North but considering that the Krzeszówka dislocation is also carrying water, part of the water may come to those springs from the North West. Considering the small amplitude of the changes of temperature, efficiency and hardness of water (coming up to 28° germ.) we must conclude that the water of the main Czatkowice springs is connected with profound ground waters of distant circulation.

On the other hand, we fully agree with Z a r ę c z n y about the elevation of ground waters in Miocene clays, filling the Krzeszowice graben. A direct proof of an action elevating the ground waters of Miocene may be found in the springs situated between Siedlce and Żbik (XX and XXI) where such an elevation is immediately visible.

Józef GOŁĄB

HYDROGEOLOGIA ZACHODNIEGO PASMA GUBAŁOWSKIEGO

(z 1 fig. w tekście i 1 tabl., VII)

HYDROGEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE GUBAŁÓWKA RANGE NEAR ZAKOPANE

(With 1 fig. in the text and 1 pl., VII)

Badania hydrogeologiczne na terenie Gubałówki rozpoczęto w r. 1939 łącznie z dr St. Sokołowskim. Podział pracy był tego rodzaju, że dokładną mapę zakrytą geologiczną opracowuje dr Sokołowski, a zagadnienia hydrogeologiczne opracowywał autor. W roku 1942, 1945 i 1946 w związku z opracowywaniem fliszu podhalskiego między Czarnym i Białym Dunajcem spostrzeżenia hydrogeologiczne zostały uzupełnione, a wyniki tych uzupełnień staramy się przedstawić w tej notatce.

Ogólna charakterystyka terenu

Pasmo Gubałowskie, zamykające zapadlisko zakopiańskie od północy, składa się z czterech zasadniczych części, a mianowicie: pasma grzbietu Furmanowa-Poronin, właściwego grzbietu Gubałówki, wyniesienia Butorowa i wyniesienia Palenicy z przedłużeniem ku zachodowi (tzw. Mietłówki). Zbocza południowe Gubałówki są strome, zbocza północne są łagodniejsze. W zasadzie całe pasmo Gubałowskie (w sensie morfologicznym) zbudowane jest z utworów fliszu podhalskiego, poza tym z utworów lodowcowych. Flisz podhalski został przez autora na podstawie szczegółowych badań terenowych (J. G o ł ą b: „Flisz podhalski między Czarnym i Białym Dunajcem") podzielony na trzy główne piętra. Piętra te są następujące: warstwy zakopiańskie z piaskowcami spągowymi i ko-

zienickimi, warstwy chochołowskie i warstwy ostryskie. Warstwy zakopiańskie wykształcone są przeważnie w postaci zielonawoszarych, względnie oliwkowych łupków z wkładkami w dolnej części krzemionkowych dolomitów; warstwy chochołowskie składają się z konglomeratów i pia-

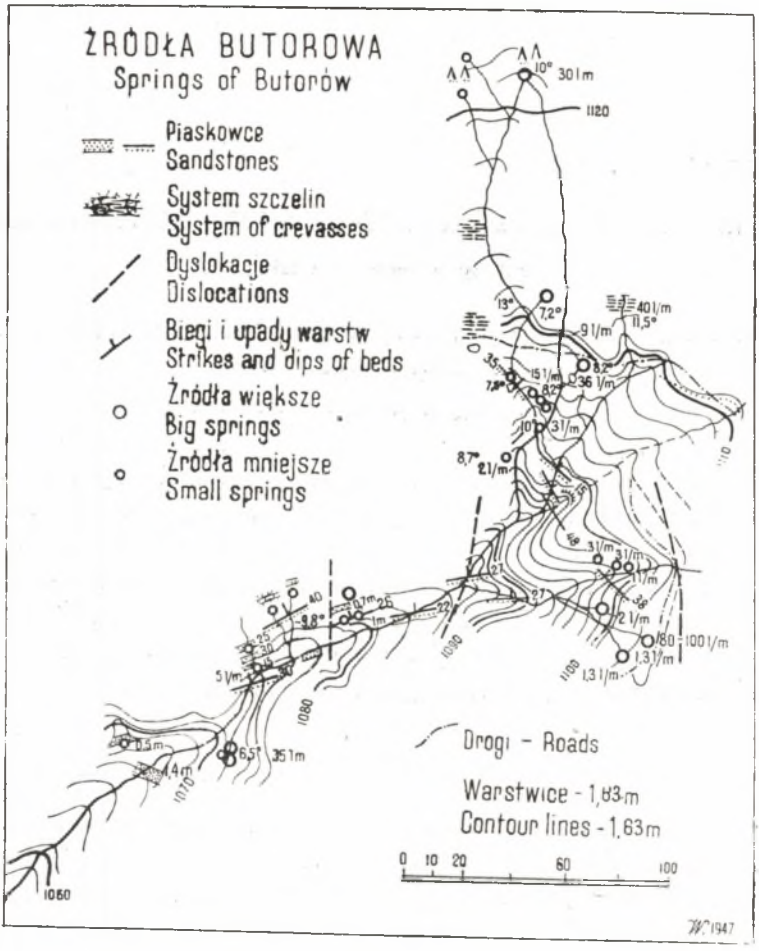


Fig. 1.

skowców podstawowych, następnie iłów z pseudo-egzotykami i łupków z piaskowcami. Warstwy ostryskie w dolnej części przeważnie łupkowe, w górnej — przeważnie piaskowce. Materiał tatrzański w osadach pojawia się dopiero w warstwach chochołowskich, przy czym najbardziej

spągowe części zawierają materiał zniszczonego fliszu podhalskiego, ku górze pojawiają się w osadzie środkowo-eoceńskie wapienie nummulitowe, a wreszcie w górze znajduje się i materiał krystaliczny. Tektonicznie pasmo Gubałowskie oddzielone jest od zapadliska Zakopiańskiego dyslokacją częściowo typu nasunięcia, częściowo typu uskokowego. Samo pasmo Gubałowskie przedstawia na ogół monoklinalne ułożenie warstw i tak: na obszarze wschodnim skierowanym ku NNE, na obszarze właściwej Gubałówki ku N, na obszarze Palenicy ku NW i WNW. Poszczególne elementy pasma Gubałowskiego są od siebie oddzielone dyslokacjami poprzecznymi typu uskokowego. Samo morfologiczne pasmo zbudowane jest częściowo z warstw zakopiańskich, w szczytowych partiach — z warstw chochołowskich i wreszcie w partiach najbardziej na zachód wysuniętych — z warstw dolnych ostryskich.

Źródła

Na obszarze pasma Gubałowskiego możemy wyróżnić następujące typy źródeł, a mianowicie: źródła dyslokacyjne, źródła warstwowe, względnie warstwowo-szczelinowe, źródła rumoszowe i źródła osuwiskowe. Położenie źródeł jest rozmaite. Najsilniejsze źródła występują jednak mniej więcej na granicy warstw chochołowskich i zakopiańskich, to znaczy w pobliżu partii szczytowych. Większe nagromadzenia źródeł (patrz mapa) znajdują się w obszarze Ciągłówki, Pająkówki, Butorowa i Palenicy. Z tych źródła Butorowskie mają największe znaczenie. Jeżeli chodzi o położenie źródeł, to mamy do czynienia zarówno ze źródłami dolinnymi, zboczowymi, jak i w jednym przypadku (Pająkówka) grzbietowymi.

Źródła dyslokacyjne

Wzdłuż dyslokacji Gubałowskiej rozłożone są źródła, które niekiedy, jak na przykład na obszarze Ciągłówki, przybierają charakter zespołowy. Źródła te są na ogół drobne, mało wydajne, chociaż temperatura ich jest nieco wyższa od średniej rocznej. Do typu źródeł dyslokacyjnych należy również źródło na Pająkówce. Związane jest ono z uskokiem, którego amplituda wprawdzie nie jest wielka, wynosi bowiem około 1½ m, ma jednak dlatego znaczenie, że najprawdopodobniej jest jednym z całego zespołu uskoków na tym obszarze. Najwybitniejsze źródła dyslokacyjne znajdują się na Butorowie. Są one związane z zespołowym systemem uskoków połączonych częściowo z nasunięciem. Tworzą one zespół kil-

kunastu źródeł, z których największe mają wydajność około 100 l/min. Zespół tych źródeł tworzy wachlarz otwierający się ku północy. Źródła na zachodnim zboczu Palenicy są ściśle związane z wielką dyslokacją Palenica — Dzianisz, częściowo typu nasunięciowego, częściowo uskokowego.

Źródła warstwowe

Występują one z reguły na granicy warstw chochołowskich i zakopiańskich. Rozkładają się one częściowo na południowych zboczach, gdzie szczególnie południowe zbocze Gubałówki (wodociąg dla restauracji na Gubałówce), następnie na Butorowie (wodociąg dla tzw. willi Kasprzyckiego) i wreszcie na Palenicy, gdzie źródła te dają początek drobnym potokom. Źródła warstwowe w związku z nachyleniem warstw ogólnie biorąc ku północy występują przeważnie jednak po północnej stronie pasma Gubałowskiego. Tworzą one tam źródła zespołowe, które miejscami, jak np. na Łosiówkach, tworzą właściwie wychodnię wody gruntowej. Źródła te ku zachodowi pojawiają się na północnym zboczu Gubałówki i Palenicy. W tych przypadkach ze względu na ilość wody tworzą one obszerne młaki i niekiedy drobne stawki. Występowanie tych źródeł powoduje między innymi zjawiska złazowe, tak charakterystyczne np. dla północnego zbocza Gubałówki. Temperatura źródeł waha się od 7 do 8,5° C. Twardość od 8 do 10° niem. Poza źródłami warstwowymi na granicy warstw chochołowskich i zakopiańskich znajdują się drobne źródła warstwowe w obrębie samych warstw zakopiańskich, a mianowicie w tych miejscach, gdzie warstwy zakopiańskie posiadają wkładki spękanych piaskowców. Źródła te są wypływami warstw wodnych w tychże piaskowcach. Są one z tego względu ważne, że ludność mieszkająca na zboczach Gubałówki głównie z tych warstw pobiera wodę dla celów użytkowych.

Źródła rumoszowe

Są to źródła o bardzo zmiennej temperaturze, ściśle zależnej od temperatury powietrza, występujące wszędzie tam, gdzie jest większe nagromadzenie rumoszu fliszowego, a więc na łagodnych zboczach i w dolinach strumieni.

Źródła osuwiskowe

Na obszarze pasma Gubałowskiego występuje szereg osuwisk, z których osuwisko Ciągłówki, Pająkówki, Butorowa i Palenicy jest najważniejsze. Na obwodowych częściach osuwisk występuje woda gruntowa

w postaci źródeł, wycieków i zwilżeń. Główniejsze źródła znajdują się na obszarze Butorowa, gdzie przy niszy osuwiskowej mamy źródła zespołowe, poza tym na Ciągłówce, gdzie występują liczne drobne wycieki. Na obszarze Palenicy nie ma wyraźnych źródeł, natomiast mamy do czynienia z obszernymi wyciekami i zwilżeniami.

Uwagi ogólne

Ze względu na wybuch wojny badania hydrogeologiczne na Gubałówce mają charakter prowizoryczny i właściwie celem ich była inwentaryzacja źródeł i wycieków wód gruntowych w związku z planowaniem osiedli na Gubałówce. Dlatego też pomiary temperatury były na ogół przeprowadzone jednorazowo, a tylko w latach 1942, 1945 i 1946 były kontrolowane. Jeżeli chodzi o wydajności, to tam, gdzie to było możliwe, przeprowadzone zostały pomiary bezpośrednie, natomiast ciągłe pomiary za pomocą projektowanych przelewów Poncelet'a nie mogły być doprowadzone do skutku. Pomiary twardości przeprowadzono systemem polowym, a jedynie w niektórych przypadkach uzyskano dokładniejsze dane z analiz chemicznych. Dotyczy to źródeł na Palenicy i częściowo źródeł potoku Butorowskiego. Uważaliśmy jednak za stosowne już obecnie podać pierwsze wyniki tych badań w związku z dość rozpowszechnionym mniemaniem o całkowitym braku wód gruntowych na obszarze Gubałówki.

W ten sposób scharakteryzowano dokładniej źródła na Palenicy i Butorowie. Jak na załączonej mapce widać (fig. 1), źródła na Butorowie można podzielić na trzy odrębne części, a mianowicie: źródła położone na wysokości od około 1,070 do 1,085 m n. p. m., na źródła położone na wysokości 1,100 m i wreszcie źródła na wysokości między 1,105 a 1,110 m. Źródła dolne są z reguły typu zboczowego, wydajność ich osiąga 35 l/min., temperatura — od 6,5° do 9,8° C. Związane one są z występowaniem piaskowców nieco zdyslokowanych.

Źródła na wysokości około 1,100 m są najbardziej wydajne; dają bowiem od 80 do 100 l/min. Związane są one z dyslokacją typu uskokowego, przy czym dyslokacja ta jest dyslokacją zespołową. Temperatura tych źródeł wynosi około 9° C. Źródła wysokie, położone na wysokości około 1.110 m są źródłami mieszanymi, osuwiskowo-warstwowymi. W związku z tym temperatury ich dostosowują się do temperatury powietrza i wynoszą przeciętnie 10°, a tylko niektóre z nich mają temperaturę związaną ze średnią roczną temperaturą powietrza (okres badań: lipiec 1939 r.). Te źródła, których temperatura zbliża się do temperatury

średniej rocznej, leżą z reguły na mniej lub więcej wyraźnych dyslokacjach. Na całym obszarze badanych źródeł Butorowskich twardości wód rozkładają się w ten sposób, że największe wody znajdujemy w źródłach położonych najwyżej, najtwardsze w źródłach głównych. Źródła główne w związku z tym tworzą trawertyn, który w postaci progu oddziela ich źródła od wcięć potoków. Ogółem należy zaznaczyć, że na całym obszarze pasma Gubałowskiego źródła dyslokacyjne prawie zawsze odznaczają się wydzielaniem trawertynu. Trawertyn jednak posiada kilka generacji różnowiekowych i tak: trawertyny okresu najprawdopodobniej lodowego (analogiczne do trawertynu w Gliczarowie — J. U r b a ń s k i i E. P a s s e n d o r f e r) posiadają konsystencję zbitą, trawertyny młodsze są luźne, posiadają liczną faunę ślimaków i wreszcie najmłodsze pokrywają jedynie na powierzchni okruchy skał i roślin.

Źródła na Palenicy są typu warstwowo-szczelinowego. Wypływają one na granicy gruboławicowych piaskowców i łupków, przy czym piaskowce są silnie spękane. Temperatury z reguły nie przenoszą 8° C (lipiec 1939 r.). Twardość średnia; ogółem biorąc są to wody średnio twarde. Wydajność łączna źródeł na Palenicy przenosi 300 l/min. Zaznaczyć jednak należy, że rozłożenie tych źródeł zajmuje znaczny obszar, a wysokościowo źródła te występują między 1,065 m a 1,110 m nad poziomem morza. Widzimy z tego, że odpowiednio ujęte źródła na Palenicy czy Butorowie ze względu na ich wysokie położenie mogą obsłużyć grawitacyjnie wszelkie obiekty położone poniżej 1.000 m na zboczu pasma Gubałowskiego, przy ustawieniu wieży ciśnień na Palenicy, względnie, co byłoby korzystniejsze, na Butorowie — grzbiet Gubałówki mógłby być całkowicie zaopatrzony w wodę.

S U M M A R Y

The hydrogeological investigations in the area of the Gubałówka Range situated to the North of Zakopane, were started in 1939 in connection with the plan of building up of this area. They were followed by some further researches in 1942, 1945 and 1947, carried on as a part of the general study of the Flysch of Podhale. Morphologically the Gubałówka Range appears as a number of hills named (going from the East to the West): the Furmanowa — Poronin ridge, the proper Gubałówka ridge, the elevation of Butorów, Palenica and its extension to the west, the so-called Płazówka.

This range is composed of the Flysch of Podhale deposits, appearing in three different series, namely: the so-called Zakopane beds, composed chiefly of shales with intercalations of sandstones no more than 1,5 m thick; the superimposed beds called the Chochołów beds, in which the sandstone and conglomerate deposits, from the hydrogeological point of view are the most important elements and generally are situated near the bottom of the bed; the top deposits called Ostrysz beds, composed of shaley complexes and limited from the bottom and the top with the sandstone beds.

The characteristic feature of the Flysch deposits is the petrographic composition of their conglomerates, namely that the tatric components appear not before the Chochołów beds, and that the crystallic components occur pretty high.

Tectonically the Gubałówka Range has the monoclinal structure with a general dip to the North, and the whole is cut by dislocations of either E — W (the Gubałówka dislocation) or S — N directions (the dislocations of Ciągłówka and Butorów, and the overthrust of Palenica).

The springs of the Gubałówka Range are of the dislocation type, the bed type, the bed and crevasse type, the weathering residues type,

or of the landslides type. The position of the springs is various, but the strongest occur more or less on the boundary of the Chochołów and Zakopane beds i. e. near to the top of the range. The most important Butorów springs are situated, for instance, at an altitude from 1,090 to 1.110 meters above the sea level. The other example is that of the springs of the eastern slope of Palenica which appear also at the same altitude. The most important dislocation springs are those of the Ciągłówka and Butorów area, where their efficiency in the greatest springs reaches 100 l/min with a temperature of 8° to 9° C (July 1939). The bed springs are situated mainly on the northern side of the Gubałówka ridge, and there are plenty of them on the southern slopes too. Their altitude depends on the outcrops of beds. They are attached to the Chochołów and Zakopane sandstone beds. Their temperature is 7 — 8,5° C (July 1939), and hardness from 8 to 10° germ.

They are used chiefly by the local population for local purposes. Bed and crevasse springs connected indirectly with dislocations should be also reckoned among the latter. The landslide springs are grouped along the periphery of landslides. The Ciągłówka, Pająkówka, Butorów and Palenica landslides are the most important of them. In this case instead of springs the seepages appear frequently, causing the formation of wet meadows and peat-bogs.

The springs at Palenica and Butorów are the most important from the economical point of view as each of these two groups of springs provides up to 300 l of water per min. The hardness of these springs varies from 8 to 10° germ. (general hardness), at temperature from 6,5 to 10° C.

It should be observed that the hardest waters are connected with dislocations, and that is revealed, among others, by the formation of travertines.

However the aforesaid investigations were fragmentary only, it was considered advisable to publish the hitherto attained results as in the popular opinion there is complete lack of usable water in the Gubałówka Range area.

Actually, for the purely local purposes, these springs are quite sufficient, and they are suitable for use.

Bogumił KRYGOWSKI

SPRAWOZDANIE Z PRAC TERENOWYCH NA DOLNYM ŚLĄSKU W R. 1946

(z 2 tabl., VIII — IX)

REPORT OF THE GEOLOGICAL FIELD WORKS IN LOWER SILESIA IN 1946

(with 2 pl., VIII — IX)

Wstęp

Zgodnie z propozycją P. I. G. przeprowadziłem zdjęcie geologiczne utworów czwartorzędowych łącznie z uwzględnieniem problemów hydrogeologicznych na sekcjach 1:25 000: Gröditzberg (Grodzisko) — 2820. (NE skrawek mapy) Kaiserswaldau (Raczynek)—2759 (S połówka mapy). Ogólnie w czasie od 5.VIII do 15.IX. 1946 r. skartowano około 77 km², a dorywczymi obserwacjami objęto około 30 km² (sekcja Goldberg — 2821). Pomiarów występowania wody gruntowej wykonano 47, pomiarów temperatury — 25, wydajności studni i źródeł — 7. Zebrane próbki w ilości 10 wysłano do Instytutu Geograficznego U. P. w Poznaniu w celu dokładniejszego zbadania.

Sprawozdanie podaje najważniejsze obserwacje i uwagi będące raczej natury tymczasowej. Nie obejmuje dyskusji z istniejącymi już wynikami, których dostarczyli inni badacze. Również dołączone mapki mają charakter tymczasowy.

Morfologia

Rzeźba powierzchni wymienionych sekcyj jest polodowcowa, jednakże nietypowa z powodu zmian wtórnych, trudnych do określenia. Środkiem sekcyj Gröditzberg i Kaiserswaldau przebiega wał zaczyna-

jący się około bazaltowej Góry Grodziskiej (Gröditzberg) a kończący się pod Wolshain na północy. Jest on mniej więcej 10 km długi, szeroki od 2 — 4 km, przy czym wybiegają zeń ostro morfologicznie zaznaczające się łapy zarówno w kierunku W, jak i E. Silne ożywienie morfologiczne powierzchni wału (sfalowanie, chaotyczny układ pagórków, znaczna stoczystość, oraz materiał budujący pagórki wskazują, iż mamy tu do czynienia najprawdopodobniej z moreną czołową. Od W, N i E przylega do owego wału moreny czołowej wielka płaszczyzna, bliżej moreny czołowej silniej sfalowana, dalej spokojniejsza, która niewątpliwie reprezentuje płaszczyznę moreny dennej. Morfologia, materiał budujący, poza tym stosunek do wału moreny czołowej popierają to przypuszczenie. Wobec tego, że kulminacje moreny czołowej wahają się w granicach od 250 — 272 m n. p. m., a płaszczyzny moreny dennej od 190 — 240 m, wysokość względna osiąga wartość 30 — 80 m, dzięki czemu wał moreny czołowej, patrząc nań z płaszczyzny moreny dennej, zarysowuje się imponująco. Sfalowanie moreny dennej bywa miejscami wyraźne i jest albo pierwotne albo wtórne (erozja, wymywanie piasków przez wodę gruntową etc.). Deniwelacje w morenie dennej wahają się w granicach od 5 — 20 m (wcięcia potoków wykazują wartości pośrednie).

Utwory czwartorzędowe

Plejstocen

Główną masą utworów lodowcowych jest żwir, który stanowi (szacunkowo) mniej więcej 95% całego dyluwium. Piaski i gliny odgrywają minimalną rolę. Zasadniczym tworzywem żwiru jest ziarno o ⌀ 1 — 2 mm (ca 50%). Na ziarno 2 — 5 mm wypada 30%, powyżej 5 mm 20%. Czasem żwir przechodzi w piasek, zwłaszcza w partiach dolnych. Na ogół żwir jest koloru żółtego lub białego, konsystencji luźnej. Jedynie w stropie bywa scementowany bądź iłem, bądź limonitem. Ta górna warstwa zwięzłego żwiru posiada miąższość nieznaczną 50 cm do 3 m (przeważnie jednak poniżej 1 m) i jest to utwór zwałowy. Postępując od góry spotykamy zatem następujący układ warstw:

a) żółta pokrywa gliniasta lub glinkowa, mniej lub więcej przemieszana ze żwirem . . . . . 0 — 0,70 m
albo
b) brązowa lub żółta glina zwałowa (morenowa), najczęściej silnie żwirowa, przetkana z rzadka głazami i blokami . . . . . 0 — 1,5 „

c) brązowy żwir zwałowy, mniej lub więcej zlepiony i zwięzły . . . . . 0 — 3 m
d) biały lub żółty fluwioglacjalny żwir wyraźnie warstwowany, najczęściej zupełnie luźny . . . . . do 20 „
e) żółty, średni piasek słabo ilasty, występujący w kompleksie żwirowym w postaci listew . . 50 cm — kilka m

Skład petrograficzny żwirów ilustrują załączone tabele:

żwir o ⌀ 3—7 mm (z Töppendorf):

a) kwarc	67%
b) skalenie, granity, porfiry	24%
c) osadowce (piaskowce) .	9%

żwir o ⌀ 2—3 mm (z Alzenau):

a) kwarc	68%
b) skalenie, granity, porfiry	21%
c) osadowce	7%

Z tabel tych widać, iż ziarno kwarcowe posiada decydującą rolę. Niemniej odsetek grupy b jest jeszcze bardzo znaczny i ma wielkie znaczenie, szczególnie dla gleb. Bloki o rozmiarach powyżej 50 cm trafia się dość często zarówno w obrębie moreny dennej, jak i czołowej.

Skład głazów jest w grubym zarysie następujący:

na granity, gnejsy, porfiry etc. przypada ca	29%
na kwarce	33%
na piaskowce i inne skały osadowe	38%

Charakterystyczne, że w omawianej serii dyluwialnej brak glin i iłów, skutkiem czego okolica cierpi na brak materiałów ceramicznych.

Rozprzestrzenienie powierzchniowe poszczególnych materiałów.

Zadziwiającą cechą dyluwium omawianego obszaru jest niemal identyczny skład materiałowy moren: czołowej i dennej. Różnica zachodzi jedynie w tym, że kompleks żwirów moreny dennej (tych samych żwirów, które budują także morenę czołową) jest przykryty od góry cienką powłoką gliny morenowej o miąższości rzadko przenoszącej 50 cm. Tej pokrywy gliniastej (często glinkowej, żwirkowo-glinkowej) na żwirach

moreny czołowej brak, względnie jest jeszcze cieńsza i bardziej żwirowa. Stąd na tymczasowej mapce utworów (tabl. VIII), czwartorzędowych zaznaczono strefę moreny czołowej jako żwiry, żwiry gliniaste na żwirach, gdy obszar moreny dennej oznaczono jako gliny, względnie glinki na żwirze. Nie znaczy to bynajmniej, żeby w obrębie moreny czołowej nie było smug gliniastych lub odwrotnie: w obrębie moreny dennej — smug czysto żwirowych. W części SW sekcji Kaiserswaldau, gdzie starsze skalne podłoże wychodzi wysoko, pokrywa dyluwium jest nikła i miesza się z miejscową wietrzeliną żwirową lub gliniastą. Dyluwium usuwa się tutaj na drugorzędny plan, nierzadko wygasa całkowicie.

H o l o c e n.

Holocen wykształcony jest na omawianym terenie w postaci aluwiów i deluwiów. Na aluwia składają się mady rzeczne: gliniaste, wzgl. gliniasto-żwirowe, podścielone żwirem lub piaskiem. Tylko miejscami torf zastępuje madę gliniastą. Aluwia związane z doliną Małej Bobry zajmują nieznaczny obszar. W sumie miąższość ich nie przekracza 2 m, przy czym grubość pokrywy gliniastej tylko rzadko przekracza 1 m. Deluwium rozwinięte głównie jako przemyte gliny i glinki o nieznacznej miąższości (50 cm — 1 m) zajmują dna „suchych" potoków i wszelkich znaczniejszych zagłębień.

W o d y p o w i e r z c h n i o w e

Nader charakterystyczną cechą opisywanego obszaru jest nikła sieć rzeczna, wzgl. jej zupełny brak. Poza bowiem Małym Bobrem, podtrzymywanym w znakomitej części przez źródła, żywotniejszych potoków zasilających tę rzeczkę brak. Są doliny i dolinki wybiegające z wału moreny czołowej, ale albo są one zupełnie suche, albo posiadają jeno delikatną niteczkę wodną, co stoi w jaskrawej dysproporcji do dość silnych i częstych opadów atmosferycznych na tym terytorium. To niezwykle ważne gospodarczo zjawisko znajduje wyjaśnienie w strukturze żwirowej całego obszaru a w szczególności wału moreny czołowej. Woda ucieka w skrajnie przepuszczalne pokłady dyluwium, to jest żwir, zatrzymując się na głębokości kilkunastu (i więcej) m. To zjawisko infiltracji jest tutaj szczególnie silne, a ruchliwość wód wgłębnych może być znaczna. Nie wykluczam nawet, że pewne formy na powierzchni mają związek z wodami gruntowymi.

Poziomy wód gruntowych w utworach dyluwialnych

Fakt, że całe przeze mnie poznane dyluwium składa się wyłącznie ze żwirów, ma kolosalne znaczenie dla krążenia wód — w obrębie utworów czwartorzędowych. Bardzo silna przepuszczalność żwirów sprawia, że woda opadowa ucieka w głąb — jak przypuszczam, w większej ilości, niż to obliczenia przyjmują. Nikła pokrywa żwirowo-gliniasta (0—70 cm), ściślej glinkowa, zalegająca przede wszystkim płaszczyznę moreny dennej, powstrzymuje wodę tylko w nieznacznym stopniu. Czyli innymi słowy: nie ma poważniejszych przeszkód w postaci listew ilastych i gliniastych (mniej więcej do głęb. 30 m) w dyluwium, które by wodę opadową hamowały. Te zaś listwy drobnego piasku, jakie spotkano w Mitławie, odgrywają bardzo podrzędną rolę w rozpoziomywaniu wód gruntowych. Zatem woda opadowa zatrzymuje się dopiero na nieprzepuszczalnym „dnie" dyluwium (którego nie znam z braku wierceń), tworząc stosunkowo silny i dość gruby „pokład" wody gruntowej, pokład, którego miąższość może dochodzić nawet do kilkunastu i więcej metrów. Jednolity charakter żwirowy dyluwium pozwala wnosić, że pokład ten jest jednolity, niepodzielony. Gdzie się zbliża silnie do powierzchni, względnie wychodzi na wierzch, tam wykazuje latem wyższe temperatury (14,5°, 10°, 14°, 16° 13°, 14° itd.), natomiast gdzie leży głębiej od powierzchni (5 i więcej metrów), wykazuje niemal niezmienną temperaturę ca 10°, którą z tego względu należy uznać za charakterystyczną dla głównej masy wody gruntowej w obrębie dyluwium. W każdym razie różnice termiczne (13° i 14° i z drugiej strony 10°) nie upoważniają do wydzielenia jakichś dwóch odrębnych poziomów wody gruntowej w warstwach czwartorzędu.

Co się tyczy następnie powierzchni wody gruntowej, to ilustruje ją mapka izohips wodnych (tabl. IX). W grubych zarysach „relief" (powierzchni hydrograficznej) wodny zgadza się z reliefem powierzchni dyluwialnej. Niemniej są i pewne, nawet znaczne odchylenia. Na ogół zarysowują się w tym reliefie następujące elementy: 1) silne wydłużone obniżenie na linii: Mühlberg — Mitława — Lubichowo, ostro zarysowujące się i należące do zlewni Małego Bobra, 2) wyniesienie na linii: Lubichowo — Töppendorf i 3) łagodniej zaznaczająca się zlewnia rzeczki Schnelle Deichsel (sekcja Goldberg). Wzniesieniem Lubichowo — Töppendorf biegnie dział wód obydwu zlewni. Gdy kulminacje działu wód wynoszą 240 — 250 m n. p. m., w obokległym „dnie" zlewni Mühlberg — Miłtawa — Lubichowo notujemy punkty 205, 204 etc. Nie bez znaczenia jest

fakt, że na odcinku 1 km w okolicy szybu Mühlberg różnica wynosi z górą 40 m, czyli opad powierzchni wody gruntowej, wynoszący tutaj 40‰, należy ocenić jako bardzo znaczny. W Mitławie jest już mniejszy, a w Lubichowie jeszcze mniejszy. Warto jeszcze wspomnieć, że wydajność studni czerpiących z pokładu wody gruntowej jest dość znaczna i waha się w granicach od kilku litrów na minutę do 30, przy czym wartość pośrednia jest najczęstsza. Zgoła zaś imponująco przedstawia się wydajność źródeł bijących u stóp wału moreny czołowej (20, 25, 30 litrów) nad Bobrem, na linii mniej więcej styku dyluwium z aluwiami rzecznymi. Ciekawe, że po drugiej stronie działu zlewni (E) zauważone źródła są znacznie słabsze — co by istotnie przemawiało za łagodnym opadaniem powierzchni wodnej ku Schnelle Deichsel.

Ewentualne głębsze poziomy wodne

Pomiar temperatury wody w szybach w Lubichowie [1]) wykazał, iż na powierzchni wodnej temperatura równała się 11,5° (w obu szybach), a w Mühlbergu nawet 12°. Na głębokości zaś 10 m od zwierciadła — 10°, a nawet 9,5° (drugi szyb). Woda o temperaturze 10° i 9,5° przynależy niewątpliwie do opisanego wyżej pokładu wody gruntowej w utworach czwartorzędowych i z tą wodą mamy do czynienia — jak przypuszczam — we wszystkich szybach. Owa cieplejsza woda z temperaturą 12° nastręcza już pewne trudności: albo jest to ów cieplejszy strop pokładu wody gruntowej, obserwowany w różnych punktach opisywanego terenu, albo woda pochodząca z głębszych warstw geologicznych, co w tej chwili wobec braku odpowiednich danych nie może być ustalone.

Uwagi dotyczące wody w szybach

Przy omawianiu wody w szybach Mühlberg, Mitławie, Lubichowie należy podnieść następujące fakty:

1) wszystkie szyby leżą na linii najniższego obniżenia w reliefie wodnym, a więc w obrębie maksymalnego naporu wody gruntowej;
2) olbrzymia część wody w szybach pochodzi (jak tego dowodzą temperatury) z dyluwium,

[1]) Woda w szybie Miława z powodu prac systemem zamrażania posiada temperaturę 2 do 3°. Jest to zatem temperatura sztucznie wywołana.

3) woda ta pochodzi głównie z olbrzymiego rezerwuaru wód gruntowych nagromadzonych w wielkim wale moreny czołowej, który w znacznej części pokrywa się ze strefą wychodni cechsztyńskiej. Okoliczność ta jest decydująca dla ogólnego wgłębnego krążenia wód. Woda wlewa się w systemy szczelin tym łatwiej, że pod znacznym ciśnieniem, gdyż — jak wspomniałem — pokład wody gruntowej bywa miejscami pokaźnej miąższości.

Gdzie woda wlewa się, gdzie i jakie zbiorniki uwarunkowane rzeźbą podłoża dyluwialnego znajdują się, czy i gdzie jest na wychodniach cechsztyńskich płaszcz ilasty zamykający dostęp wodom „dyluwialnym" do szczelin cechsztyńskich, na to wszystko mogą odpowiedzieć wiercenia do dna dyluwium, szczególnie w strefie kontaktowania się wychodni cechsztyńskiej z moreną czołową. W celu uchwycenia zagadnień przewiduję co najmniej dwadzieścia wierceń o głębokości 10 do 60 m.

S U M M A R Y

In the summer season of 1946 I mapped up geologically 77 km² of area covered by maps 1 : 25.000: Gröditzberg (2820) and Kaiserswaldau (2759). Researches chiefly concerned the Quaternary as well as the hydrogeological problems connected with Pleistocene.

Relief, geological structure

1. the basalt cone (Gröditzberg — Grodzieniec) — the highest point in the area.
2. the flot rampart, beginning in the south from Gröditzberg and running in a straight line to Wolshain in the North, is 10 km long, 2 — 4 km wide,
3. the slightly undulated plain cut up with valleys.

The rampart reaches 250 — 272 m in height and the plain 190 — 240 m above the sea level owing to which relative height of the rampart reaches 30 — 80 m making it well visible on an area, in general not much diversified. Letting the basalt cone alone as well as the more distinct elevations in the southern part of the area referred to, where older formations outcrop, the whole superficial zone more or less down to a depth of 50 m is composed exclusively of materials of the Carpathian glaciation (Cracovian of S z af e r). They are gravels and at most coarse ones, sands and loams, at which at least 90% of the total mass of all the Pleistocene falls to the gravels. Sands and especially loams appearing so abundantly on the area of the young glaciation (e. g. in Western Poland) play a very small part here. As a matter of fact there are no typical boulder clays here, and the thin cover of clay, frequently mixed with the gravel underlying it, gives an impression of boulder clay, in reality, however, it is a pseudo-boulder clay resulting from mixing of old

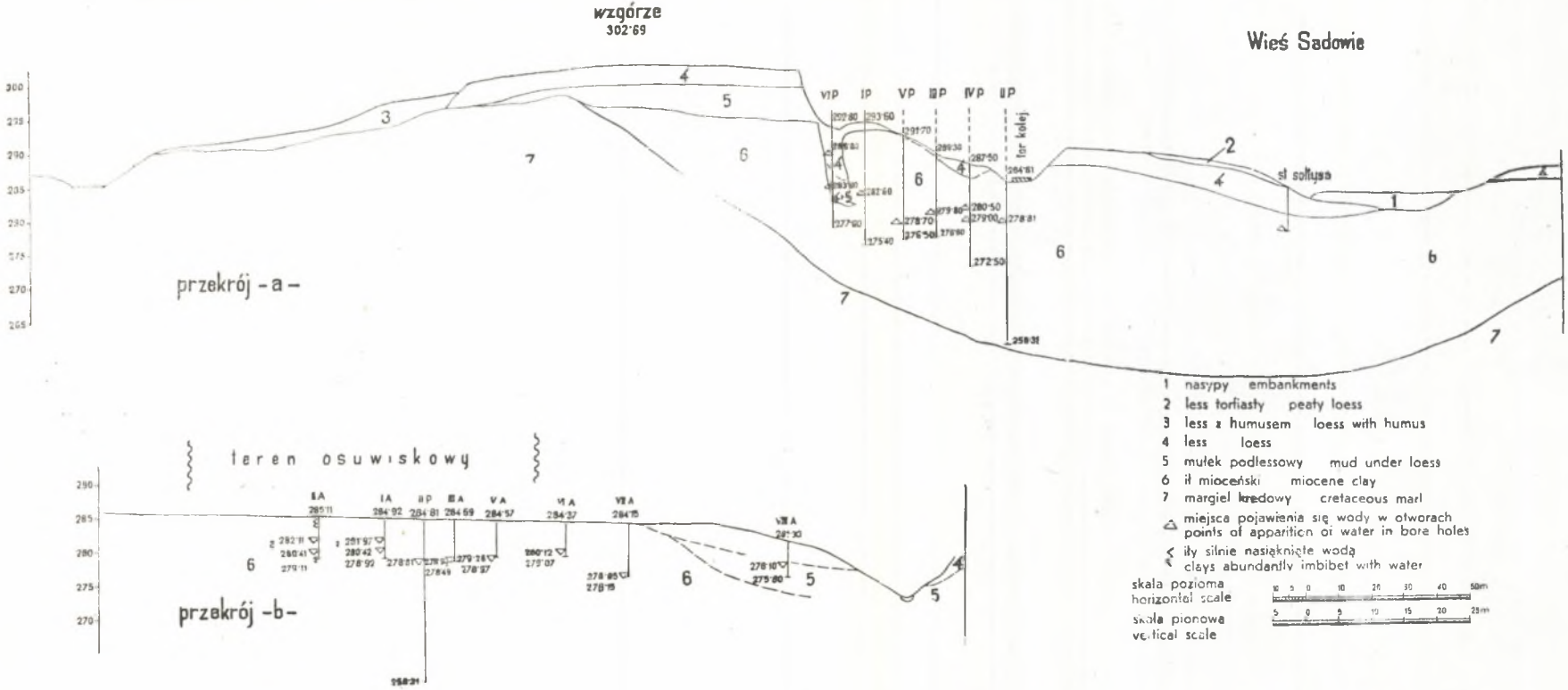
Pleistocene gravel with loess that covered the gravel beds of the grounds herein referred to in the period of the last glaciation. The clay cover being for the most part thin (about 50 cm), thus the Pleistocene there is composed of gravels alone. Whether the Cracovian glaciation left the boulder clay here it is difficult to state owing to the absence of more distinct traces left by it. Abundance of coarse gravels suggests that this area had been a zone of very lively action of running waters, rendening any loam deposition impossible.

The rampart aforesaid composed of gravel resembles, but to a certain degree, a terminal moraine just as the plain surrounding the rampart does not represent a typical ground moraine. They are senile forms resulting perhaps from some secondary changes difficult to determine.

Hydrogeology

Clays and Tertiary loams are in fact actual bottom of ground waters. This bottom is uneven and not everywhere impermeable. Hence the ground water surface is rather much undulated and in general corresponds to the present configuration. For instance it lies high up within the limits of the rampart and low down on the valley lines. Very permeable gravels cause rain water to escape easily into the depth (hence streams are scarce) way down to the impermeable bottom, where it forms large water reservoirs signalized by powerful springs at the foot of elevations. This water reservoir connected with the Pleistocene formation is dangerous insomuch as owing to the untightness of its sub-Pleistocene bottom it communicates with the system of fissures of the copper bearing Zechstein complicating thus mining works to a high degree. Analogical temperature of waters rushing from the spring of the Pleistocene beds, as well as of waters filling minig shafts indicates above any doubt that in both cases it is the question of the same water.

PRZEKRCJE PRZEZ TEREN OSUWISKOWY WZDŁUŻ LINII WIERCEŃ: a) prostopadłej — b) równoległej do toru kolejowego
SECTIONS ACROSS THE LANDSLIDE ALONG THE LINE OF DRILLINGS: a) perpendicular — b) parallel to the railway



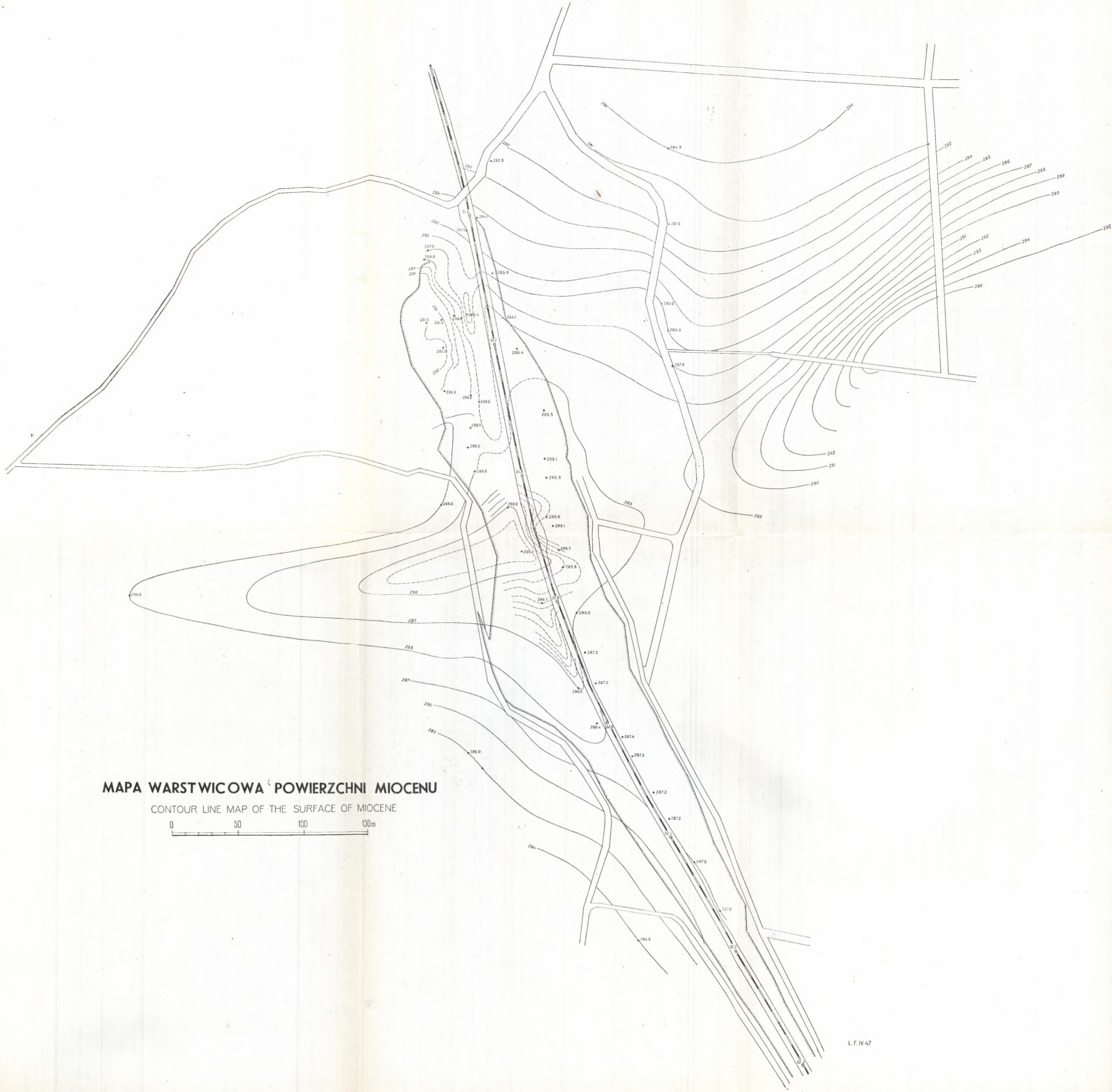
St. SOKOŁOWSKI. Osuwisko w Sadowiu.

Państw. Inst. Geol., Biul. 32, 1937 r.
Inst. Géol. de Pologne, Bull. 32, 1947 r.

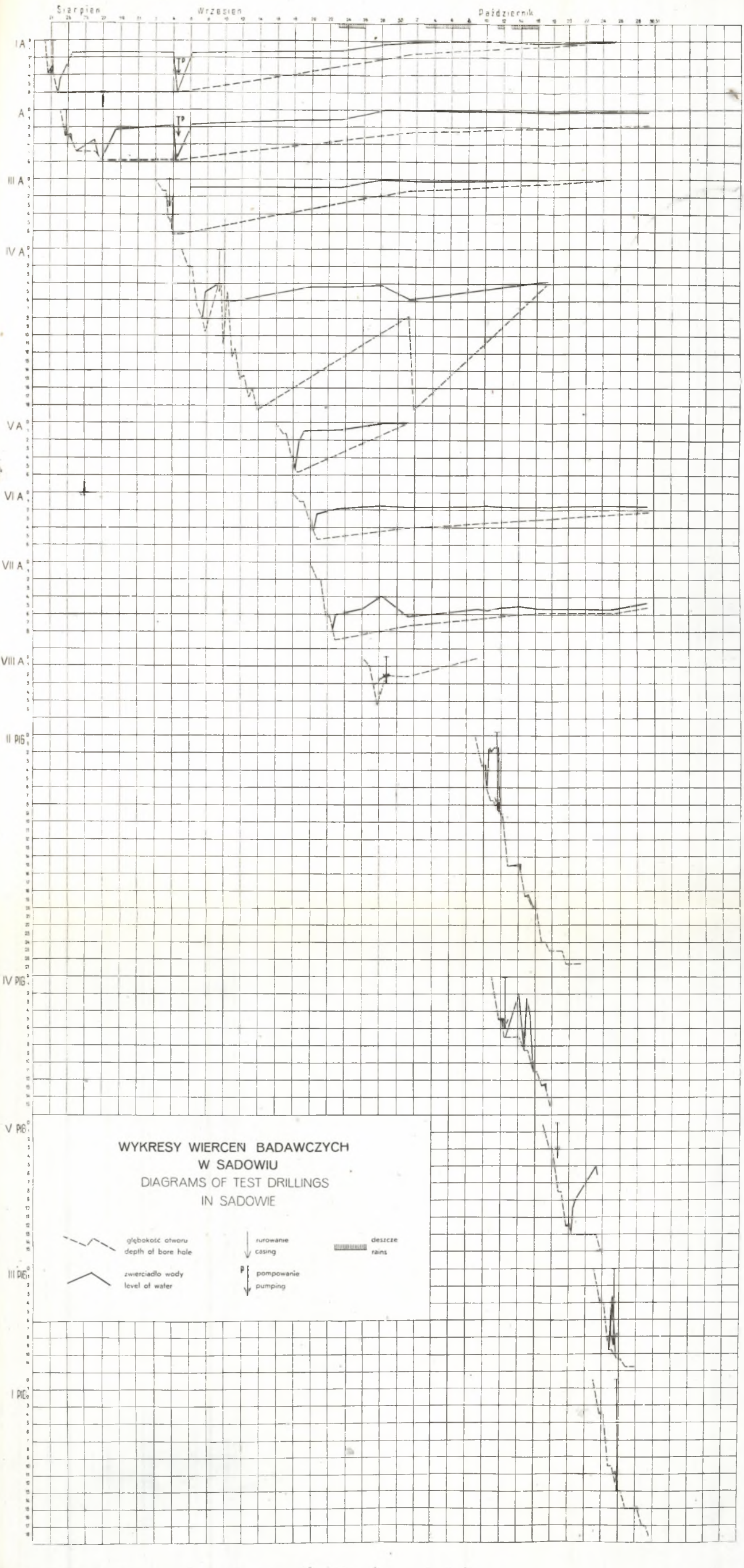
MAPA WARSTWICOWA POWIERZCHNI MIOCENU

CONTOUR LINE MAP OF THE SURFACE OF MIOCENE

0 50 100 150m



St. SOKOŁOWSKI. Osuwisko w Sadowiu.

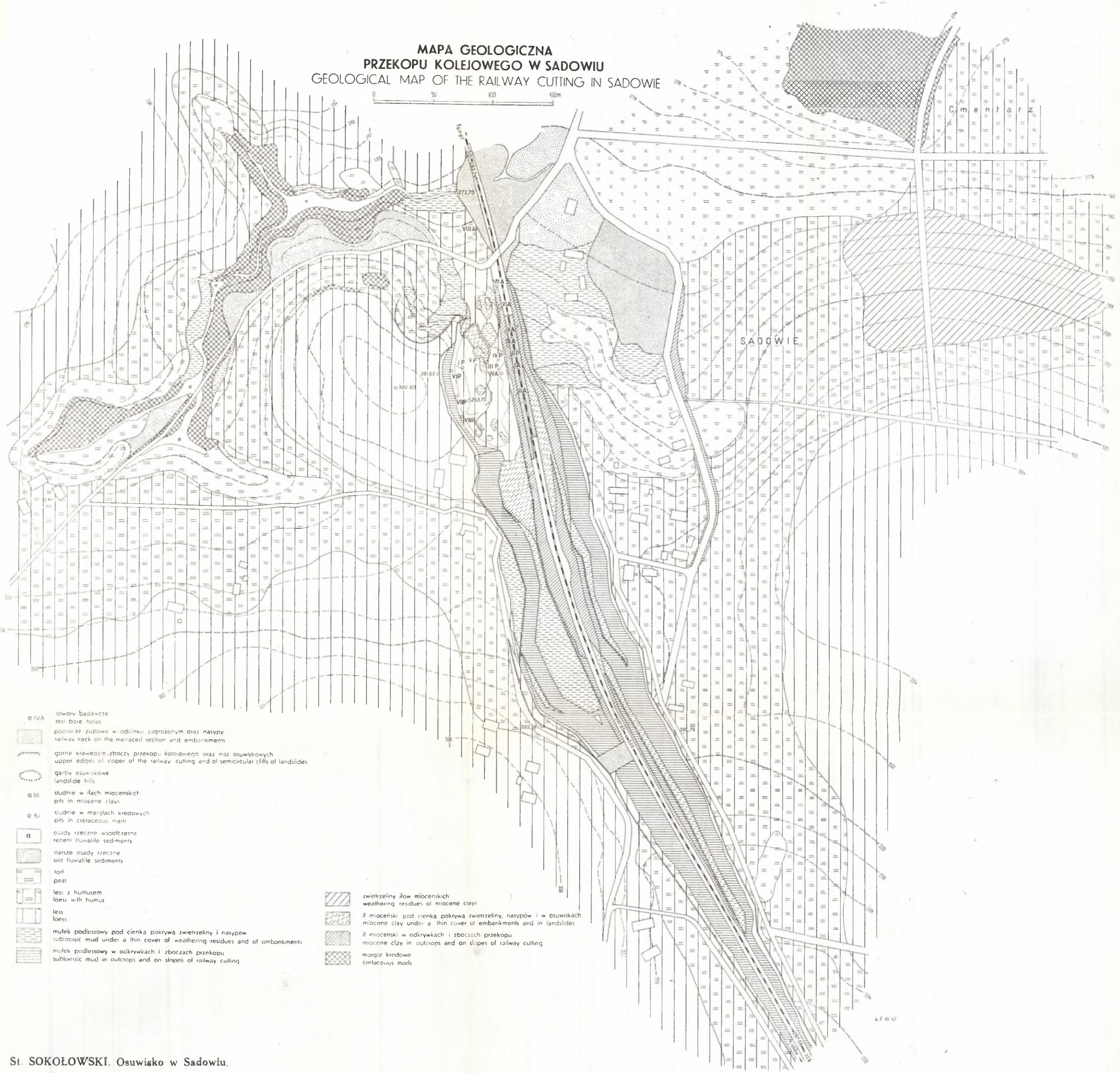


St. SOKOŁOWSKI. Osuwisko w Sadowiu.

MAPA GEOLOGICZNA PRZEKOPU KOLEJOWEGO W SADOWIU

GEOLOGICAL MAP OF THE RAILWAY CUTTING IN SADOWIE

0 50 100 150m



- otwory badawcze / test bore holes
- podtorze zuzlowe w odcinku zagrożonym oraz nasypy / railway track on the menaced section and embankments
- gorne krawedzie zboczy przekopu kolejowego oraz nisz osuwiskowych / upper edges of slopes of the railway cutting and of semicircular cliffs of landslides
- garby osuwiskowe / landslide hills
- M — studnie w iłach miocenskich / pits in miocene clays
- Kr — studnie w marglach kredowych / pits in cretaceous marls
- a — osady rzeczne wspolczesne / recent fluviatile sediments
- starsze osady rzeczne / old fluviatile sediments
- torf / peat
- less z humusem / loess with humus
- less / loess
- mułek podlessowy pod cienką pokrywą zwietrzeliny i nasypów / sublossic mud under a thin cover of weathering residues and of embankments
- mułek podlessowy w odkrywkach i zboczach przekopu / sublossic mud in outcrops and on slopes of railway cutting
- zwietrzeliny iłow miocenskich / weathering residues of miocene clays
- ił mioceński pod cienką pokrywą zwietrzeliny, nasypów i w osuwiskach / miocene clay under a thin cover of embankments and in landslides
- ił miocenski w odkrywkach i zboczach przekopu / miocene clay in outcrops and on slopes of railway cutting
- margle kredowe / cretaceous marls

L.F. III 47

St. SOKOŁOWSKI, Osuwisko w Sadowiu.

PRZEGLĄDOWA MAPA
ŹRÓDEŁ OKOLICY KRZESZOWIC

GENERAL MAP OF SPRINGS
IN THE REGION OF KRZESZOWICE

0 100 200 300 400 500m

miejsca pomiaru temperatury strumieni
points of measurement of the temperature of torrents

źródła dyslokacyjne dislocation springs

źródła szczelinowe (krasowe) crevasse (Karst) springs

źródła mieszane mixed springs

źródła warstwowe bed springs

źródła powierzchniowe superficial springs

źródła z założonymi przelewami
springs with regulated overflow

ujścia źródeł mouths of springs

uskoki faults wg. F. Rutkowskiego/

otwory wiertnicze bore holes

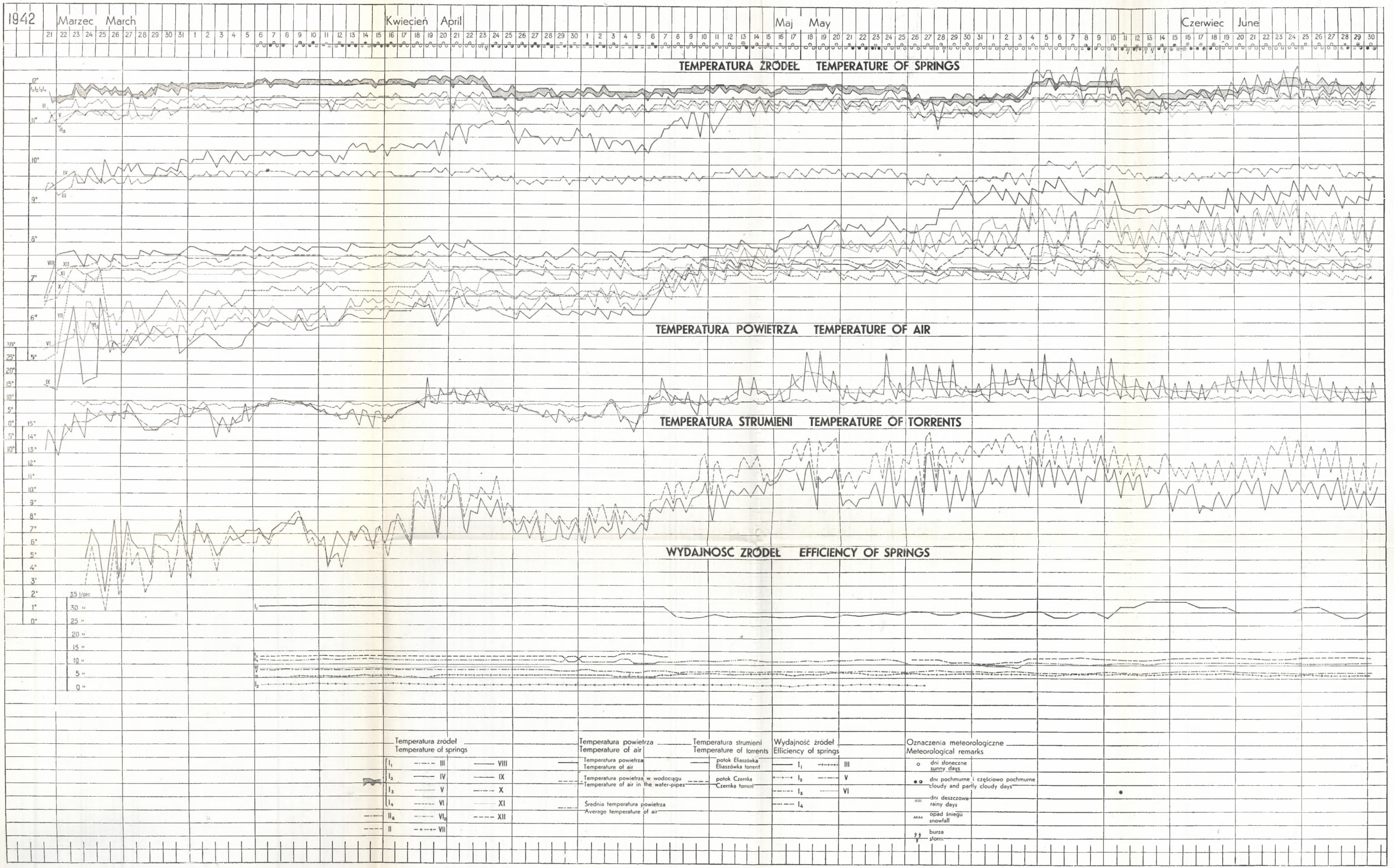
rys. K. Stelepin

Paczołtowice
Czerna
Planowane
Kamieniołomy
Krzeszowice
Czatkowice
Żbik
Dębnik
Siedlec
Dubie
Studnia
Krzeszówka
Eliaszówka
Czernka
Rudawka

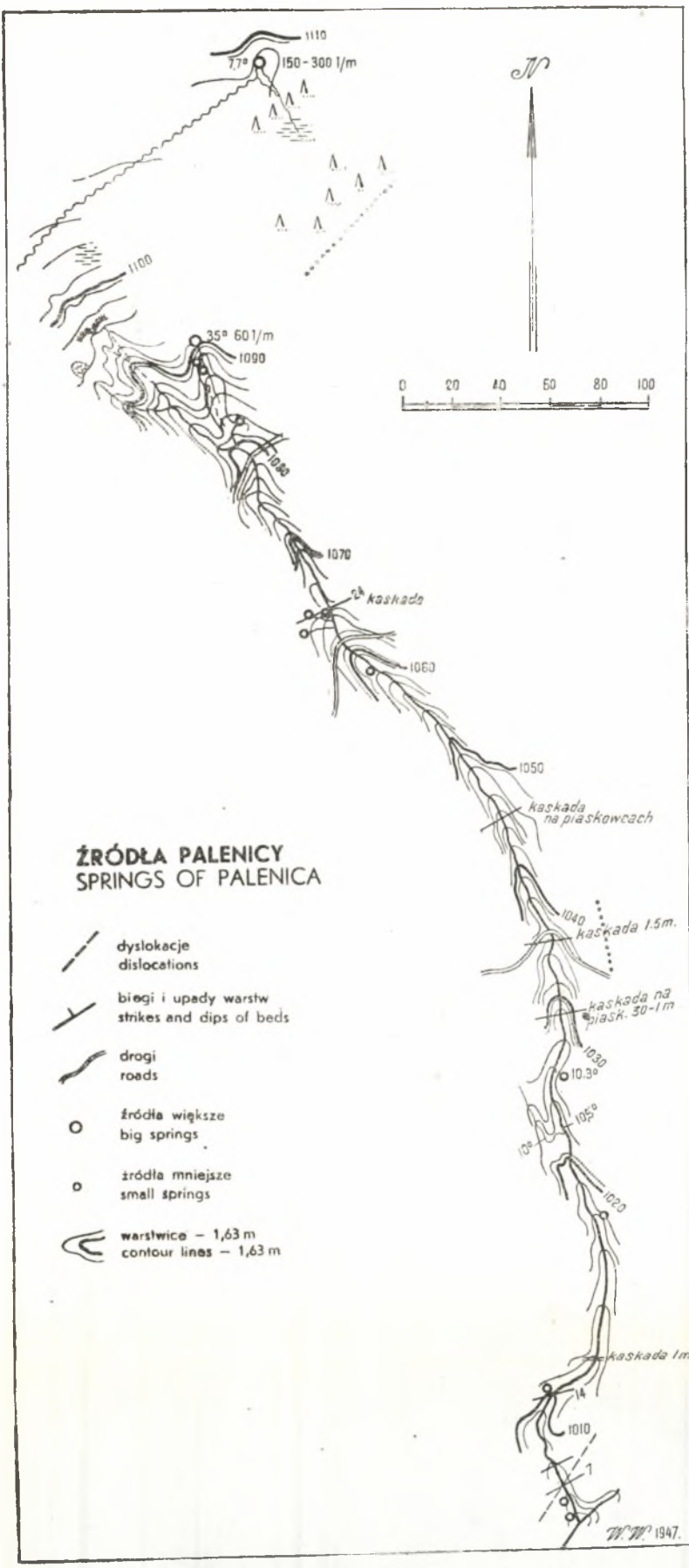
I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII XIII XIV XV XVI XVII XVIII XIX XX XXI XXII XXIII XXIV XXV XXVI XXVII XXVIII XXIX XXX XXXI XXXII XXXIII XXXIV

50°8'
19°35'

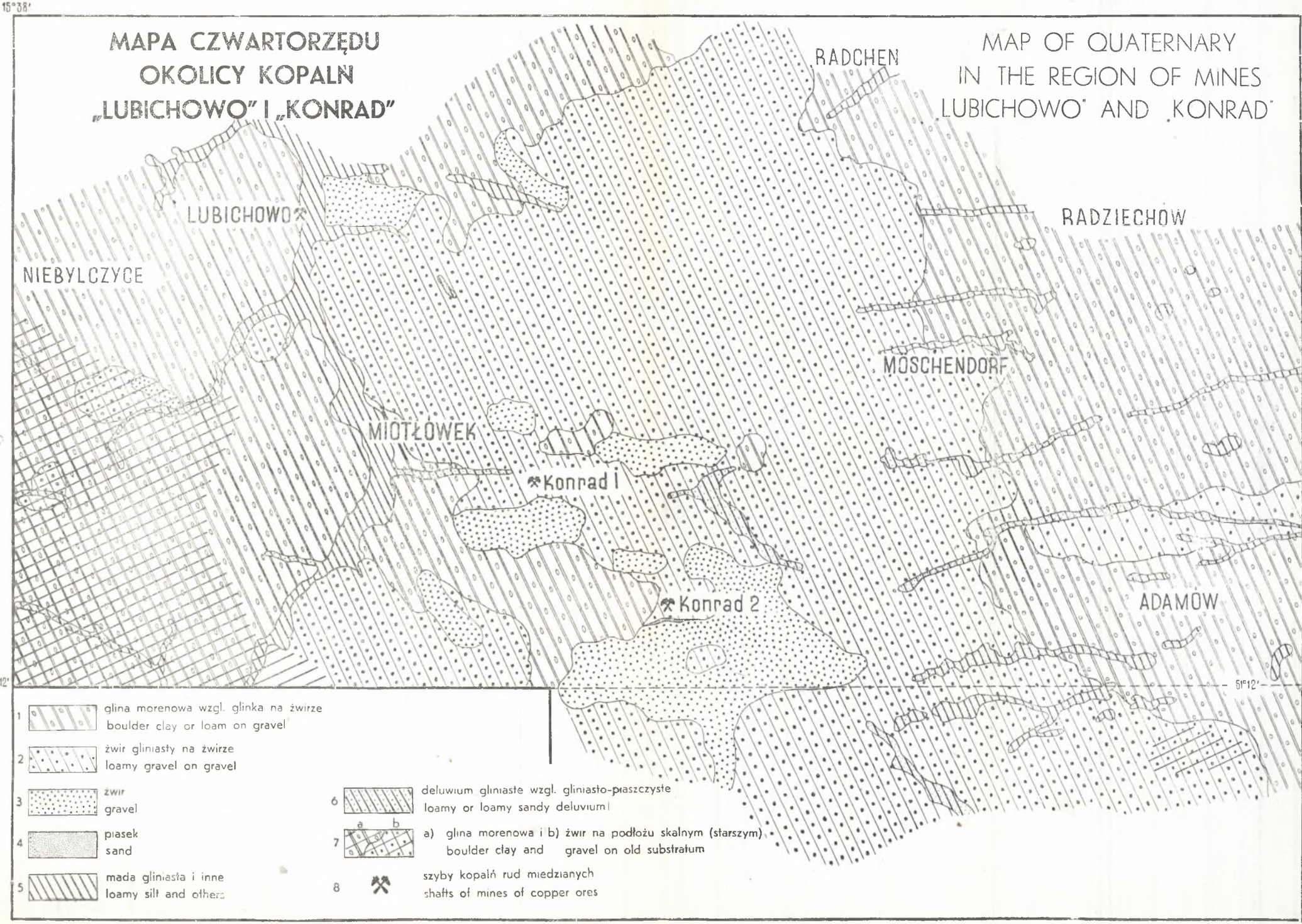
J. GOŁĄB. Źródła w Krzeszowicach.



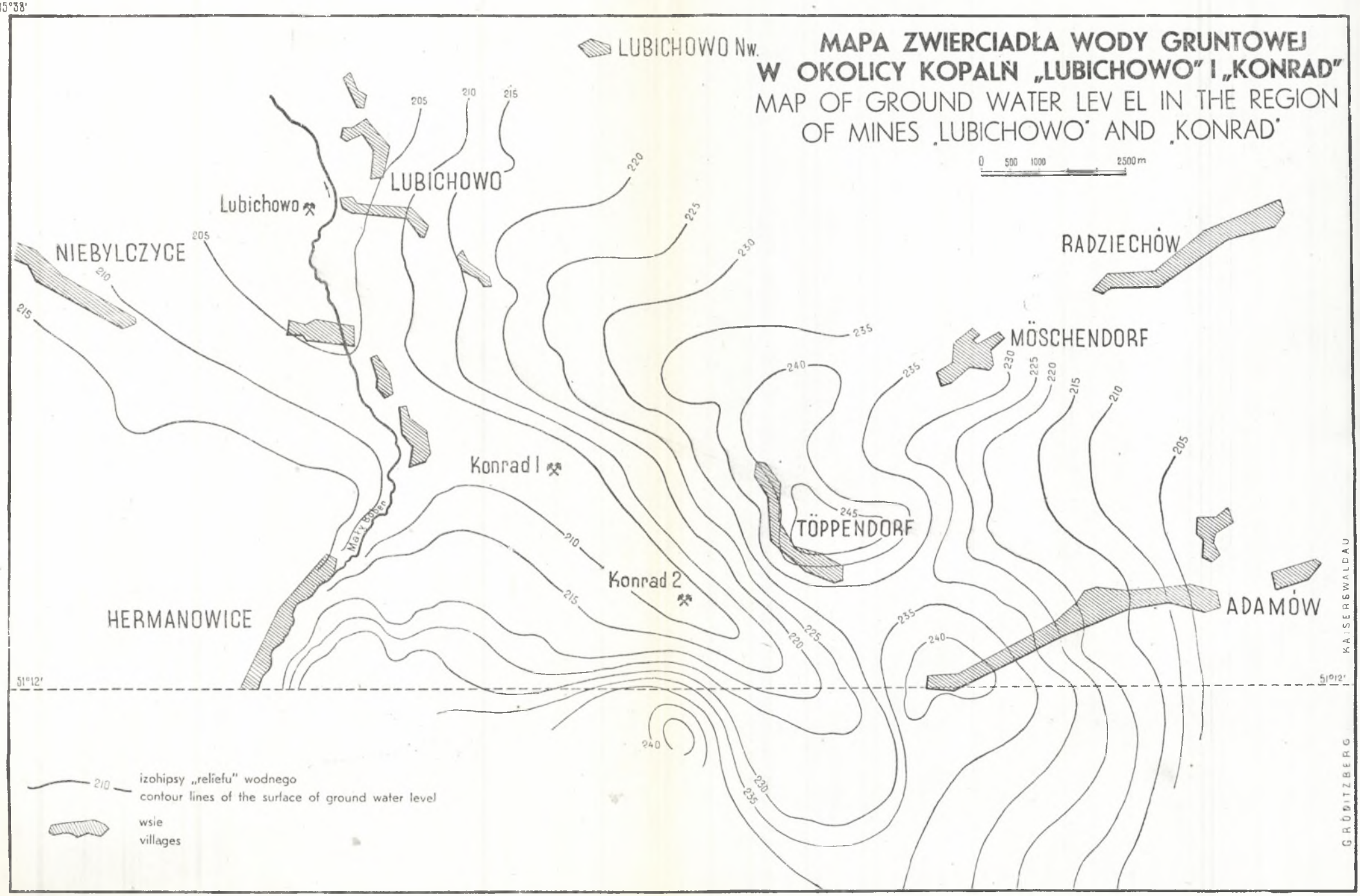
J. GOŁĄB, Źródła Krzeszowic.



J. GOŁĄB. Hydrologia pasma Gubałówki.



B. KRYGOWSKI. Badania na Dolnym Śląsku.



B. KRYGOWSKI. Badania na Dolnym Śląsku.

BIBLIOTEKA GŁÓWNA
Politechniki Śląskiej
P 1214/47