

ZBIGNIEW ROMUALD OLEWICZ

GLACITEKTONIKA IŁÓW POZNAŃSKICH W OKOLICY KALISZA

(5 fig.)

GlacitECTonique des argiles de Poznań aux environs de Kalisz

(5 fig.)

Streszczenie. Na E i na S od Kalisza między Tyńcem a Nędzerczewem oraz między Zagorzynkiem a Piwonicami występują ropy poznańskie w stosunkowo wąskich wyciągniętych południkowo łękach przegradzanych siodłowatymi wypiętrzonymi piaszczystego miocenu lub mioceno-pliocenu. W morfologii podplejstocenińskiej łęki stanowią grzbiety, a piaszczyste siodła są zerodowane, a nawet wy-preparowane i zamienione w doliny wypełnione następnie osadami plejstocenu. Tak siodła, jak i łęki podnoszą się w kierunku południowym i wschodnim.

Ustalenie stratygrafii litologicznej dolnej części ropy poznańskich (piaski i mułki miocenijsko-pliocenijskie; 6 m niebieskawozielonawych ropy pliocenijskich z warstwą „kredy jeziornej”; 16 m ropy niebieskawych i białych oraz czerwonych) pozwoliło na wykrycie wtórnych, o dużej amplitudzie, sfałdowań wewnątrz łęków.

Występujące zjawiska tektoniczne należy odnosić do okresu najstarszego zlodowacenia.

WSTĘP

Z okazji wykonywania szczegółowego zdjęcia geologicznego w obrębie dwu miejsc występowania pliocenijskich ropy poznańskich w okolicy Kalisza, miałem możność przekonać się, że ropy są tu silnie sfałdowane. Długości zbadanych odcinków fałdów jak i amplitudy sfałdowań nasuwają myśl, że ma się tu do czynienia ze sfałdowaniami wywołanymi naciskiem lądolodu w okresie plejstocenu.

Obserwacje odnoszą się do terenu leżącego między Zagorzynkiem a Piwonicami — na południe od Kalisza na lewym brzegu rzeki Proсны oraz do terenu leżącego na wschód od Kalisza między Tyńcem a Nędzerczewem i Winiarami — po obu brzegach rzeczki Swędrni, prawobocznego dopływu Proсны. Dotyczą one najpierw swego rodzaju stratygrafii litologicznej ropy poznańskich, a w konsekwencji wydzielenia porównywalnych między sobą, w różnych punktach obszaru i w poszczególnych profilach, poziomów — także i ich tektoniki. Stąd dwa działy poniższego opracowania.

KORELACJA I STRATYGRAFIA LITOLOGICZNA IŁÓW POZNAŃSKICH OKOLICY KALISZA

W obu opisywanych miejscach występowania iłów poznańskich pobierane były próby iłów w kilkudziesięciu metrowych wierceniach co 0,5 m. W sumie miałem możliwość przebadania 3400 prób, co umożliwiło sporządzenie profilów litologicznych wszystkich wierceń. Korelacja barwnych profilów w połączeniu z obserwacjami w odsłonięciach umożliwiła ustalenie dość szczegółowego profilu stratygraficzno-litologicznego iłów poznańskich.

W profilach poszczególnych wierceń powtarzają się bowiem w identycznym następstwie różnie zabarwione iły i mułki. Nawet w tych wierceniach, w których przewiercano warstwy odsłonięte, zwietrzałe, zmiana barwy jest nieznaczna i nie utrudnia korelacji. Mułki zasadniczo niebieskawe przybierają tu barwę żółtawą, a przylegające do nich niebieskawe iły w partiach zwietrzałych przybierają odcień zielonawy. Wszystkie inne charakterystyczne cechy się nie zmieniają. Korelacja nie ogranicza się do profilów wierceń leżących blisko siebie. Wydzielone poziomy korelacyjne utrzymują się na całym badanym obszarze zarówno w Piwonicach jak i w Tyńcu. Niektóre z nich są tak charakterystyczne, że stają się poziomami przewodnimi, których powtarzanie się w profilu, zawsze w odpowiednim następstwie warstw nadległych i niżej stratygraficznie leżących, pozwala nawet orzekać o stopniu tektonicznego zaangażowania się warstw, o ich zmięciu czy przefalowaniu.

W celu skonstruowania wzorcowego profilu posłużyłem się czternastoma wybranymi spośród 117, wierceniemi, w których ułożenie warstw jest normalne — a co najwyżej strome, ale skontrolowane przez obserwacje powierzchniowe w pobliskich odsłonięciach. Przedstawia je fig. 1. W wierceniach 41, 77, 37, 81, 78, 59, 60a oraz 11 odsłaniają się najgłębsze warstwy. Są to niebieskawe, żółtawe i szare piaski bardzo drobnoziarniste w wierceniach 59, a jeszcze bardziej drobnoziarniste, mułkowate, w wierceniach 77, 81, 78, 11. W sondowaniu 41 mułki są szare, w dolnej części wapniste, z kongrecjami pirytu i szczątkami roślin. Odsłonięto ich 3 m. Wyżej leżące mułki są bezwapienne (ok. 4 m). Takie mułki ukazują się tutaj jeszcze kilkakrotnie wśród wyżej występujących sfalowanych i stromo ustawionych iłów.

Skłaniałbym się ku temu, aby owe niebieskawe i szare (po zwietrzeniu żółtawe) mułki i piaski zaliczyć zdecydowanie do utworów miocenu (por. K r y g o w s k i, 1952), widoczne jednakże w wielu profilach stopniowe ich przechodzenie do iłów poznańskich sugeruje koncepcję objęcia całej serii piaszczystej występującej w spągu iłów poznańskich mianem *mioceno-pliocenu*.

Seria ta przechodzi następnie w iły. Są to iły niebieskawobiałe lub zielonawe, gęsto żółto smugowane. Wstęgi żółte przechodzą w rdzawobrunatne, szczególnie w kontakcie z resztkami roślinnymi, których tu nie brakuje. Brunatno są zabarwione także wtrącenia mułków. Miąższość całej tej bezwapiennej serii oceniam na 2 m. Często bywa ona jednak silnie zredukowana, jak sądzę, tektonicznie. W stropie opisanych iłów zjawiają się białe kongrecje wapniste „kredy jeziornej”. Rzadko przyjmują one zabarwienie żółtawe i wtedy są twardsze. Miąższość warstwy iłów zawierających kongrecje wapniste jest trudna do ustalenia na podstawie prób okruchowych. Na ogół nie przekracza ona 0,5 m, a jej powtarzanie się (np. w profilach sondowań 37, 59, 60 a) jest wywołane tylko sfalowaniem

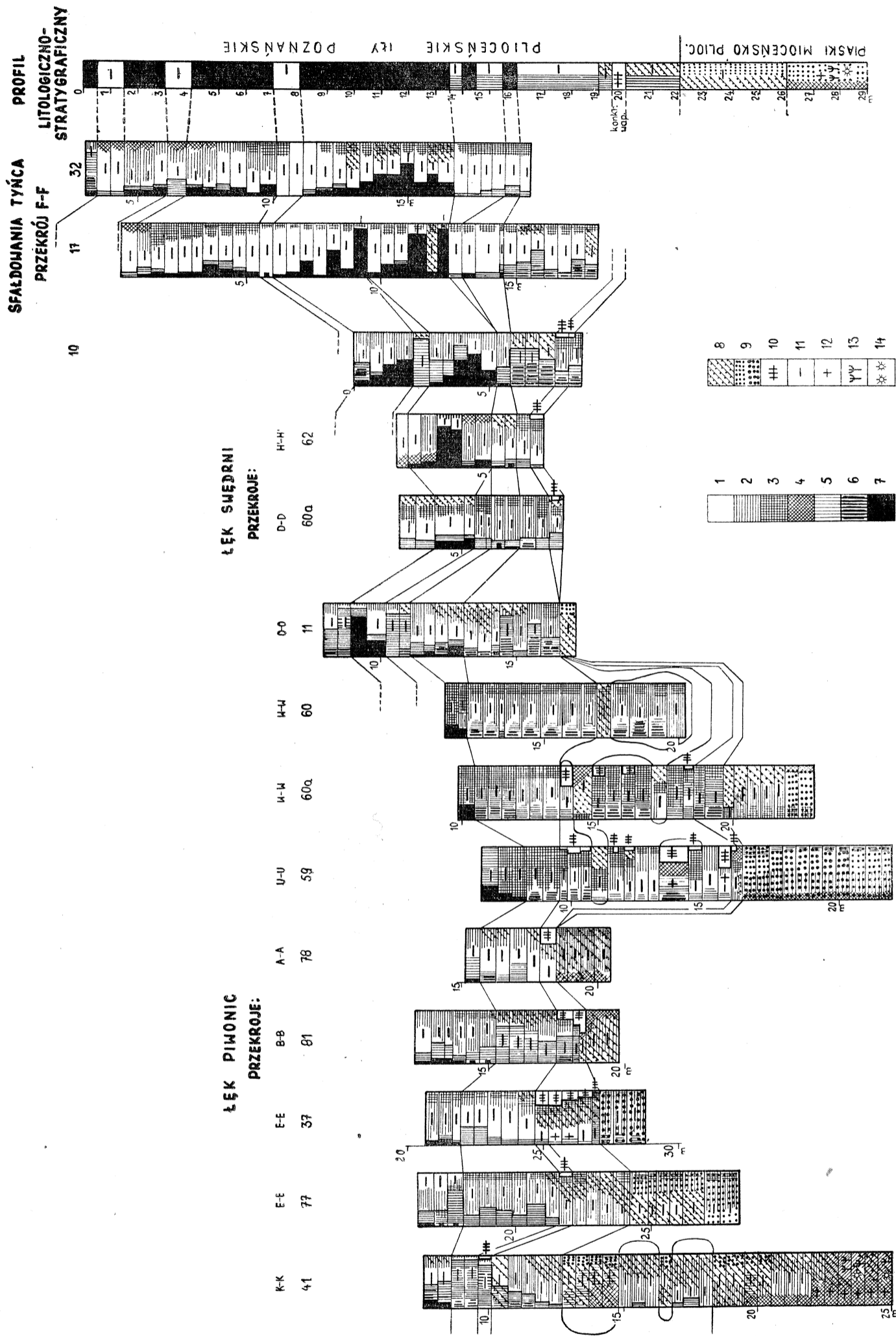


Fig. 1. Szczegółowe profile lito-stratigraficzne iłów poznańskich i utworów spągowych występujących w wierceniach w okolicy Kalisza. Cyfry nad kolumnami stratygraficznymi są numeracją wiercen, cyfry przy kolumnach oznaczają głębokość wiercenia w metrach

Oznaczenia litologiczne. 1 — ily białe; 2 — ily niebieskie; 3 — ily zielone; 4 — ily szare; 5 — ily żółte lub żółto wstęgowane; 6 — ily brunatno wstęgowane; 7 — ily czerwone; 8 — pyły i mulki; 9 — piaski drobnoziarniste; 10 — utwory wapieniste (kreda jeziorna); 11 — utwory nie burzące z HCl; 12 — utwory wapieniste; 13 — szczątki roślinne; 14 — konkretje pirytowe

Fig. 1. Les profils détaillés lithostratigraphiques des argiles de Poznań et des formations basales dans les forages des environs de Kalisz. Les numéros des forages se trouvent au-dessus des colonnes stratigraphiques, les chiffres à côté des colonnes indiquent la profondeur des forages en mètres. Explications lithologiques. 1 — argiles blanches; 2 — argiles bleues; 3 — argiles vertes; 4 — argiles grises; 5 — argiles jaunes, ou jaune rubannées; 6 — argiles brun rubannées; 7 — argiles rouges; 8 — silts; 9 — sables fins; 10 — sédiments calcaires („crata lacustrine”); 11 — sédiments non-calcaires; 12 — sédiments calcaires; 13 — résidus de flore; 14 — concrétions de pyrite

stromo ustawionych warstw lub ich sfałdowaniem. Nad warstewką z konkrekcjami wapiennymi leży dalszych 3,5 metra bezwapiennych, białoniebieskawych lub niebieskawozielonych iłów, smugowanych często żółto i rdzawobrunatno. Wtrącenia mułków są tu rzadsze. Łącznie z warstwą poprzednio opisaną i z poziomem konkrekcji wapiennych jest to sześciometrowa, niebieskawozielona, żółto smugowana, spągowa seria iłów poznańskich.

Na przestrzeni dalszych 2,5 m tego rodzaju utworów zjawiają się już w dwu poziomach smugi o zabarwieniu różowym i czerwonym. Pierwszy poziom iłów o zabarwieniu czerwonym występuje w warstwie nie grubszej niż 0,5 m, prawdopodobnie nawet nie grubszej niż 0,1 m.

Po metrowej przerwie występuje druga warstwa z czerwonymi smugami, także nie grubsza niż 0,5 m, przykryta z kolei 0,5 metrową warstwą niebieskawozielonych, żółto smugowanych iłów.

Opisany pakiet rozpoczyna wyższą serię pstrych iłów poznańskich. On to występuje głównie, jako pstra, czerwona część iłów na obszarze między Zagorzynkiem a Piwonicami. Tylko w niewielu punktach występuje tu jeszcze 0,5 m pstrych, czerwonych iłów. Pełniejszy ich przekrój oraz wyższe ogniwa możemy znaleźć dopiero na obszarze między Tyńcem a Nędzrzewem i Winiarami.

W przedstawionym na fig. 1 profilu sondowania 10 widzimy: częściowo zredukowaną serię spągową nad marglami i 0,5 m iłów z nieznacznym udziałem czerwonych. Ta 0,5 metrowa warstwa stanowi tektonicznie zredukowany odpowiednik 2,5 metrowej, dolnej części iłów z dwoma poziomami pstrych, czerwonych, rozwiniętej w pełni w wierceniach 17 i 32. Wyżej leżą warstwy iłów, w których wstęgi czerwone występują raz po raz, nadając iłom poznańskim charakter iłów czerwonych. W profilu wiercenia 10 występują dwa takie intensywnie czerwone pakiety, a w następnych jeszcze dwa czy nawet trzy wyższe, ale mniej intensywnie czerwone. W profilach wierceń 17 i 32 dwie dolne warstwy czerwone zlewają się ze sobą i nie są tak wyraźnie rozdzielone jak w profilu wiercenia 10. Widocznie przedzielająca je warstewka iłów żółto wstęgowanych ma miąższość mniejszą od 0,5 m. Widać tu tylko stopniowe zanikanie wkładek czerwonych w stropie pierwszej warstwy i ponowne pojawienie się, a właściwie dominowanie w spągu drugiej, wyższej warstwy. Łączna miąższość obu pakietów „czerwonych” wynosi 5,5 m. Są to zasadniczo iły białozielone, częściowo z pyłem kwarcowym (mułkowate), niewapniste, w których wstęgi czerwone i ciemnoczerwone dominują.

Metrowa warstwa nad opisanymi pakietami zawiera częściowo czysto białe iły. Wyżej występuje 3 m iłów wyraźniej niebieskich, częściowo zielonawych lub szarych z rzadszymi smugami czerwonymi lub częściowo żółtymi. Po metrowej warstwie szaroniebieskawej z żółtymi wstęgami zjawia się 1,5 m iłów zdecydowanie niebieskich lub szaroniebieskich, z małą ilością smug żółtych i większą — czerwonych. Na tym leży metr iłów szarawobiałych z wstęgami żółtymi i jeszcze 0,5 m iłów z wstęgami czerwonymi, najwyższy znany tu pakiet czerwony. Łączną miąższość iłów „czerwonych” ocenić można zatem na 16 m. Łącznie z częścią „zieloną”, spągową, zawierającą poziom konkrekcji wapnistych, miąższą na 6 m, poznalibyśmy w ten sposób 22 m dolnej części iłów poznańskich. Wyższe ich części na omawianym obszarze nie występują.

Stałe na całym obszarze położenie różnie zabarwionych iłów w stosunku do spągowych mułków i warstewki „kredy jeziornej” nasuwa myśl,

że zabarwienie nie jest cechą przypadkowo nabytą, ale związaną genetycznie z daną warstwą. Wyróżnić można czyste, białe ły kaolinowe lub ły białe z pyłem kwarcowym, następnie ły o zabarwieniu niebieskawym, prawdopodobnie związanym z obecnością ziarn pirytu. ły niebieskawe obfitują w smugi żółto zabarwione, przede wszystkim w sąsiedztwie smug pyłów i mułków. Zabarwienie to pochodzi niewątpliwie od limonitu. Jak to już poprzednio wspominałem, zwiertzałe partie tych łów mają więcej smug żółtych lub też w całości przyjmują zabarwienie zielonawe. Podobnie niebieskawe lub niebieskawoszare mułki żółkną na skutek wietrzenia. ły czerwone występują zarówno wśród białych, jak i niebieskawych oraz w partiach zwiertzałych wśród łów zielonawych, ale dopiero w wyższych stratygraficznie poziomach. W partiach zwiertzałych nie zmieniają pierwotnego zabarwienia.

TEKTONIKA IŁÓW POZNAŃSKICH OKOLICY KALISZA

Opierając się na przedstawionym w poprzednim rozdziale schemacie litologiczno-stratygraficznym wydzielającym spągowe piaski mioceńsko-plejstoceńskie, następnie spągowe ły „zielone” z poziomem białych kongrecji wapnistych i wreszcie ły „czerwone” występujące w kilku warstwach, można już pokusić się o przedstawienie tektoniki łów, którą rozpatrzę osobno dla obydwu ich wystąpień.

I. Tektonika łów poznańskich między Tyńcem a Nędzrzewem i Winiarami

A. Odslonięcia powierzchniowe

Na prawym brzegu rzeczki Swędrni na północ od cmentarza leżącego przy drodze wiodącej z Kalisza do Łodzi odsłaniają się ły poznańskie w dużej gliniance miejscowej cegielni. W pionowych ścianach glinianki odsłaniają się głównie czerwone ły, a w jej spągu także zielone (fig. 2).

W ścianach glinianki (północno-zachodniej i południowo-wschodniej) ły przykryte są plejstoceńskimi piaskami, a ich powierzchnia zapada szybko na południowy zachód. Dalsze odsłonięcia łów występują dopiero na stoku wzgórza na prawym brzegu Swędrni i po obu jej brzegach przy moście na drodze ku Łodzi. Są to nieznaczne odsłonięcia ciągnące się na przestrzeni kilku lub kilkunastu metrów. Jedynie przy drodze idącej w poprzek stromego stoku ku północnemu zachodowi, w odległości 400 m od mostu, ły zielone i czerwone odsłaniają się na odcinku 50 m.

Na lewym brzegu Swędrni pierwsze odsłonięcia występują przy drodze. Białozielonawe ły występują w nieznacznym odsłonięciu w skarpie południowej w odległości 240 m od mostu, a u podnóża skarpy północnej w odległości dalszych 100 m., pod grubym przykryciem piasków plejstocenu. Naprzeciwko pierwszego odsłonięcia na północ od drogi w spągu glinianki, pod glinami ze żwirkami, a na bardzo drobnoziarnistych piaskach, które należy uważać za utwory spągowe łów, leży cienki płat czerwonych i zielonych łów. Następnie 320 m na północ od mostu w lewym brzegu Swędrni widoczne są znów piaski spągowe, a 330 m i 430 m stąd w kierunku północno-wschodnim znajdujemy dwa duże odsłonięcia czerwonych łów przykrytych grubym nadkładem plejstoceńskich piasków gruboziarnistych. Sposób rozprzestrzeniania się łów i piasków spągowych pod przykryciem utworów plejstocenu i częściowo holocenu (w do-

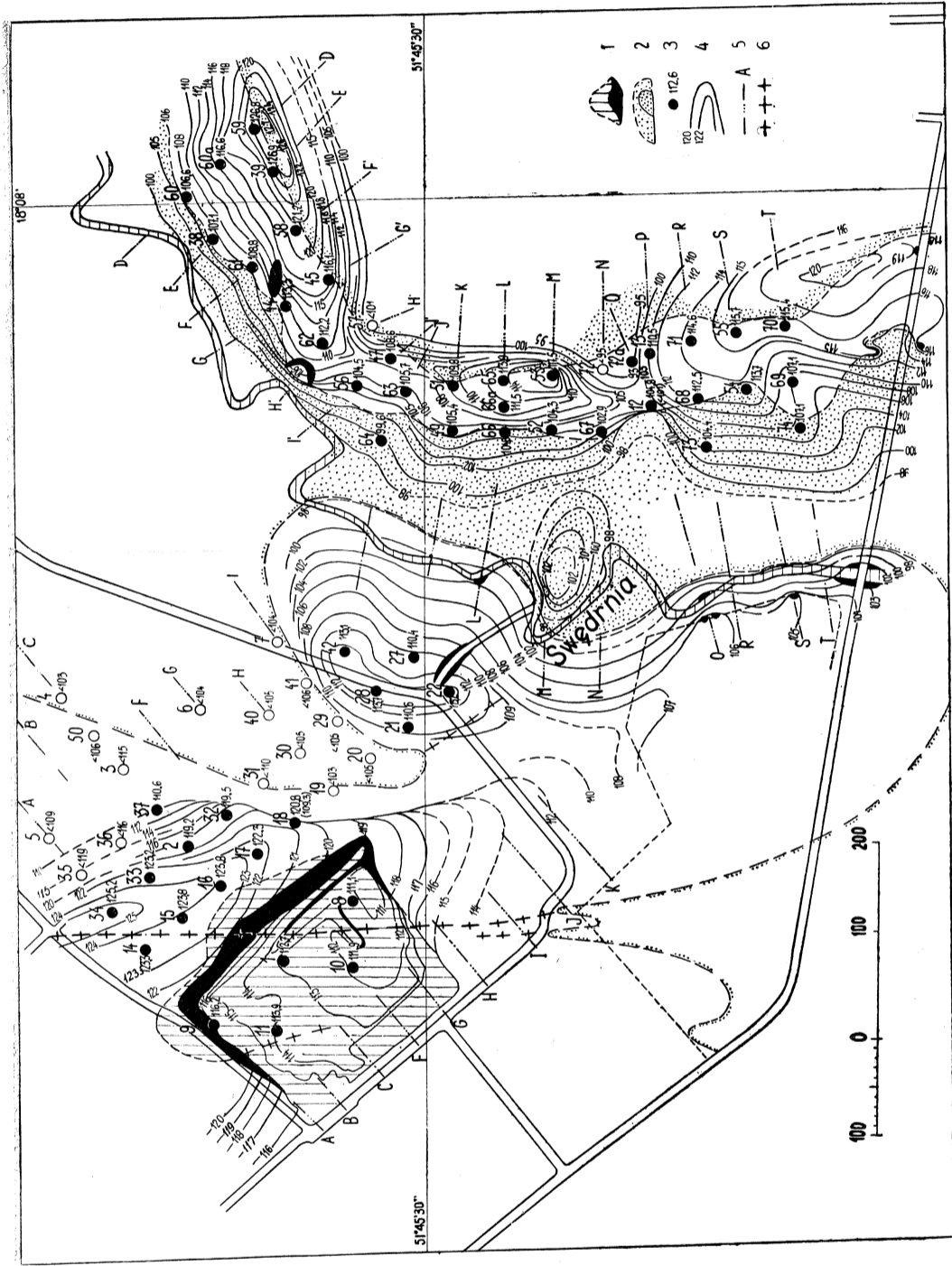


Fig. 2. Szkic geologiczny i morfologia utworów podplejstocenkich między Tyńcem a Nędzrzewem i Winiarami. 1 — odsłonięcia ilów poznańskich pliocenu; 2 — odsłonięcia spagowych mułków mioceno-pliocenkich; 3 — wysokość i miejsce odsłonięcia ilów poznańskich lub mułków mioceno-pliocenkich wierzniem; 4 — izobaty powierzchni utworów trzeciorzędowych; 5 — linie przekroji; 6 — osi mniejszych sfaldowań pliocenu.

Fig. 2. Esquisse géologique et morphologie des sédiments sous-Pliocènes entre Tyńiec, Nędzrzew et Winiary. 1 — affleurements des argiles de Poznań du Pliocène; 2 — affleurements des siltas basals du Mio-pliocène; 3 — hauteur et lieu d'affleurement des argiles de Poznań, ou des siltas du Mio-pliocène; 4 — isohypses de la surface du Tertiaire; 5 — lignes des coupes; 6 — axes des plissements pas grands du Pliocène.

SFAŁDOWANIA TYŃCA

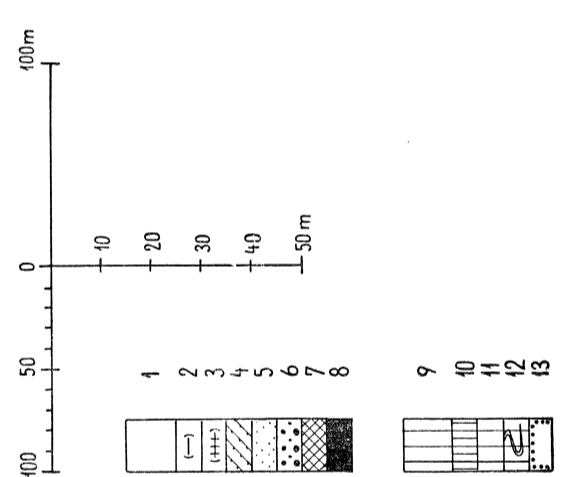
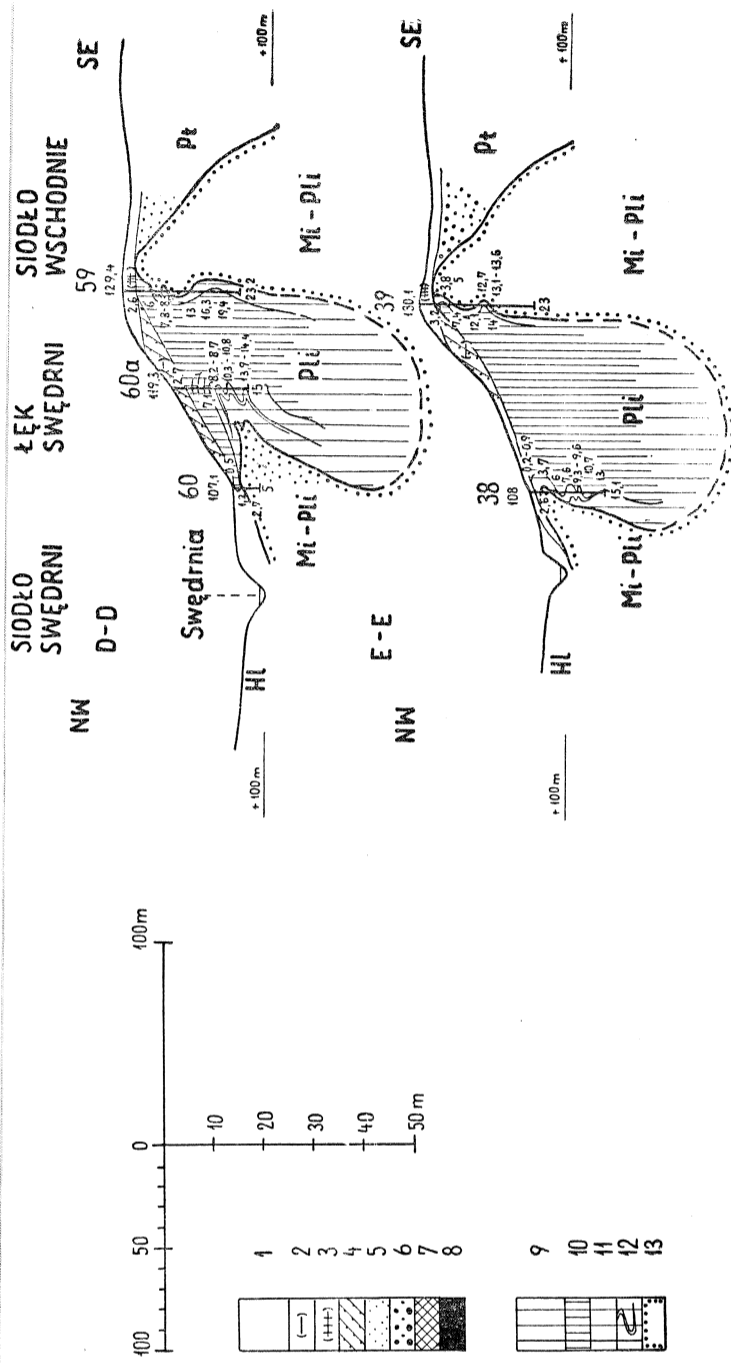
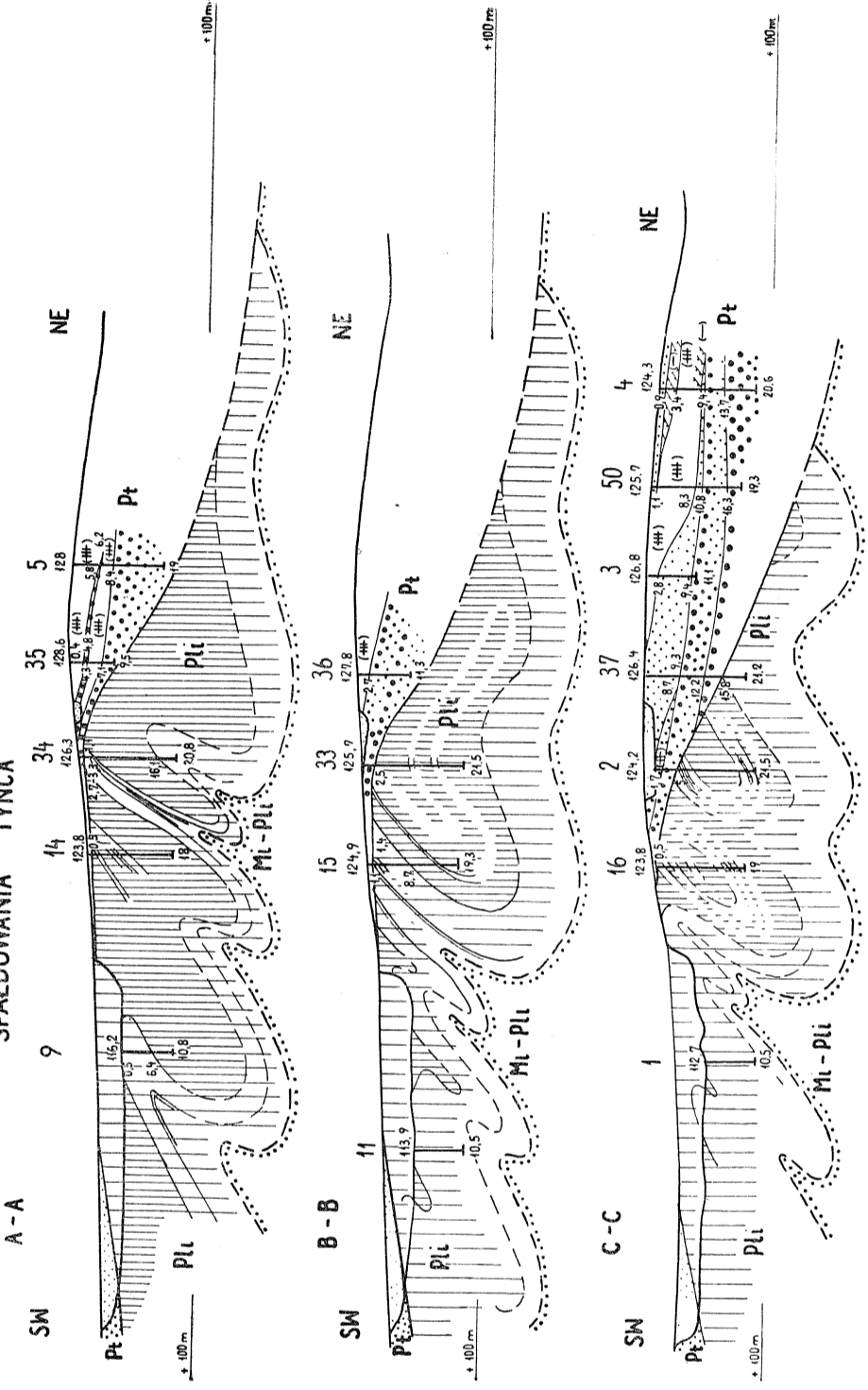


Fig. 3a, 3b. Przekroje geologiczne obszaru między Tyńcem, Nędzrzewem i Winiarzami. HI — holocen; Pt — plejstocen; Pli — pliocen; MI — miocen; Utwory holocenu i plejstocenu: 1 — gliny; 2 — gliny bezwapniowe; 3 — gliny margliste; 4 — mułki; 5 — piaski drobnoziarniste; 6 — piaski gruboziarniste i żwirki; 7 — utwory zatorfione; 8 — torfy. Utwory pliocenu (i plioceno-miocenu): 9 — ily poznańskie (nie rozdzielone), 10 — ily ezerwone; 11 — ily spagowe zielone, 12 — ily spagowe zielone z poziomem koncentracji wapienistych (kredy jeziornej); 13 — mułki i piaski.

Fig. 3a, 3b. Coupes géologiques de la région entre Tyńiec, Nędzrzew et Winia- rami. HI — Holocène; Pt — Pléistocène; Pli — Pliocène; MI — Miocène. Formation du Ho- locène et du Pliocène: 1 — argiles; 2 — argiles non-calcaifères; 3 — argiles marneu- ses; 4 — silts; 5 — sables fins; 6 — sables grossiers et gravier fins; 7 — tourbes; 8 — tourbes pures. Formations du Pliocène (et Mio-pliocène): 9 — argiles de Poz- nań (non-divisées); 10 — argiles basales vertes; 11 — argiles basales vertes; 12 — argiles basales vertes avec le niveau de craie lacustrine; 13 — silts et sables.

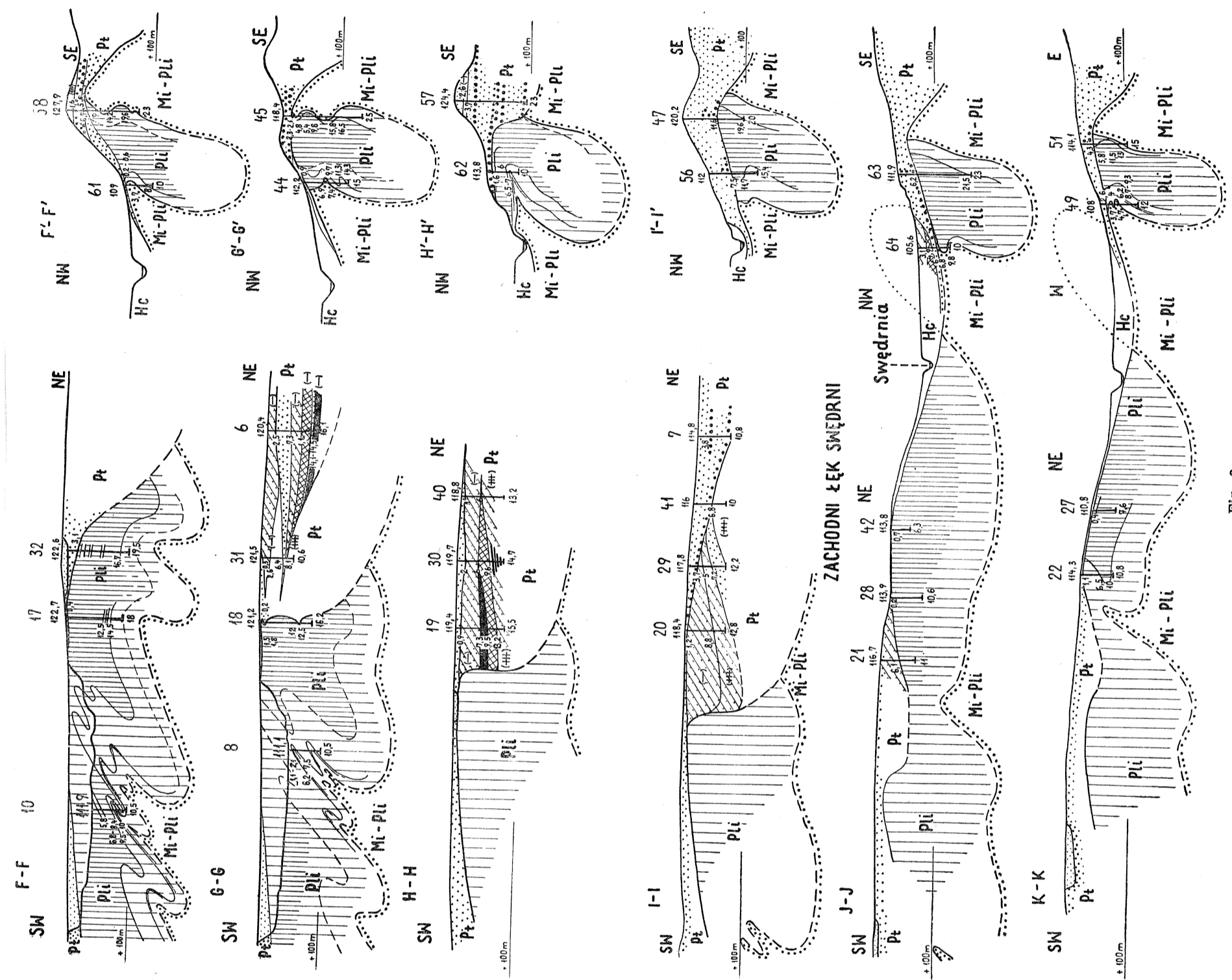
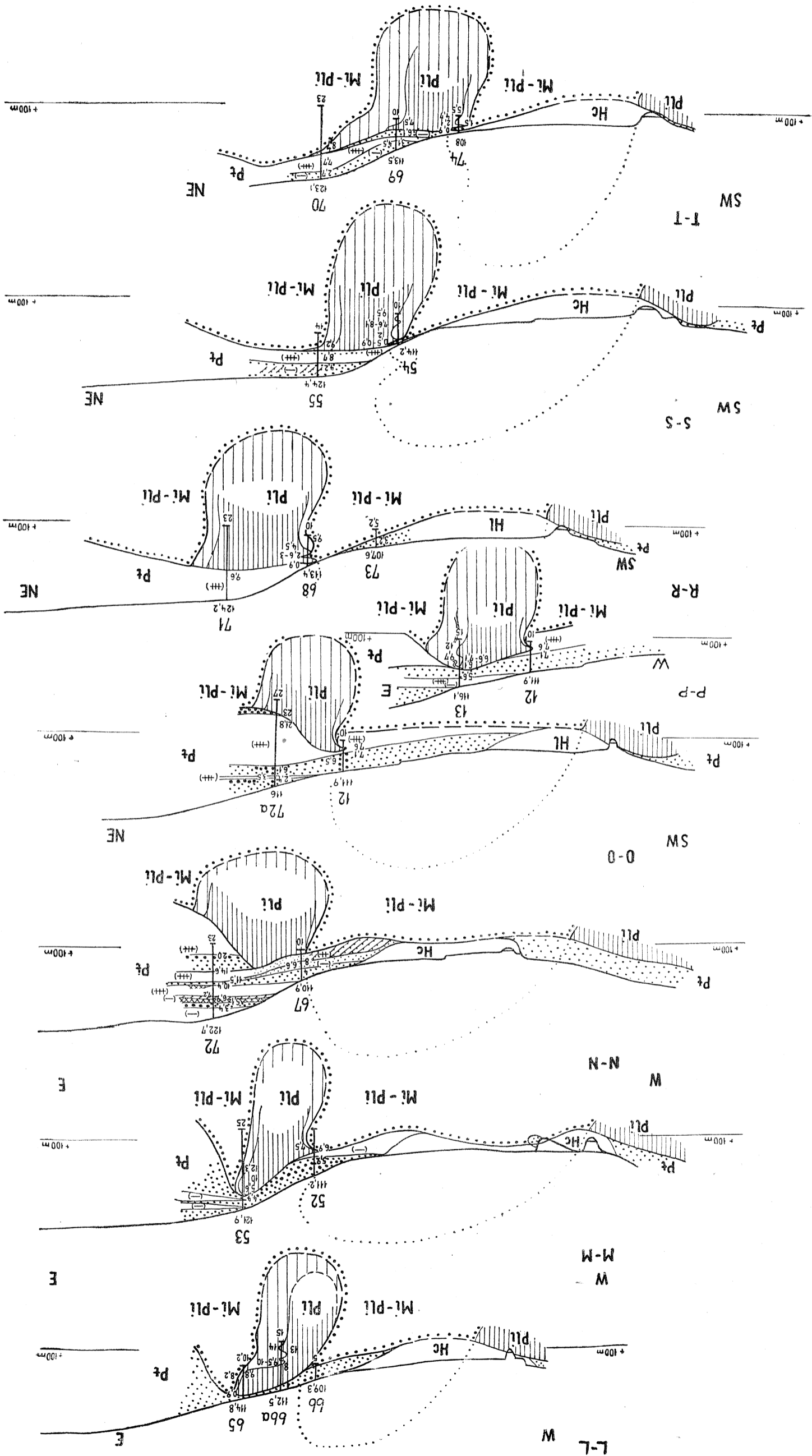


Fig. 3a

Fig. 3b



linie Swędrni) ujawniają dopiero wiercenia, które pozwalają odtworzyć morfologię powierzchni utworów pliocenu oraz ich tektonikę.

B. Morfologia i geologia powierzchni utworów trzeciorzędu.

Na rysunku 2 oprócz widocznych na powierzchni i wyżej opisanych odsłoneń przedstawiam także odsłoneńca w wierceniach. Równocześnie wykreślone na nim izobaty powierzchni odsłoniętych utworów dają zarys jej morfologii. Wiercenia wyznaczają także granice wydzielonych poziomów stratygraficznych utworów trzeciorzędu, tak że rysunek 2 jest równocześnie mapką geologiczną podłoża czwartorzędu.

Jak widzimy, 100 m na północ od odkrywki powierzchnia iłów poznańskich podnosi się do wysokości 125 m i stąd opada stopniowo w kierunku południowym, a dość nagle w kierunku północno-wschodnim. Wreszcie nagle się urywa w kierunku wschodnim.

Powierzchnia iłów odsłaniających się nad prawym brzegiem Swędrni na wysokości 102 m podnosi się w kierunku zachodnim i północnym i w odległości 150 m na wschód od odsłoneńca w gliniance dochodzi do wysokości 113 m, opadając następnie szybko w kierunku zachodnim i północnym ku dolinie przedzielającej oba opisane wystąpienia iłów.

W dolinie rzeki Swędrni rysuje się także wyraźna dolina w podłożu czwartorzędu, biegnąca południkowo. W jej dnie, w lewym brzegu Swędrni na wys. 102 m widzieliśmy utwory piaszczyste leżące normalnie w spągu iłów poznańskich, które umownie określam jako mioceno-pliocen. Takież utwory na wysokości 114 m widzieliśmy na lewym brzegu Swędrni, na północ od drogi wiodącej do Łodzi. Wiercenia wykrywają je tutaj na różnych wysokościach na wschodnim brzegu rzeczki oraz dalej na brzegu południowo-wschodnim. Zajmują one stoki podczwartorzędowego grzbietu ciągnącego się równolegle do lewego brzegu Swędrni. Grzbiet ten zbudowany jest z iłów poznańskich, ale na jego wschodnim czy południowo-wschodnim stoku występują ponownie utwory spągowe, piaski mioceno-pliocenu. Grzbiet ten rysuje się geologicznie jako wyraźna, wąska i wydłużona, prześledzona na około 900 m, smuga utworów młodszych obramowanych starszymi, jak gdyby wyznaczająca łęk. Na południowy wschód (czy częściowo ku wschodowi) powierzchnia iłów poznańskich i leżących w ich spągu piasków dość gwałtownie i silnie się obniża, schodząc poniżej 95 m. Zaznaczają się także poprzeczne obniżenia grzbietu z wysokości 127 m na północnym wschodzie do 108,6 m w przekroju I' — I', a po ponownym podniesieniu do wysokości 117,5 m w przekroju M — M obniżenie do 105 m w przekroju 0 — 0, od którego grzbiet wznosi się w kierunku południowo-wschodnim do wysokości 120 m (w przekroju U — U).

Już po takim pobieżnym przeglądzie trudno nie zwrócić uwagi na rzucającą się w oczy równoległość przebiegu grzbietu w podłożu czwartorzędu na lewym brzegu Swędrni do biegu doliny tej rzeczki i nie szukać wyjaśnienia tego zjawiska. Da je, jak sądzę, rozpatrzenie wewnętrznej tektoniki iłów poznańskich.

C. Tektonika utworów trzeciorzędu i jej wpływ na morfologię ich powierzchni

Wiercenia nie ograniczyły się do wyznaczenia powierzchni trzeciorzędu i umożliwienia skonstruowania szkicu geologicznego, ale sięgając na

kilkanaście, a czasem i na kilkadziesiąt metrów w głąb utworów trzeciorzędowych, umożliwiły odtworzenie ich wewnętrznej tektoniki (fig. 3). Stosunkowo niewielkie odległości pomiędzy wierceniami pozwalają na dość ściśle odtworzenie położenia wydzielonych warstw i ograniczają dowolność interpretacji. Dla wykazania ciągłości interpretacji stosunków tektonicznych przedstawiam kolejno całą serię przekrojów przechodzących przez wszystkie wiercenia. Kolejne przekroje kontrolują wzajemnie prawidłowość interpretacji tektoniki w szczegółach, umożliwiając w końcu ujęcie syntetyczne.

Stąd wyżej wspomniana smuga iłów poznańskich występująca wśród spągowych piasków okazała się przy bliższym zbadaniu łękiem. Widać to już z przekroju D — D na rys. 3. Wprawdzie w wierceniu 60 piaski podścielają bezpośrednio ily i mogłoby się zdawać, że to potwierdza ich spokojne zaleganie, ale wiercenie 60 a wskazuje na strome ułożenie warstw objawiające się kilkakrotnym występowaniem warstewki z konkrekcjami wapnistymi w iłach spągowych i wklinowaniem iłów czerwonych pomiędzy te wystąpienia. Wiercenie 59 mówi nie tylko o stromym, ale i o głębokim zapadaniu iłów w południowo-wschodnim skrzydle łęku. Powtarzają się tu kilkakrotnie piaski i ily spągowe zielone, a ily czerwone wznoszą się stromo co najmniej z poziomu występowania w skrzydle zachodnim (105,9 m) do wysokości 126,8 m. W przekroju E — E potwierdza się ułożenie warstw w południowo-wschodnim skrzydle łęku, a ponadto wiercenie 38 stwierdza nie tylko strome ułożenie, ale i zapadanie iłów w skrzydle północno-zachodnim poniżej izobaty 93 m. Podobny obraz daje przekrój F' — F' wykazujący znaczne zwięźenie łęku. W przekroju G' — G' wiercenie 45 stwierdza znów zaleganie iłów w wąskim łęku poniżej izobaty 93 m. Jeszcze głębsze zaleganie iłów (poniżej izob. 89 m) stwierdza wiercenie 63 w przekroju J — J i wiercenie 72 a w przekroju O — O.

Na podstawie wyprowadzonych przekrojów (fig. 3) skłonny jestem oczekiwać występowania dna tego łęku iłów poznańskich nawet na izobacie około 70 m. Z drugiej znów strony największe, stwierdzone wierceniem 39 w przekroju E — E, podniesienie piasków spągowych dochodzi do 125 m. Amplituda sfałdowania przekracza zatem co najmniej $125 - 93 = 32$ m, a nie jest wykluczone, że dochodzi do 60 czy 70 m, tak jak to przedstawiono na przekrojach. Stwierdzenie istnienia tego wyraźnego łęku iłów poznańskich, ciągnącego się nieprzerwanie na długości co najmniej 900 m i wykazującego amplitudy sfałdowania przekraczające znacznie 32 m, a który nazywam łękiem Swędrni, pozwala określić wypiętrzone na wschód od niego piaszczyste osady mioceno-pliocenu jako siodło, które nazywam prowizorycznie — wschodnim.

Wiercenia — 57 (w przekroju H' — H'), 72 (w przekroju N — N) i 72 a (w przekroju O — O) zdają się wyraźnie wskazywać na to, jaki był wpływ przedstawionej tu tektoniki na morfologię podłoża czwartorzędu. Ily poznańskie łęku Swędrni jako odporniejsze na ostateczną erozję w okresie poprzedzającym akumulację ostały się jako wyniesiona grzęda, a natomiast pierwotnie spiętrzone piaski mioceno-pliocenu w okresie późniejszej erozji zostały wypłukane i na ich podłożu rozwinęła się podczwartorzędowa dolina wypełniona naprzemian grubymi piaskami ze żwirkami i wapnistymi glinami zwałowymi.

Ciągnącą się wzdłuż doliny rzeczki Swędrni a na zachód (czy też częściowo na północny zachód) od łęku Swędrni smugę utworów pia-

szczyстых mioceno-pliocenu można także określić jako siodło o stromym skrzydle wschodnim (nazywam je siodłem Swędrni).

Przekroje na fig. 3 i izobaty na fig. 2 wskazują także wyraźnie na to, że ułatwiona była późniejsza erozja luźnych piasków spiętrzonych w tym siodle i stąd powstało zagłębienie w podłożu, wypełnione najpierw piaskami i żwirkami plejstocenu (przekroje I—I, J—J, C—K, L—L, M—M, N—N, O—O i P—P), a następnie po ich wymieceniu, osadami holocenijskimi, madami i torfami rzeczki Swędrni.

Zachodnie skrzydło siodła Swędrni jest, zdaje się, mniej strome niż skrzydło wschodnie, a podstawa łąk poznańskich nie powinna schodzić poniżej izobaty 80 m. Natomiast w wielu miejscach niewątpliwie się tu podnosi. Obalenie spągowych „zielonych” łąk poznańskich ponad „czerwonymi” w wierceniu 22 w zachodnim łuku Swędrni (pokazane na przekroju K—K, fig. 3) wskazuje na istnienie lokalnego podniesienia spągu ponad izobaty 100 m. Takich podniesień do 95 i 100 m należy oczekiwać także w pobliżu wierceń 32 i 17 w przekroju F—F (fig. 3), a niewątpliwych i wyraźniejszych, jakkolwiek bardzo wąskich — w południkowej strefie przebiegającej przez środek zbudowanego z łąk poznańskich podczwartorzędowego grzbietu przechodzącego przez gliniankę w Tyńcu, a także przebiegającej o 100 m dalej na zachód. Okazuje się bowiem przy bliższym badaniu, że przechodzący przez gliniankę grzbiet podziemny zbudowany jest z silnie pofałdowanych łąk poznańskich. Wyznaczam tu następujące wąskie sfałdowania Tyńca:

zachodnie — przebiegające na zachód od wierceń 9 i 11, a wyrażone występowaniem spągowych łąk zielonych w wierceniu 11 (przekrój B—B) oraz takichże łąk obalonych ponad łąki wyższe, czerwone, w wierceniu 9 (przekrój A-A);

złożone, środkowe, najintensywniejsze, przebiegające między wierczeniami 14, 1, 10 z jednej strony, a 34, 15, 8 z drugiej strony, wyrażone występowaniem spągowych łąk zielonych z poziomem konkrecji wapnistych w głębokości 1,1 do 3,3 m na młodszych łąkach czerwonych sięgających do 16,1 m w wierceniu 34 (przekrój A—A) oraz analogicznym występowaniem łąk spągowych z poziomem konkrecji wapnistych do głębokości 1,4 m, obalonych na łąki czerwone, w wierceniu 15 (przekrój B—B), wreszcie występowaniem w zachodnim skrzydle tego sfałdowania łąk spągowych z poziomem konkrecji wapnistych od głębokości 8,4 do 10 m, w wierceniu 10 (w przekroju F—F) i występowaniem we wschodnim skrzydle zafałdowań poziomu konkrecji wapnistych w głębokości 1,1 do 2,1 i 6,2 do 7,5 m, wśród zielonych łąk spągowych w wierceniu 8 (przekrój G—G);

wschodnie, podwójne, przebiegające — jedno między wierczeniami 16 i 2 oraz pod wierceniem 17 i drugie — przebiegające pod wierczeniami 37 i 32, oba zaznaczające się na przekrojach C—C i F—F odpowiednim układem warstw.

W przedłużeniu tych ostatnich sfałdowań wypada sfałdowanie opisane porzednio z zachodniego łuku Swędrni (przekroje J—J i K—K). Zachodzi też podejrzenie, że ułatwiło ono znacznie erozję trzeciorzędu i utworzenie głębokiej doliny pomiędzy grzbietami Tyńca i zachodniego łuku Swędrni. Głębokość tej doliny nie została dokładnie wyznaczona, ale wiadomo, że dno jej nie osiąga wysokości 103 m w części południowej, tj. w górnej, płytszej części doliny. Pogłębianie się doliny ku północy lub ku północnemu wschodowi w wyższych warstwach plejstocenu (Mas-

vien II i Varsovien II) każe przypuszczać, że i jej pierwotne dno pogłębiło się w tym kierunku i mogło zejść nawet do wysokości 80 m. Wtedy mioceno-pliocen siodła Swędrni łączyłyby się z takimi utworami sfałdowań zachodniego łęku Swędrni i oddzielałyby ily poznańskie podziemnego grzbietu zachodniego łęku Swędrni od grzbietu Tyńca szeroką otwierającą się ku północnemu wschodowi strefą. Ten pogląd pozwoliłem sobie przedstawić na szkicu geologicznym (fig. 2). Podobnie należy oczekiwać połączenia strefy mioceno-pliocenu siodła Swędrni z taką strefą wybiegającą na południe od sfałdowań Tyńca.

Wyrażony wyżej sąd o pogłębianiu się późniejszej doliny ku północy opieram na analizie kolejnych przekrojów tej doliny. Na przekroju J — J, w wierceniu 21 występują do głębokości 6,1 m (czyli na wysokości 110,6 m) bezwapienne piaski i mułki plejstocenu, których spąg w wierceniu 20, w przekroju I — I, występuje już w głębokości 8,8 m na wysokości 109,6 m.

Pod nimi występują tu mułki i piaski wapniste oddzielone grubymi piaskami od wapnistych glin zwałowych (w wierceniu 41). Już w obrębie mułków wapnistych rozwija się odkryta wierceniem 30 w przekroju H — H flora interglacjału, która następnie powoduje zatorfienie młodszych osadów i daje pokład torfu w wierceniu 19. Strop mułków wapnistych występuje tu w głębokości 13,2 m, na wysokości 106,2 m, a więc znacznie głębiej niż w poprzednim przekroju. W przekroju następnym (G — G) nie osiągnięto jeszcze spągu serii torfów do głębokości 16,1 m, czyli do wysokości 104,3 m (w wierceniu 6), a więc strop serii wapnistej leży jeszcze głębiej. Dno doliny zapada więc wyraźnie ku północy w interglacjale Masovien II, stwierdzonym na podstawie stanowiska flory, identycznego (według udzielonej mi ustnie informacji dra Andrzeja Środonia, który był uprzejmy zapoznać się z dostarczonymi mu próbkami i któremu na tym miejscu składam za to podziękowanie) z opisanymi z zachodniej części Kalisza (z pradoliny rzeki Proсны) przez Krygowskiego i Tołpę (1952). (Podobny poziom mułków zatorfionych występuje także w wierceniu 72, w przekroju N — N nad łękiem Swędrni. Seria niewapnista sięga tu do głębokości 7,2 m i znajduje się na wysokości 115,5 m, ale łączy się już z otwierającą się ku wschodowi, poprzednio opisaną doliną wypreparowaną w piaszczystych osadach siodła wschodniego). Oprócz tego zaznacza się pochylenie dna tej doliny ku południowemu zachodowi widoczne dobrze na przekroju H — H. Istniało ono już wcześniej, o czym świadczy stromy, prawie pionowy co najmniej 13-metrowy, podcięty brzeg doliny w wierceniu 18 (przekrój G — G).

W kierunku północnym nachylone jest także dno jeszcze młodszej doliny (Varsovien II), wypełnionej gruboziarnistymi piaskami i żwirkami. Dno to jest równocześnie nachylone ku północnemu wschodowi, jak to widzimy z przekroju I — I, gdzie na poprzednio opisanych seriach leżą wyżej wspomniane piaski w wierceniach 20, 29, 41 i 7. W tym ostatnim spąg ich leży nieco poniżej wysokości 104 m. Tymczasem w przekroju C — C w wierceniu 4 zakończonym na wysokości 103,7 m, daleko jeszcze do spągu tych piasków i żwirków, natomiast nad nimi pojawiają się nowe serie glin zwałowych i piasków oraz mułków, których ułożenie (w wierceniach 2, 37, 3, 50 i 4) wskazuje na nachylenia dna coraz to młodszych dolin ku północnemu wschodowi. Podobny obraz widzimy na przekroju A-A (wiercenie 35 i 5). Dna tych dolin podnosiły się równocześnie w kie-

runku południowo-wschodnim ku grzbietom głównego i zachodniego łęku Swędrni.

Mułkowe osady interglacjału Masovien II występują na północnozachodnim stoku łęku Swędrni (przekroje D-D i E-E). Wcześniejsze piaski ze żwirkami i gliny zwałowe (Varsovien I) występują także na zachodnim stoku tego łęku w dolinie Swędrni oddzielonej tutaj grzbietem zachodniego łęku od poprzednio opisywanej szerokiej doliny. Widocznie dolina Swędrni istniała wtedy niezależnie od doliny północnej i była wypreparowana w piaskach siodła, a łączyła się zarówno z północną, jak i z wschodnią, poprzez obniżenia poprzeczne w grzbiecie głównego łęku Swędrni.

II. TEKTONIKA IŁÓW POZNAŃSKICH MIĘDZY ZAGORZYNKIEM A PIWONICAMI

A. Odsłonięcia powierzchniowe

Duże odsłonięcie iłów poznańskich występuje tu przy drodze wiodącej z Kalisza, a przed doliną potoku Piwonice, w gliniance cegielni (fig. 4). Powiększa się ono z czasem, umożliwiając coraz to dokładniejsze obserwacje, co miałem możność stwierdzić badając je kolejno w latach 1947 i 1954. Zachodnią 6-metrową ścianę glinianki zajmują czerwone ily pod nieznacznym przykryciem glin z piaskiem i gładzikami granitowymi, dochodzącym tylko w zagłębieniach na powierzchni iłów do miąższości 0,5 m. Miąższość pokrywy czwartorzędowej wzrasta jednak szybko ku południowi przy równoczesnym obniżaniu się powierzchni iłów. Żwirki kwarcowe leżące bezpośrednio na iłach 2,5 do 3,5-metrową warstwą przykrywa tu grubiejąca w kierunku południowo-wschodnim warstwa glin z gładzikami. Najbardziej interesująca jest ściana północna. W odległości 52 m na wschód od drogi z Kalisza występujące pod 0,5 metrową pokrywą glin z piaskiem i gładzikami granitowymi ily poznańskie otulają od zachodu metrową warstwę mułków i bardzo drobno ziarnistych piasków. Po kilku metrach przykrycie iłami znika, mułki dochodzą do powierzchni terenu, wreszcie w odległości 95 m od drogi i na nich zjawia się 0,5-metrowe przykrycie glinami czwartorzędowymi. Mułki leżą tu już na iłach grubą warstwą, zajmując całą wysokość ściany wyrobiska na długości 67 m. Odtąd dalej na wschód na odcinku 65 m mułki oddzielone są od glin czwartorzędowych płatem iłów poznańskich dochodzącym w środkowej części odsłonięcia do grubości 3 m.

Za tym płatem ściana wyrobiska wgłębia się w calinę w kierunku północno-wschodnim i tu pod cienką warstwą czwartorzędu występują już tylko mułki zajmujące całą wysokość ściany.

Dopiero pod siedmiometrową warstwą mułków zjawiają się powtórnie w spągu wyrobiska zielone ily poznańskie. Opisana warstwa mułków widoczna jest na całej długości wschodniej (czy południowo-wschodniej) ściany wyrobiska, ale pod coraz to grubszym przykryciem piasków czwartorzędowych. Dolną część ściany wyrobiska zajmują tu już ily, które w ścianie południowej ukazują się także i ponad ścienioną warstwą mułków, otulając je tak jak w przekroju ściany północnej. Taki klin mułków wśród iłów poznańskich widać także w dwu świadkach pozostawionych w środku glinianki.

Wreszcie w spągu glinianki w jej południowej części występują w otoczeniu zielonych iłów w najgłębszej części glinianki zawodnione mułki

jakiegoś niższego poziomu strukturalnego (określenie sytuacji strukturalnej obu stref występowania mułków i piasków wśród iłów poznańskich podam przy opisie tektoniki wewnętrznej iłów).

Na północy zachód od tej glinianki w odległości 70 do 100 m na zachód od drogi z Kalisza, w głębokim wyrobisku dla eksploatacji piasków czwartorzędowych w jego północnej ścianie, pod piaszczystymi glinami ze żwirikami (grubości 1 do 1,5 m) następnie mułkami (0,15 do 1 m) i piaskami (0,5 — 1 m) oraz żwirikami występują mioceno-pleioceńskie mułki i odsłonięte na około 30 metrach zielone i czerwone ily poznańskie.

Mniejsze, ale podobne odsłonięcie występuje jeszcze dalej na zachód, w odległości 200 m stąd, także w piaskowni. Na kilku metrach odsłaniają się tu pośród piasków płytko pod powierzchnią ily poznańskie leżące na mułkach.

B. Morfologia i geologia powierzchni utworów trzeciorzędowych

Dopiero wiercenia umożliwiły powiązanie wyżej opisanych wystąpień iłów i mułków, a równocześnie pozwoliły na wykreślenie izobat wyznaczających morfologię powierzchni przedplejstocieńskiej (fig. 4).

Opisane duże odsłonięcie i następne, leżące na zachód od drogi z Kaliszazwiązane są z ciągnącą się prawie południkowo grzędą. W północnej części grzęda ta wznosi się do 130 m i na tej wysokości ciągnie się aż do wspomnianego małego odsłonięcia iłów i mułków. Stąd skręca na małym odcinku na wschód, obniżając się ciągle, a następnie, rozszerzona, zanurza się w kierunku wschodnim i południowym do 110 m. Wynurzające się w środku grzędy ily poznańskie otoczone są z obu stron (z wschodniej i zachodniej) przez mułki i piaski. W części zachodniej są nimi przykryte (na odcinku północnym) lub leżą na nich, na dość dużej wysokości, cienkim płatem. Opisana ponad 1100 m długa grzęda przypomina poprzednio opisaną grzędę łęku Swędrni, ale jest od tamtej dwukrotnie szersza. Bliższe rozpatrzenie jej budowy wykaże, że i tu mamy do czynienia z łękiem. Otaczające ily piaski i mułki wykazują zapadanie powierzchni podplejstocieńskich w kierunku domniemanych siodła — wschodniego i zachodniego. Mielibyśmy tu do czynienia także z wypreparowaniem siodła i wypełnieniem ich osadami plejstocenu. Szczególnie wyraźnie zaznacza się to w wierceniach 4, 34 i 30, gdzie pod iłami i mułkami znajdujemy piaski plejstocenu. Za tym że ciągnąca się wzdłuż grzędy, a na zachód od niej dolina wypreparowana została w piaskach mioceno-pleiocenu przemawia występowanie poza tą doliną nowej grzędy iłów poznańskich leżących na mułkach i piaskach mioceno-pleioceńskich. Grzęda ta przebiega przez trzecie z opisanych wyżej odsłonieć powierzchniowych, gdzie osiąga wysokość 134 m, opadając stromo ku wschodowi. Wyraźnie widać w niej skrzydło zachodnie wypreparowanego siodła.

C. Szczegółowa tektonika iłów poznańskich

Zachodnie skrzydło występującego na zachód od głównego łęku Piwoniec siodła wykazuje pionowe ułożenie warstw co najmniej do głębokości 30 m. Widać to wyraźnie w wierceniach 17, 14 i 14 a (przekr. I-I, J-J i L-L na fig. 5).

Wiercenie 17, do głębokości 14,1 m przebija na przemian to ily pliocenu, to margliste gliny lub też żwirikowate piaski plejstocenu, a od głębokości 14,1 do 30 m przebiega w pobliżu kontaktu iłów czerwonych

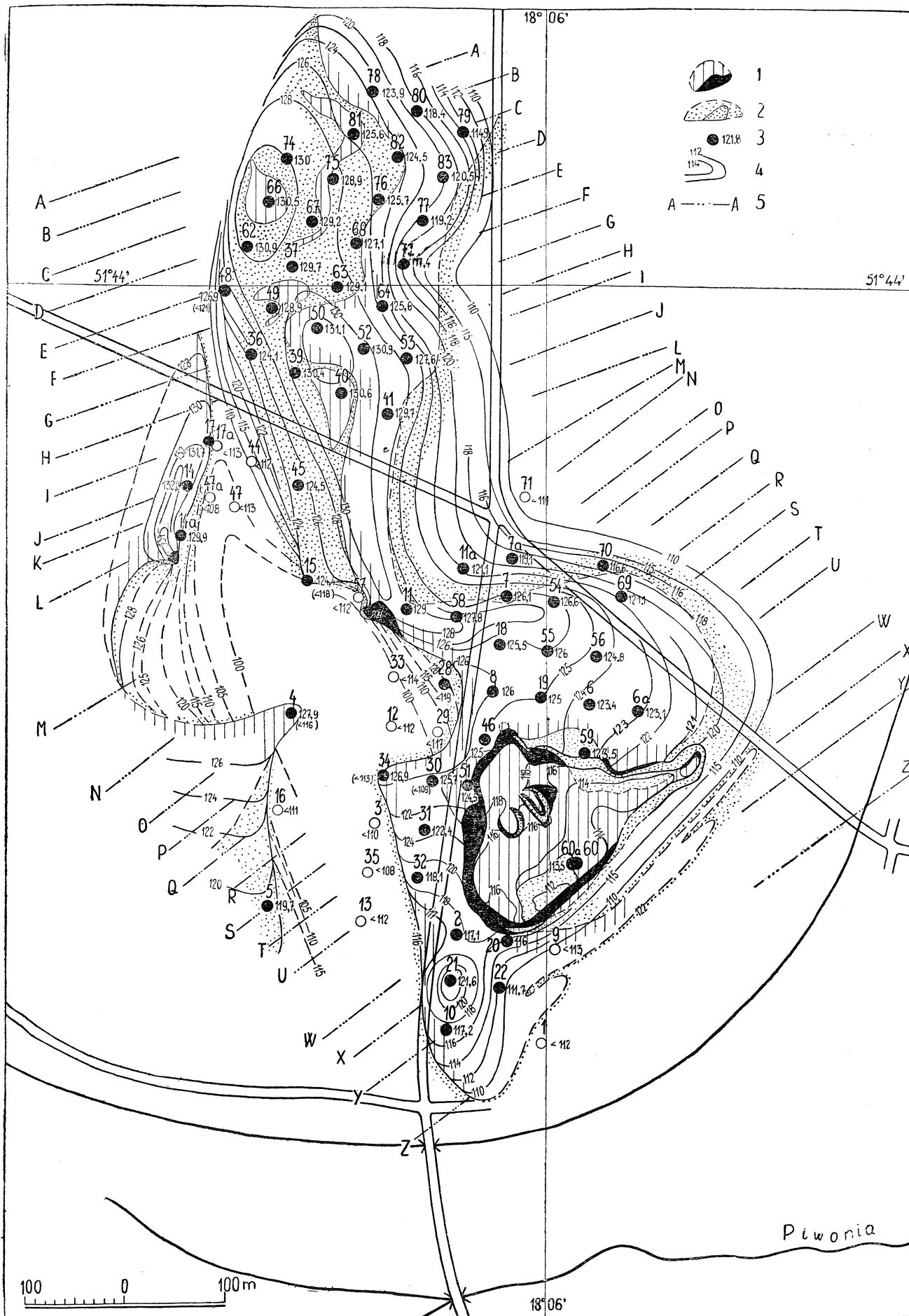


Fig. 4. Szkic geologiczny i morfologia utworów podplejstoczeńskich między Zagorzynkiem a Piwonice. Oznaczenia jak na fig. 2.

Fig. 4. Esquisse géologique et la morphologie des formations sous-pléistocènes entre Zagorzynek et Piwonice. Explication comme pour fig. 2.

i spągowych iłóv zielonych. Wiercenie 14 od głębokości 1,2 do 30 m przechodzi także wzdłuż takiego pionowego kontaktu. Iły w skrzydle siodła podnoszą się w obu wierceniach pionowo co najmniej od wysokości 103 do 133 m. Także w wierceniach 14a na przemian spotyka się to ily, to mułki spągowe, co świadczy o pionowym ustawieniu warstw.

W wierceniach 4 (przekrój O-O na fig. 5) pod ıłami występują już tylko gliny zwałowe plejstocenu złożone na miejscu wypreparowanych piasków mioceno-pliocenu. Piaski te ukazują się dopiero w wierceniach 5 (przechr. S-S) w dalszym przedłużeniu zachodniej grzędy, gdzie tworzą brzeg doliny plejstocenijskiej.

Dno tej doliny pogłębia się prawdopodobnie w kierunku na południe. Do 108 m nie zostało tu osiągnięte (wierceniach 35 w przekroju T-T), a można go oczekiwać dopiero poniżej wysokości 100 m. Dolinę wypełniają w północnej części piaski i żwirki przedzielane cienkimi wkładkami glin (w wierceniach 47 i 45, przekr. L-L) zapadających w kierunku południowo-zachodnim.

Środkową jej część wypełniają gliny zwałowe zapadające także na południowy zachód (wiercenie 4 w przekroju O-O). Gliny te leżą na piaskach i żwirkach, przykrywających z kolei jeszcze starsze gliny zwałowe (w wierceniach 34 i 35, przekr. R-R i T-T na rys. 5). Te gliny i przykrywające je piaski wypełniają dolinę także pod podcięciem, wschodnim jej brzegiem, co wybitnie się zaznacza w wierceniach 34 i 30 (przechr. R-R i S-S).

Dominujące w budowie głównej grzędy morfologicznej Piwonic ıły pliocenijskie stanowią rzeczywiście łęk pomiędzy siodłami — wschodnim i zachodnim. Jest on najwęższy w środkowej części grzędy (przekroje M-M, N-N i O-O), a rozszerza się stopniowo, przedłużając się ku północy i na południe. W części północnej jego wschodnie skrzydło jest strome, na odcinku 12,7 do 18,3 m w wierceniach 41 (przekroje J-J i K-K) o przebiegu pionowym sfalowanym (wiercenie przechodzi wzdłuż kontaktu ıłóv spągowych z mułkami). Przekroje od A-A do I-I naprowadzają jednak na to, że stromizna ta stopniowo maleje. Natomiast cały łęk nie tylko rozszerza się stopniowo, ale także przybiera bardzo skomplikowaną budowę.

Dno łęku Piwonic (spąg ıłóv poznańskich) leży prawdopodobnie zasadniczo na wysokości 90 m, ale wykazuje szereg sfałdowań podnoszących piaski i mułki mioceno-pliocenu co najmniej do 110 m. Nie opisuję ich szczegółowo, licząc na to, że załączone przekroje (od B-B do J-J na rys. 5) są dostatecznie czytelne. Te wtórne sfałdowania wykazują amplitudy dochodzące do 150 m i powodują to, że wielokrotnie sfałdowane ıły spągowe zielone i część ıłóv wyższych czerwonych, w sumie nie przekraczającej 10 m normalnej miąższości, dają tu pakiet o grubości około 30 m. Grubość tego pakietu nie jest tu jeszcze wskaźnikiem wielkości amplitudy sfałdowania. Tę znajdziemy, biorąc pod uwagę obalenie siodła zachodniego w kierunku północno-wschodnim na łęk Piwonic, wyrażone zaleganiem piasków i mułków mioceno-pliocenu nad sfałdowanym łękiem Piwonic, oraz zakorzenie siodła (wysokość dna łęku Piwonic i stwierdzoną głębokość pionowego zalegania ıłóv w zachodnim skrzydle siodła). Otóż w przekrojach B-B, C-C, D-D, E-E i F-F, gdzie mułki mioceno-pliocenu sięgają kolejno na wschód — poza wiercenia 81, 82, 76, 68 i 63, możemy ustalić dające się zmierzyć wielkości tej amplitudy na 190, 227, 222, 160 m. Oczywiście trzeba tu wziąć pod uwagę, że część tej wartości należy przypisać już nie pierwotnemu wyniesieniu warstw, ale

Fig. 5, 5a, 5b. Przekroje geologiczne obszaru między Zagorzynkiem a Piwoniami. Oznaczenia jak na fig. 3.
 Fig. 5. Esquisses géologiques de la région entre Zagorzynnek et Piwonice. Explication comme pour fig. 3.

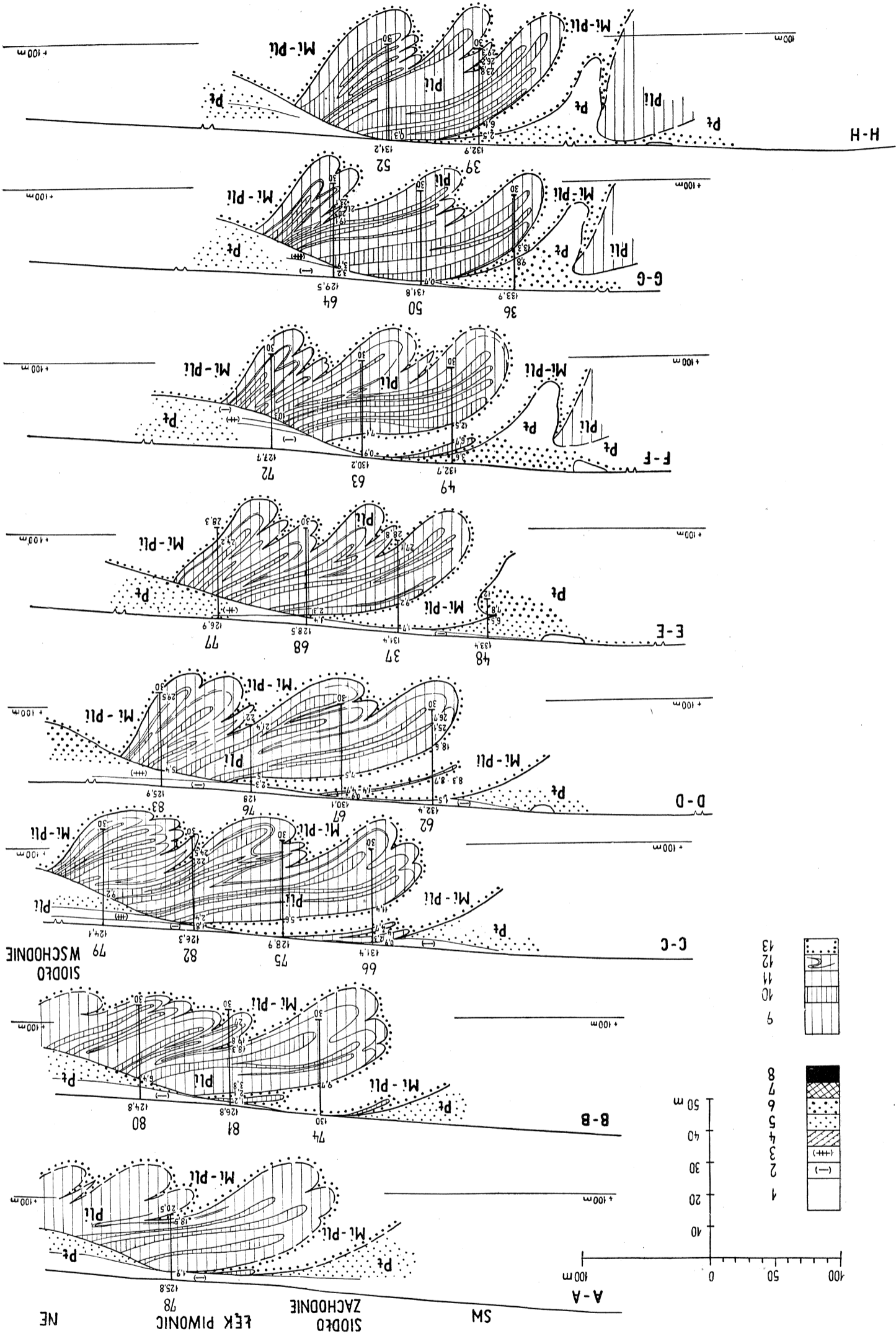


Fig. 5a

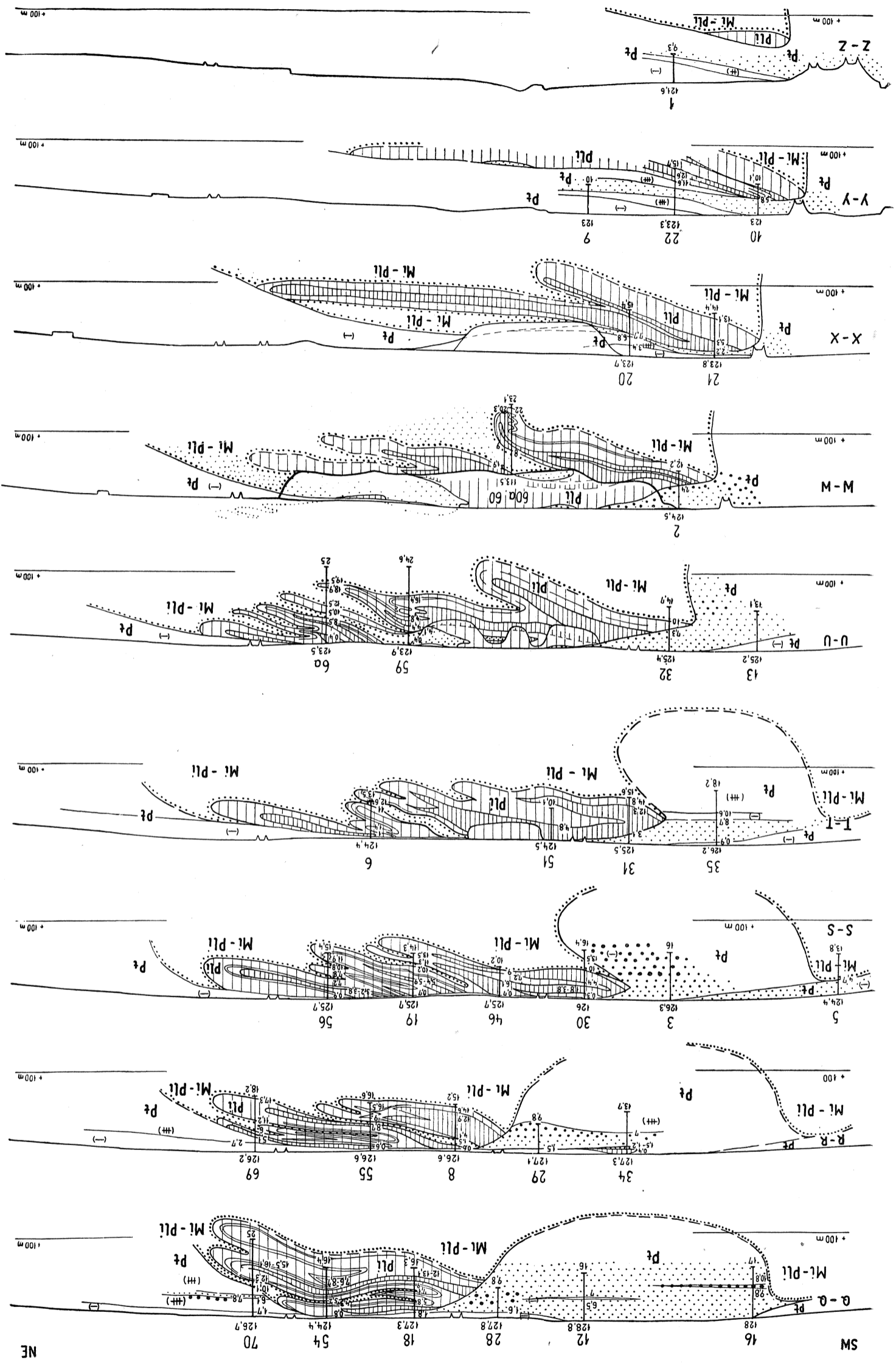
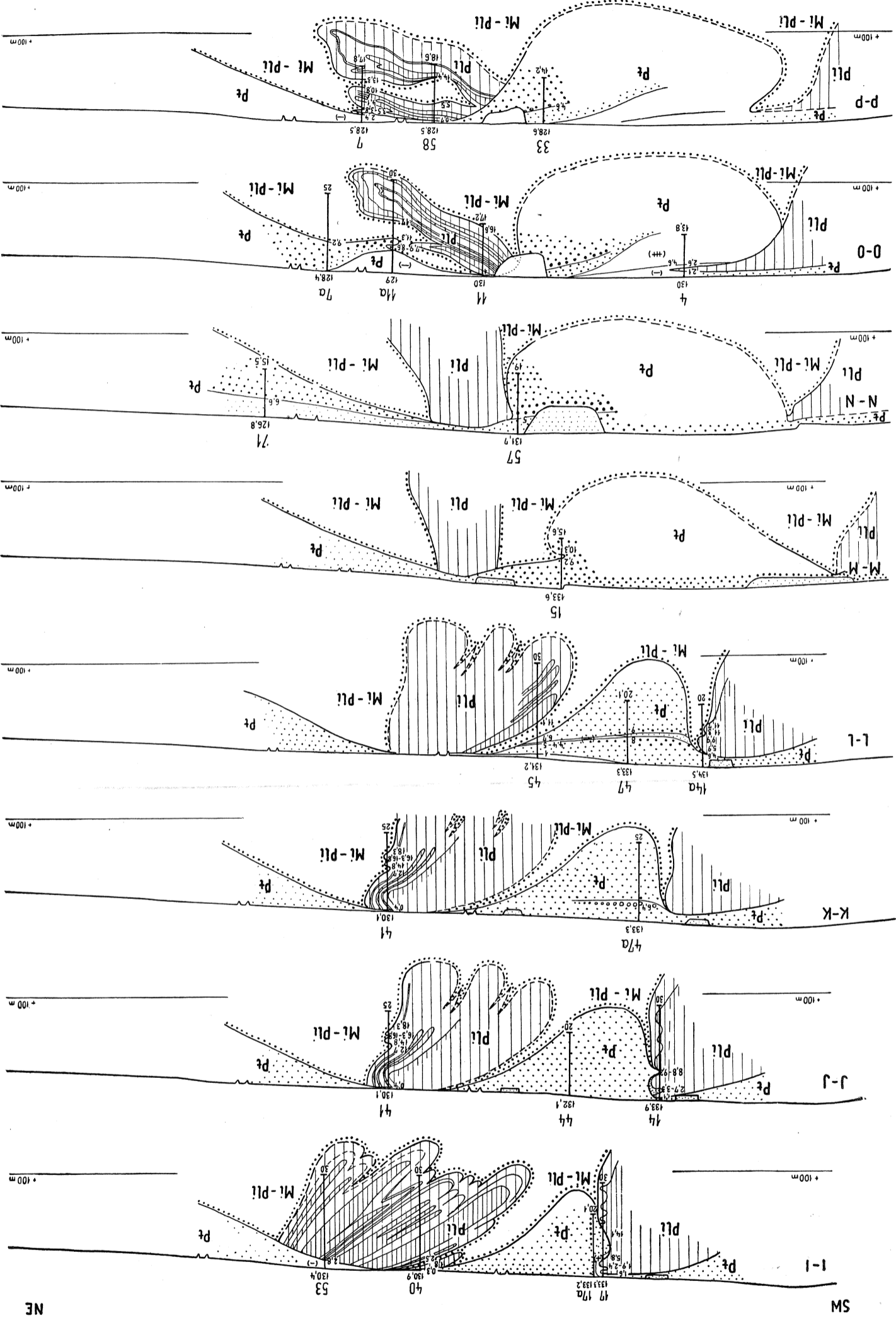


Fig. 5b



wtórному rozciągnięciu ich prawie w poziomie. Tu wolne od takiego zwiększenia są amplitudy minimalne, a mianowicie amplitudy podniesienia dna wąskich łęków w sfałdowaniach powstałych na szczycie siodła. Takie łęki rysują się w przekrojach C-C, D-D, F-F, a minimalne amplitudy tych wgłębionych części siodła możemy ocenić kolejno na 57, 68, 46 i 55 m, a więc na około 50 m.

Podobnie jak w szczycie siodła zachodniego znajdujemy zagłębione wąskie łęki, tak i cały łęk Piwonic zdaje się być tylko takim zagłębieniem w centralnie podniesionej części utworów miocenu i pliocenu. Przekroje I-I i J-J wskazują na to, że podstawa łęku Piwonic (90 m) leży dużo wyżej niż podstawa iłów poznańskich pionowo się wznoszących z poziomu 100 m w skrzydle zachodnim wąskiego siodła (zachodniego). Może ona tu leżeć znacznie głębiej. Zwróćmy uwagę na to, że w tym południku wyznacza K r y g o w s k i (1952) w Kaliszu podstawę iłów poznańskich na wysokości zaledwie 60 m, a więc o 30 m głębiej. Zbliżoną wysokość (70 m) przyjmowaliśmy także dla dna łęku Swędrni. Nasuwa się przypuszczenie, że cały obszar pomiędzy południkiem łęku odwodowego siodła zachodniego Piwonic a południkiem łęku Swędrni, a więc obszar południkowego kierunku biegu doliny rzeki Proсны jest podniesiony w stosunku do pozostałych. Podniesienie wzrasta poza tym w kierunku południowym w obrębie łęku Piwonic. Dno łęku w przekrojach przez część południową (P-P do X-X) rzadko tylko schodzi poniżej wysokości 100 m (91,5 m w wierceniu 60 a w przekroju W-W). Oczywiście z całości rozważań wynika także, że siodło wschodnie Piwonic leży w całości znacznie wyżej niż siodło zachodnie, a myślę, że zostało także najsilniej wypreparowane, gdyż wchodzi ono już w zasięg najgłębszej doliny, doliny Proсны.

Mimo powyższego omówienia już ogólnych rysów tektoniki nie chciałbym jednak pomijać szczegółów wewnętrznej tektoniki łęku Piwonic w jego części południowej, gdzie oprócz sondowań możemy się już posłużyć pewnymi obserwacjami w powierzchniowych odsłonięciach. Przede wszystkim więc należy wyjaśnić ostatecznie strukturę opisywanych w odsłonięciu klinów mułków spągowych. Otóż występujący w północnej i południowej ścianie wyrobiska klin mułków stanowi szczytową część obalonego ku zachodowi i sprasowanego jądra jednego z licznych zafałdowań. Mułki w tej pozycji strukturalnej wystąpiły w przekroju U-U w wierceniu 59 od głębokości 0,4 do 4,1 m podścielone iłami spągowymi, a w wierceniu 6 a w gł. 8,5 do 10,5 m między takimiż iłami z poziomem kongrecji wapnistych „kredy jeziornej”. Tu ily występujące w głębokości 0,4 do 8,5 m są przedłużeniem płata, który w odsłonięciu występuje w ścianie północnej tuż pod plejstocenem. W przekroju T-T przebiło mułki wiercenie 6 w głębokości 11 do 12,6 m pomiędzy iłami spągowymi z poziomem kongrecji wapnistych. Stąd widać, że zafałdowanie to, którego jądro odsłania się w odkrywce, jest silnie obalone ku zachodowi i leży bardzo płasko. Jego amplitudę ocenić można na 80 do 90 m. Da się ono poza tym prześledzić jeszcze dość daleko w kierunku północnym, gdyż w przekroju S-S mułkowe jądro zafałdowania występuje w wierceniu 19 w gł. 10,2 do 11,3 m, a w przekroju R-R trafiają nań wiercenia: 8 — w gł. 1,5 do 4,1 m; 55 — w gł. 8,7 do 9 m, a wiercenie 69 natrafia w gł. 17,3 m na podstawę jego łęku odwodowego. Prawdopodobnie to samo zafałdowanie dominuje także w przekroju Q-Q oraz P-P, a łączy się ostatecznie z głównym zafałdowaniem siodła wschodniego w przekroju O-O.

Mułki występujące w przekroju U-U w wierceniu 59 od gł. 16,4 m,

a w wierceniu 6 a od głębokości 19,5 m w podstawie łęku Piwonic, podniesionego tu do wysokości 103 m, fałdują się jeszcze raz. Szczyt tego obalonego ku zachodowi, leżącego płasko zafałdowania przebija się właśnie na powierzchnię w najgłębszej części glinianki (w południowej części). Mułki tego zafałdowania przebija wiercenie 60 a do głębokości 8 m, a wiercenie 60 od głębokości 1,9 do 9 m. Ciekawe jest, że łęk odwodowy zachował tu, prawdopodobnie pierwotne, pionowe położenie. Wiercenie 60 a na odcinku od 9,9 do 16,4 m przechodzi w pobliżu pionowo ustawionej, choć sfałowanej, warstwy z konkrecjami kredy jeziornej (przekrój W-W).

Stwierdzamy poza tym w południowej części łęku Piwonic płytkie zakorzenie wszystkich wewnętrznych sfałdowań. Także i tu nie więcej jak 10 m normalnej miąższości serii iłów zielonych spągowych z początkowymi tylko warstwami iłów czerwonych bierze udział w fałdowaniu. Siodło wschodnie jest tu ponad wszelką wątpliwość obalone ku zachodowi, tak jak i wewnętrzne sfałdowania łęku. Jest to zastanawiające, bo przecież w części północnej rysowało się we wszystkich przekrojach obalenie siodła zachodniego, jako też i sfałdowań wewnętrznych łęku Piwonic — ku wschodowi.

Glacialne przyczyny tektoniki pliocenu i miocenu na lewym brzegu Proсны w Piwonicach i w dolinie Swędrni w Tyńcu

Przyczynę powstania tego rodzaju, co wyżej opisane, sfałdowań warstw powierzchniowych podścielających osady plejstocenu widzieć musimy nie w czym innym jak tylko w nacisku mas lądolodu. Wywołane naciskiem sfałdowania mają tu przebieg południkowy. Odpowiada to temu kierunkowi, jaki występuje na północ od Ostrzeszowa w tamtejszych sfałdowaniach.

Jednakże gdy tamte sfałdowania według mapy schematycznej Krygowskiego (1960) zdają się być równoległe do strefy moreny czołowej, to sfałdowania w Kaliszu nie byłyby już zgodne z dalszym naszkicowanym przebiegiem wewnętrznej części strefy moreny na wschód.

Zjawisko to wzmocni być może argumentację Krygowskiego (1960) za istnieniem starszych struktur wśród młodych moren, jednakże w dyskusję nad tym zagadnieniem wdawać się nie mogę, gdyż opisane obserwacje nie odnoszą się do terenu występowania moren.

Pragnę natomiast zwrócić uwagę na kilka zjawisk, o których świadczą opisany wyżej obraz tektoniki. Przede wszystkim zwrócić musimy uwagę na dwa rodzaje występujących w okolicy Kalisza sfałdowań. Występują tu najpierw większe, zasadnicze sfałdowania wyrażające się po erozji jako miocenijskie siodła i wypełnione iłami poznańskimi łęki. Głównie są to sfałdowania pionowe, a częściowo także obalone.

Oprócz tych zasadniczych sfałdowań występują jeszcze stwierdzone licznymi wierceniami, częste przefałdowania iłów poznańskich wewnątrz łęków. Przefałdowania te odznaczają się dużymi amplitudami. Powstanie tego rodzaju przefałdowań w plastycznym materiale można by tłumaczyć jako wynik bardzo silnego nacisku bocznego zgniatającego wcześniej utworzone szersze łęki.

Następnie musimy zwrócić uwagę na obalenie sfałdowań. Na prawym brzegu doliny Proсны, w Tyńcu, sfałdowania są nieznacznie obalone na północny wschód. Na lewym brzegu wspomnianej doliny między Zago-

rzynkiem a Piwonicami zaznacza się bardzo silne obalenie sfałdowań wewnątrz głównego łęku Piwonic — bliżej Zagorzynka na północny wschód, a bliżej Piwonic — przeciwne, na południowy zachód. Taka zmiana kierunku obalenia warstw w tym samym łęku, ale w różnych jego odcinkach nasuwa myśl, że obalenie nie było równoczesne z tworzeniem się łęku i w różnych odcinkach łęku mogło się odbywać w innej fazie tektoniki, a w każdym razie zależało od dwu przeciwstawnych sobie i w różnych odcinkach terenu (jeśli nie także w różnym czasie) przeważających w jednym określonym kierunku sił.

Jak z tego przeglądu widać, dadzą się w rozwoju glacitektoniki iłów poznańskich okolicy Kalisza wyróżnić trzy fazy: swego rodzaju szeroko promiennego fałdowania, a następnie zgniatania i obalania łęków.

Fazy te mogły płynnie po sobie następować lub z przerwami. Pewne światło na to zagadnienie mogą rzucić obserwacje odnoszące się do postępu erozji osadów mioceńsko-plioceńskich. Erozja odbywała się bowiem niewątpliwie okresowo, na przemian z okresami akumulacji.

W momencie tworzenia się pierwszych sfałdowań musiały być erodowane warstwy iłów poznańskich pokrywających cały obszar, gdyż warstwy podścielające nie były jeszcze odsłonięte. W pewnym stopniu może dotyczyć tego okresu ta obserwacja, że w północnej części obszaru między Tyńcem a Nędzerczewem nawet w łękach pozostało około 20 m normalnej miąższości iłów, gdy tymczasem w łękach części południowej między Zagorzynkiem a Piwonicami pozostało tylko 10 m normalnej miąższości warstw iłu. Erozja w południowej części terenu była więc intensywniejsza. Poza tym nasuwa się myśl, że ten okres erozji poprzedzał okres wtórnego zgniecenia łęków i wywołania w nich wewnętrznych sfałdowań o dużej amplitudzie, gdyż wszystkie wtórne a licznie występujące siodła i łęki wewnątrz głównego łęku Piwonic składają się tylko z owych 10 m przyspągowych warstw iłów.

Do końca okresu, w którym łęki zostały już silnie zgniecione, a siodła wydzwignięte, musiało nastąpić obalenie sfałdowań Tyńca ku północnemu wschodowi oraz obalenie przefałdowanego łęku Piwonic częściowo także na północny wschód, a częściowo (bliżej Piwonic) na południowy zachód, gdyż późniejsza erozja decydująca o morfologii powierzchni utworów mioceńsko-plioceńskich modelowała już ostatecznie ukształtowane podłoże.

Erozja objęła już wtedy, jak to widzimy z przekrojów geologicznych (fig. 3 i 5), piaszczyste jądra wypiętrzonych siodła (wypiętrzone w siodłach iły mogły być doszczętnie zerodowane nawet w pierwszej wyżej wspomnianej fazie erozji; być może, że iły były tu erodowane w takich warunkach, jakie opisuje Bartkowski (1959) dla okolic Zielonej Góry). Była to erozja wgłębna w warunkach opisanych przez R u l i k o w s k ą i M a n i k o w s k ą (1954).

Erozja ta, poprzedzająca notowane najstarsze zasypania tutejszych dolin, odnoszone do okresu Masovien I (K r y g o w s k i, 1952), datuje więc koniec rozwoju glacitektoniki iłów poznańskich na omawianym obszarze. Tak więc wszystkie fazy rozwoju tektoniki mieszczą się w okresie najstarszego zlodowacenia i dlatego możemy mówić o ich względnie płynnym następstwie.

Opisane spostrzeżenia, pozwalające na stwierdzenie faktu występowania poważnych sfałdowań w iłach poznańskich i podścielających je piaskach i określające fazy oraz czas ich powstania, nie pozwalają jednak jako ograniczone do małego obszaru na wyciągnięcie wniosków co do

sposobu, w jaki lądolód oddziaływał tu na pliocenijskie i miocenijskie podłoże.

Przede wszystkim zaznacza się sfałdowanie podłoża bez tworzenia łusek, bo nawet wtórne sfałdowania ilów poznańskich wewnątrz łęków są symetryczne i raczej, jak to już wyżej zaznaczyłem, są wynikiem zgniatania plastycznych mas wewnątrz gotowego już łęku. Następnie opisane zjawiska nie występują w strefie moren czołowych, tak jak większość opisywanych. Dlatego też z przyczyn wywołujących glacitektonikę, przytaczanych u nas przez Z w i e r z y c k i e g o (1949), C i u k a (1955) i K r y g o w s k i e g o (1957), jedynie wyciskanie plastycznego podłoża można by odnosić do opisanego przypadku. Jednakże aby odpowiedzieć na pytanie, czy plastyczne podłoże mogło się tu deformować już pod wpływem pionowego nacisku lądolodu, płynąc ku strefom mniej obciążonym, czy też deformowało się głównie, lub nawet wyłącznie pod wpływem nacisku stycznego posuwających się mas lodu, na to przytoczone obserwacje są za szczupłe. Może jednak włączone w szerszy obraz będą przyczynkiem dla wyjaśnienia sposobu posuwania się lądolodu na ziemiach Polski. Tak więc włączone w schematyczną mapę B. K r y g o w s k i e g o (1960) będą mówiły o przedłużaniu się strefy zaburzeń Ostrzeszowa na północ, a z drugiej strony równocześnie można będzie widzieć w powstaniu sfałdowań w Kaliszu wpływ lądolodu posuwającego się po Ostrzeszów i Trzebnicę, ale omijającego prawdopodobnie wąską zaporę w obecnej dolinie Proсны. Na tę zaporę wkracza być może dopiero od wschodu drugi jezior. Tylko bowiem posuwaniu się drugiego jeziora lądolodu na wschodzie obecnej doliny Proсны można przypisać obalenie południowej części przefałdowanego łęku Piwonice na południowy zachód.

WYKAZ LITERATURY BIBLIOGRAPHIE

- Bartkowski T. (1959), Budowa geologiczna a morfologia środkowego odcinka wału zielonogórskiego (The relation between the geological structure and the morphology of the central part of the Zielona Góra rampart). *Bad. fizjogr. nad Pol. zach.* T. 5, Poznań.
- Ciuk E. (1955), O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstocenijskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. Z badań czwartorzędu. T. 6, *Biul. Inst. Geol.* 70, Warszawa.
- Krygowski B. (1952), Profil geologiczny stanowisk interglacialnych w Kaliszu (Geological profile of interglacial stations at Kalisz). *Biul. Inst. Geol.* 88.
- Krygowski B. (1957), Über den Mechanismus mancher Typen (Arten) glazitektonischer Störungen. *INQUA V Congr. intern. Res. Comm.* Madrit-Barcelona.
- Krygowski B. (1960), Old structures in young end moraines. *Prz. geogr.* T. 32, Supplement.
- Rulikowska J., Manikowska B. (1954), Geomorfologiczne znaczenie litologii. *Czas. geogr.* T. 25, z. 4, Warszawa-Wrocław.
- Tołpa S. (1952), Flora interglacialna w Kaliszu (Interglacial flora at Kalisz). *Biul. Państw. Inst. Geol.* 68, Warszawa.
- Zwierzycki J. (1949), Geologia złóż węgla brunatnego. Węgiel brunatny w zachodniej Polsce. *Gł. Inst. Paliw Naturalnych*, Katowice.

RÉSUMÉ

Abstract. Au Sud-Est de Kalisz entre Tyniec et Nędzrzew et entre Zagorzyniek et Piwonice on trouve des argiles de Poznań dans de relativement étroits synclinaux, allongés méridionalement, séparés par des anticlinaux du Miocène sablonneux ou de Miocène-Pliocène. Dans la morphologie sous-Pléistocène les synclinaux constituent des crêtes et les anticlinaux sablonneux sont érodés et changés en vallées remplies ensuite par des sédiments du Pléistocène. Les anticlinaux ainsi que les synclinaux s'élèvent dans la direction Sud-Est.

L'établissement de la stratigraphie litologique de la partie inférieure des argiles de Poznań (sables et silts miocéno-pliocènes; 6 m d'argiles du pliocène bleu-vert avec une mince couche de „craie lacustrine”; 16 m d'argiles bleu (blanches et rouges) a permis de découvrir à l'intérieur des synclinaux des plissements secondaires avec une grande amplitude.

Les phénomènes tectoniques occurents se rapportent à la période de la plus ancienne glaciation.

Le profil litologico-stratigraphique examiné comprend la transition des formations sablonneuses du Miocène-pliocène aux argiles inférieurs de Poznań (Fig. 1).

La normale puissance non-érodée de la série, dans la zone méridionale du secteur du levé (Piwonice), a été établi à 10 m et dans la zone Ouest du secteur à 22 m (Tyniec).

Un profil détaillé a facilité l'enquête de la tectonique des argiles de Poznań dans le Pléistocène. Cette tectonique démontre des plans et des phases divers. Au premier plan apparaissent des grands plissements allongés méridionalement des argiles du Pliocène et des silts sous-gisant. L'anticlinal Est est le plus élevé et probablement le plus vaste sur la rive droite de la vallée de Prosna (au bord de la petite rivière Swędrnia, Fig. 2 et 3). Un assez profond synclinal de Swędrnia la sépare du mince antyclinal de Swędrnia, au delà duquel se trouvent en une vaste zone les plissements de Tyniec. Sur la rive gauche de la vallée de Prosna (Fig 4) l'anticlinal Est est aussi le plus élevé (Fig. 5) et séparé par un large synclinal de Piwonice de l'étroit et abrupte anticlinal Ouest. Les argiles de Poznań du second aile de cet anticlinal tombent presque verticalement, contournant l'élévation générale. Au total on observe le soulèvement de la base des argiles de Poznań dans la direction Sud-Est.

Les minces plissements dans les argiles de Tyniec (Fig. 2 et 3) inclinés vers l'Est, paraissent comme secondaires ainsi que les nombreux, étroits plissements mais avec une grande amplitude (80 — 150 m) à l'intérieur du synclinal de Piwonice (Fig. 4 et 5).

On doit considérer comme première phase, le plissement à grand rayon dans les plis et synclinaux verticaux comme ils se sont conservés dans la vallée de Swędrnia. Les plissements verticaux secondaires dans les argiles de Tyniec, ainsi que dans les synclinaux de Piwonice, causés par l'écrasement des synclinaux ont paru dans la phase suivante, comme nous le voyons sur la coupe W-W Fig. 5 dans la partie inférieure des sondages 60a et 60. Dans la troisième phase a paru le penchement des plissements de Tyniec vers l'Est (Fig. 3, coupes A-A, B-B, C-C, F-F et G-G) ainsi que des plissements à l'intérieur des synclinaux de Piwonice vers l'Est, dans la partie Nord du synclinal (fig. 5, coupes A-A — I-I) et vers l'Ouest dans la partie méridionale du synclinal (Fig. 5, coupes O-O — Y-Y).

Les figures 2 et 4 ainsi que les coupes 3 et 5 démontrent que dans la morphologie du Pléistocène, les anticlinaux formés de sédiments sablonneux furent érodés et formèrent des vallées et les synclinaux remplis d'argiles restèrent, les séparant en forme de coteaux.

La formation des synclinaux et des anticlinaux situés méridionalement, l'érosion partielle des argiles (plus accentuée au Sud), le penchement des plissements dans les synclinaux et ensuite l'érosion des sables dans les anticlinaux est situé par l'auteur dans la période de la plus ancienne glaciation, puisque les plus anciens remblaiements des vallées se rapportent à la période Mazovien I.

L'auteur attribue la formation et le penchement vers l'Est des plissements secondaires, allongés méridionalement, surtout à l'extérieur de l'axe de la vallée de Prosna, à la pression du lobe glaciaire s'étendant jusqu'à Ostrzeszów et Trzebnica. La pression provoquait une motion dans la direction de l'actuelle rive droite de la vallée de Prosna, c'est-à-dire vers le bord gauche du lobe de cette époque et pouvait pencher vers l'Est les plissements inférieurs à Tyniec (Fig. 2 et 3). De même la pression du second lobe oriental pouvait provoquer une motion de la base vers la direction de l'actuelle rive gauche de la vallée de Prosna, qui formait dans ce temps le bord droit du lobe glaciaire, et pouvait pencher vers l'Ouest les plissements de la partie méridionale du synclinal de Piwonice.

traduit par J. Unrug