

KAROL ROTNICKI

## STRUKTURY ODPREŻENIOWE W STREFACH WYSTĘPOWANIA DEFORMACJI GLACITEKTONICZNYCH

### ZARYS TRESCI

Artykuł zawiera charakterystykę nowo odkrytych struktur nieciągłych występujących w obrębie deformacji glacitektonicznych. Są to struktury odprężeniowe, powstałe w końcowej fazie procesu glacitektonicznego spiętrzenia i po jego zakończeniu. Ich powstanie jest związane ze zmianą kierunku osi największego naprężenia głównego. Przedstawiono teoretyczne podstawy powstawania struktur odprężeniowych.

### WSTĘP

Deformacje nieciągłe należą do najczęściej spotykanych rodzajów odkształceń glacitektonicznych. Należą do nich: a) wielkie powierzchnie ślizgowe typu uskoków odwróconych, oddzielające poszczególne łuski glacitektoniczne i stanowiące powierzchnie, po których odbywało się wypiętrzanie łusek, b) liczne średnie i małe powierzchnie ślizgowe typu uskoków odwróconych o średnich i niewielkich rozmiarach ślizgu i zrzutu, najczęściej towarzyszące strukturom zaliczonym do poprzedniej grupy, c) powierzchnie ścięciowe bez śladów przesunięcia, d) pęknięcia i szczeliny tensyjne, e) uskoki przesuwcze, f) uskoki normalne o bardzo różnej wielkości zrzutu (od kilku milimetrów do kilku metrów).

Spośród wyżej wymienionych licznych rodzajów glacitektonicznych deformacji nieciągłych, zazwyczaj tylko wielkie powierzchnie ślizgowe, należące do grupy uskoków odwróconych, były dotychczas przedmiotem zainteresowań badaczy zajmujących się strukturami glacitektonicznymi. Powodem tego jest fakt, że wyznaczają one jeden z głównych typów deformacji glacitektonicznych, jakim jest struktura łuskowa. Natomiast znaczenie pozostałych rodzajów deformacji nieciągłych dla dokładniejszego poznania zjawiska glacitektoniki było na ogół bagatelizowane. Z pewnością dlatego te struktury nie były dotychczas przedmiotem odrębnej i dokładniejszej analizy. Widocznie uznawano je za jeden z mniej waż-

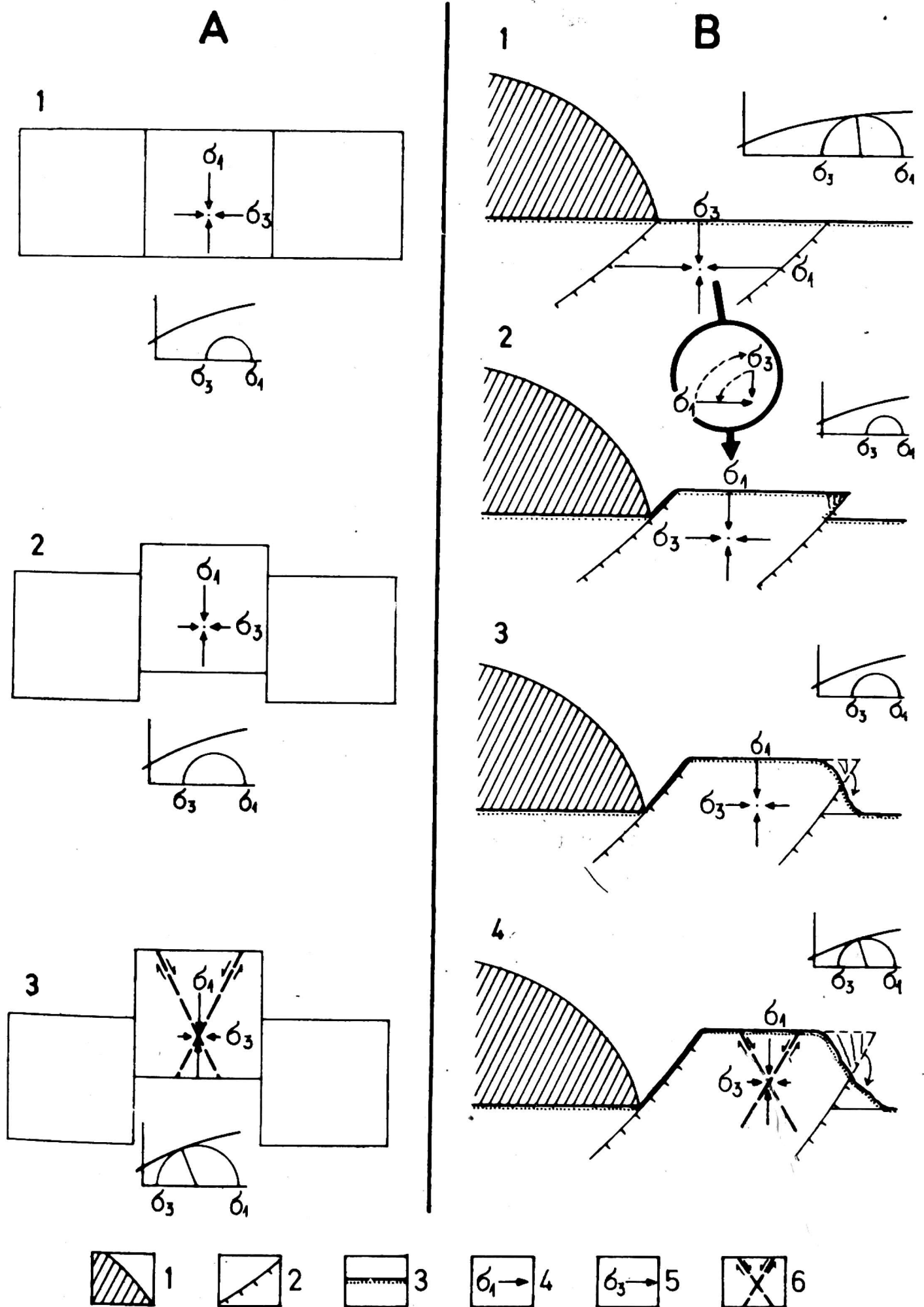
kich elementów struktur glacitektonicznych i nie zastanawiano się nad ich stosunkiem do innych deformacji glacitektonicznych, którym towarzyszą. Na znaczenie tych stosunkowo niewielkich, choć licznie występujących, deformacji nieciągłych dla prawidłowej interpretacji struktur glacitektonicznych zwrócono uwagę już wcześniej (K. Rotnicki 1967, 1971). Struktury takie powstają od pierwszych faz rozwoju zjawiska glacitektoniki i tworzą się aż do fazy ostatniej, komplikując w coraz wyższym stopniu obraz i czytelność struktur największych, co wykazano na przykładzie struktury wtórnego kontaktu łusek glacitektonicznych w Winiarach koło Kalisza (K. Rotnicki 1971).

Dalsze badania struktury kontaktu wtórnego łusek w Winiarach, przeprowadzone w 1974 roku w obrębie dodatkowo odsłoniętej starej części odkrywki pozwoliły wykryć następną generację deformacji nieciągłych. Tę generację stanowi zespół uskoków normalnych, przecinających wszystkie pozostałe, nieco starsze elementy struktury z Winiar. Analiza tych uskoków wskazuje, że są one świadectwem procesów odprężeniowych, jakie działały po zakończeniu właściwego procesu spiętrzania łusek glacitektonicznych. Podobne struktury wykryto także w innym stanowisku (K. Rotnicki 1976 b). Istnienie tego typu struktur uzasadnia również analiza mechaniki zjawisk glacitektonicznych (K. Rotnicki 1976a).

#### PODSTAWY TEORETYCZNE POWSTAWANIA STRUKTUR ODPRĘŻENIOWYCH W OBRĘBIE DEFORMACJI GLACITEKTONICZNYCH

Konieczność pojawienia się struktur odprężeniowych w zaawansowanej fazie procesu wypiętrzania łusek glacitektonicznych ponad pierwotną powierzchnię przedpoła lądolodu, jak i po ustaniu procesu spiętrzania łusek, wynika z następujących właściwości fizyczno-mechanicznych osadów i zmian tych właściwości w procesie powstawania deformacji glacitektonicznych:

1. Sposób reakcji osadów na działające w nich naprężenia zależy między innymi od wielkości tzw. ciśnienia otaczającego (L. U. de Sitter 1956, W. Jaroszewski 1974). Materiał zmienia się z podatnego na kruchy w wyniku zmniejszania się ciśnienia otaczającego i spadku wartości naprężeń. Przy niższych wartościach naprężeń głównych i przy małej wartości ciśnienia otaczającego łatwo dochodzi do powstania deformacji nieciągłych typu powierzchni ścięciowych. W takich warunkach przerwanie ciągłości osadu czyli jego zniszczenie zachodzi tuż powyżej granicy wytrzymałości na odkształcenia sprężyste a wartość krytyczna naprężenia ścinającego jest stosunkowo niska (T. Jeske, T. Przeddecki, B. Rossiński 1966, Jaroszewski W. 1974, K. Rotnicki 1976 a). Tego rodzaju zmiana właściwości fizyczno-mechanicznych zachodzi w górnych i czołowych



Rys. 1. Zmiany układu naprężeń głównych podczas wypiętrzania tektonicznego „en bloc” (A) według W. Jaroszewskiego (1974) i wypiętrzania glacitektonicznego łusek (B) jako przyczyna powstawania uskoki normalnych

1 — lądolód, 2 — powierzchnie ślizgowe łusek, 3 — powierzchnia podłoża i przedpola czaszy lodowej, 4 — największe naprężenie główne, 5 — najmniejsze naprężenie główne, 6 — uskoki normalne

częściach łusek glacitektonicznych podczas procesu wypiętrzania ich z podłoża czaszy lodowej ponad powierzchnię przedpola.

2. Podczas wypiętrzania łuski glacitektonicznej lub jej części ponad pierwotną powierzchnię przedpola lądolodu, następuje w tej części łuski zmiana kierunku działania naprężeń głównych: największego ( $\delta_1$ ) i najmniejszego ( $\delta_3$ ). To zjawisko jest znane w tektonice. Występuje ono podczas wypiętrzania en bloc fragmentów skorupy ziemskiej. Ostatnio scharakteryzował je W. Jaroszewski (1974). Schemat przedstawiony przez W. Jaroszewskiego (1974) można zastosować z powodzeniem do wyjaśnienia teoretycznie istniejącej konieczności wystąpienia procesów odprężeniowych podczas wypiętrzania łusek glacitektonicznych ponad powierzchnię przedpola czaszy lodowej. Układ naprężeń w obydwóch sytuacjach — tektonicznego wypiętrzania en bloc i wypiętrzania łuski glacitektonicznej — jest identyczny (rys. 1 A i 1 B).

Proces ścinania w przykrawędziowej strefie podłoża czaszy lodowej i wypierania łusek glacitektonicznych zachodzi pod wpływem działania takiego pola naprężeń, w którym naprężenie największe ( $\delta_1$ ) działa poziomo, natomiast najmniejsze pionowo ( $\delta_3$ ). Największe naprężenie główne działające w płaszczyźnie poziomej ustaje z chwilą wydostania się łuski ponad powierzchnię przedpola czaszy lodowej. Dotyczy to nie tylko łuski jako całości, lecz także tej części łuski, która już wystaje ponad pierwotną powierzchnię przedpola. Wówczas, w tej części łuski funkcję naprężenia największego przejmuje naprężenie działające w osi pionowej. Wynika ono z obciążenia grawitacyjnego czyli z ciśnienia wywieranego w danym punkcie łuski przez budujące ją osady, nadległe w stosunku do tego punktu. Naprężenie poziome staje się wówczas najmniejsze. Wynika ono z tzw. parcia bocznego gruntu stanowiącego część nacisku pionowego i naprężenia pionowego przenieszonego w płaszczyznę poziomą ( $\delta_3 = k \cdot \delta_1$ , gdzie  $k$  jest współczynnikiem parcia bocznego, mniejszym od jedności). W rezultacie działania takiego układu naprężeń dochodzi do odprężenia bocznego. Powstaje system uskoków normalnych i pęknięcia ekstensyjne przecinające strukturę glacitektoniczną. Uskoki normalne są odchylone od osi największego naprężenia o wartość kąta ścinania (W. Jaroszewski 1974, L. U. de Sitter 1956).

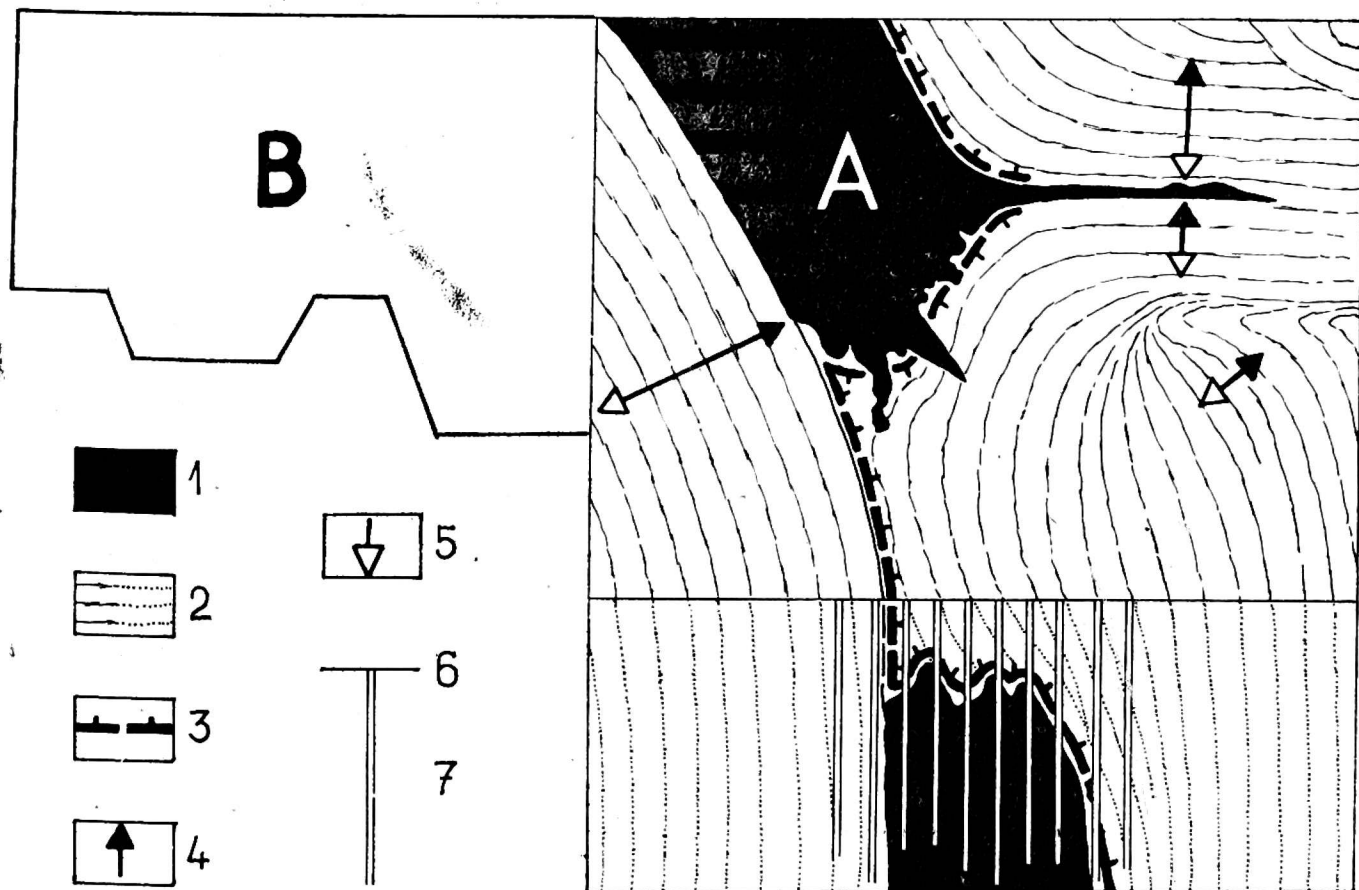
Z procesami odprężeniowymi wiążą się ściśle typowe ruchy masowe wynikające z grawitacji, które muszą działać na glacitektonicznie wypiętrzoną łuskę. Dostosowują one kształt powierzchni łuski, wypiętrzonej ponad powierzchnię przedpola czaszy lodowej, do danych warunków subaeralnych przy określonej litologii łuski. Są to przede wszystkim obrywy i ruchy osuwiskowe. Natężenie tworzenia się struktur odprężeniowych i grawitacyjnych powinno wzrastać podczas wypiętrzania łusek i ich transportu. Procesy te trwają jeszcze po ustaniu ruchu łusek, a ich natężenie powinno wykazywać tendencję wygasającą. Stopniowo zmienia się też główna przyczyna ruchów masowych. Od procesów uwarun-

kowanych glacitektoniką stają się one procesami wchodzącymi w skład normalnej denudacji subaeralnej. Struktury tego typu, jako towarzyszące i wywołane zjawiskiem glacitektoniki, nie zostały dotychczas rozpoznane. Wynika to jednak prawdopodobnie z faktu, że zjawiska glacitektoniczne nie doczekały się opracowania generalnej teorii ujmującej kompleksowo zarówno procesy deformacji glacitektonicznych jak i procesy im towarzyszące. Próbę takiego ujęcia zjawisk glacitektonicznych przedstawiono w innej publikacji (K. Rotnicki 1976 a).

### PRZYKŁADY STRUKTUR ODPREŻENIOWYCH

#### WINIARY KOŁO KALISZA — STRUKTURY ODPREŻENIOWE NAŁOŻONE NA GLACITEKTONICZNĄ STRUKTURĘ WTÓRNEGO KONTAKTU ŁUSEK

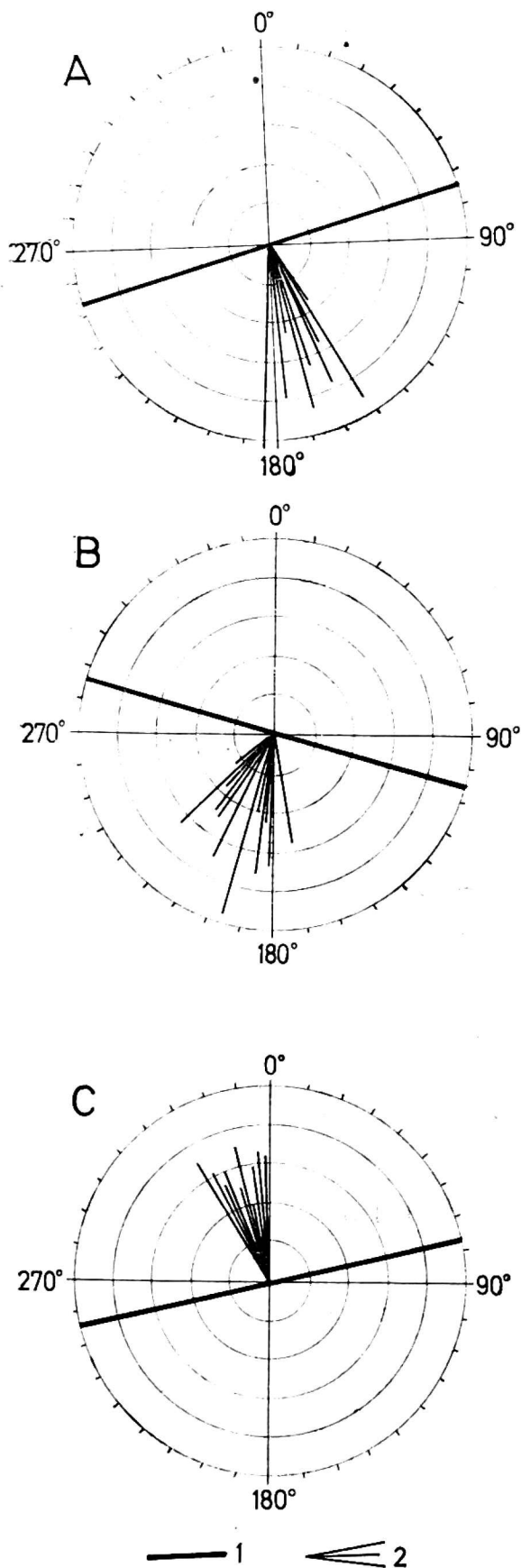
Struktura została odsłonięta w jednym z pagórów ostańcowych spiętrzonej moreny czołowej z okresu zlodowacenia środkowopolskiego, położonych w odległości 4 km na wschód od Kalisza, po północnej stronie drogi do Sieradza. Omawiana struktura widoczna jest na nowo wykonanej ścianie odkrywki stanowiącej bezpośrednie przedłużenie ściany odsłaniającej wcześniej opisaną strukturę wtórnego kontaktu łusek



Rys. 2. Schemat struktury wtórnego kontaktu łusek glacitektonicznych w Winia-rych koło Kalisza

A — stara odkrywka ze strukturą wtórnego kontaktu łusek (K. Rotnicki 1971), B — nowa odkrywka ze strukturami odprężeniowymi, 1 — glina zwałowa, 2 — piaski warstwowe, 3 — powierzchnia kontaktu dwóch łusek, 4 — pierwotny strop sedymentacyjny warstw, 5 — pierwotny spąg sedymentacyjny warstw, 6 — dno odkrywki, 7 — wiercenia w dnie odkrywki

(K. Rotnicki 1971). Ściana nowego odsłonięcia również posiada orientację prawie południkową i przecina prostopadle bieg całej struktury. W celu określenia relacji nowo odkrytych struktur do struktury opisanej wcześniej, warto w skrócie przypomnieć główne cechy struktury deformacji występujących w strefie wtórnego kontaktu łusek glaciektonicznych (rys. 2).



Struktura ta obejmuje kwarcowe piaski neogeńskie oraz glinę zwałową i występuje w miejscu zetknięcia się dwóch łusek, z których jedną nazwano łuską północną (blok północny), drugą, łuską południową (blok południowy). Łuska północna jest zbudowana z różnoziarnistych piasków kwarcowych i brązowej gliny zwałowej, której miąższość wynosi 3 - 3,5 m. Cała łuska północna zapada prawie dokładnie ku południowi pod kątem  $50 - 82^\circ$  w kierunku  $150 - 181^\circ$  (rys. 3 A), a średni bieg kontaktu piasków z nadległą gliną wynosi  $105 - 285^\circ$  N przy upadzie  $50 - 55^\circ$  ku południowi (rys. 3 B). Warstwa gliny, która pierwotnie stanowiła zewnętrzną, południową powierzchnię stromo zapadającej łuski północnej pierwotnie była ciągła. W rezultacie zetknięcia się z łuską południową warstwa gliny uległa najpierw pęknięciu,

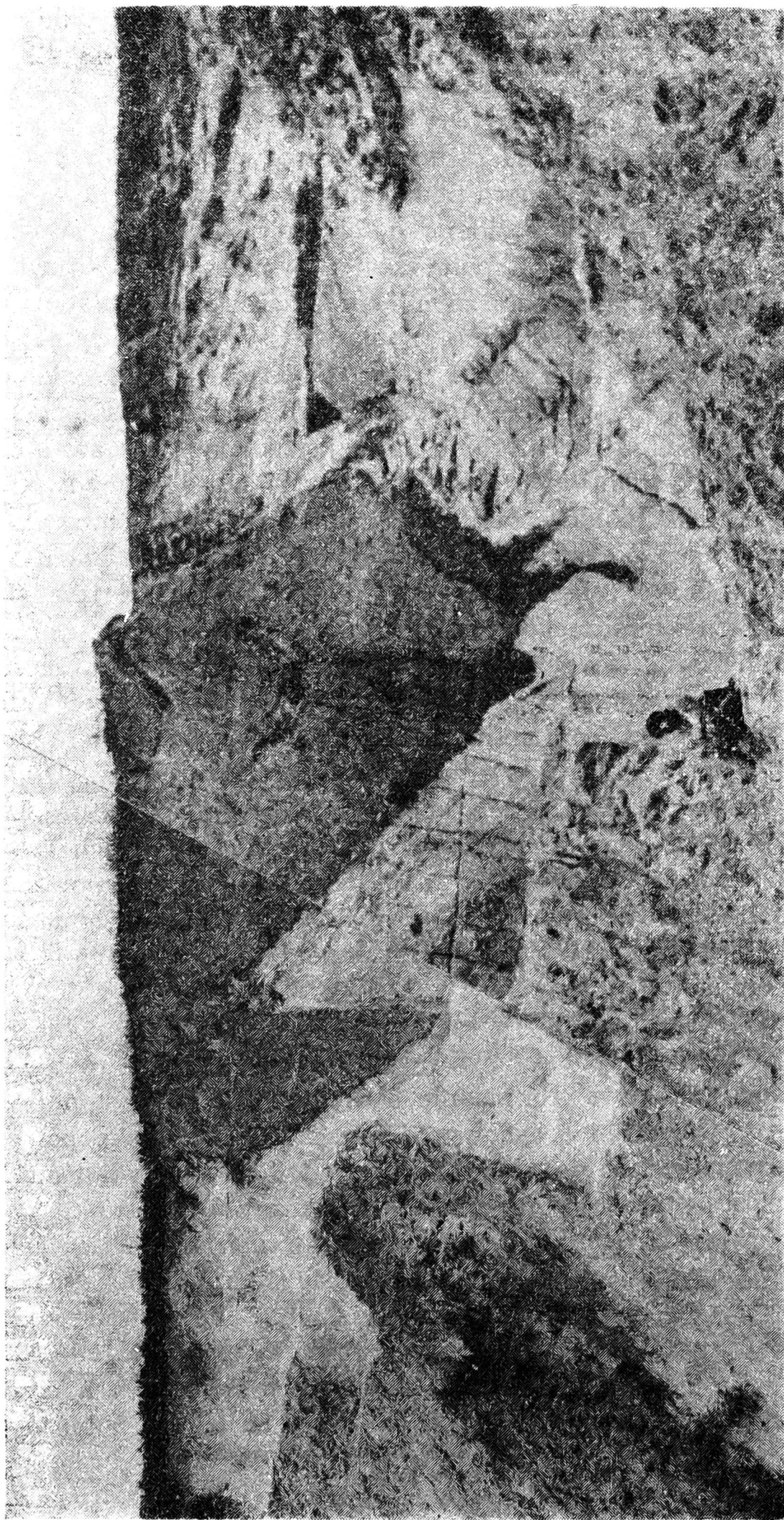
Rys. 3. Orientacja uskoku normalnych i struktury wtórnego kontaktu łusek glaciektonicznych w Winiarach koło Kalisza A — bieg i upad piasków w łusce północnej, B — bieg powierzchni kontaktowej łusek, C — bieg i upad uskoku normalnych w łusce północnej, 1 — bieg, 2 — upad

a później rozsunięciu. Dlatego dzisiejsza powierzchnia kontaktu jest bardzo nieregularna; w górnej i dolnej części struktury powierzchnia gliny stanowi kontakt łusek, natomiast w środkowej części struktury, w miejscu rozsunięcia się gliny, piaski obydwóch łusek przylegają do siebie bez-

pośrednio (rys. 2). Efektem uplastycznienia gliny, które nastąpiło w pewnym momencie sprasowania łusek, było powstanie poziomej intruzji pokładowej, wbijającej się między poziomo leżące warstwy piasków łuski południowej.

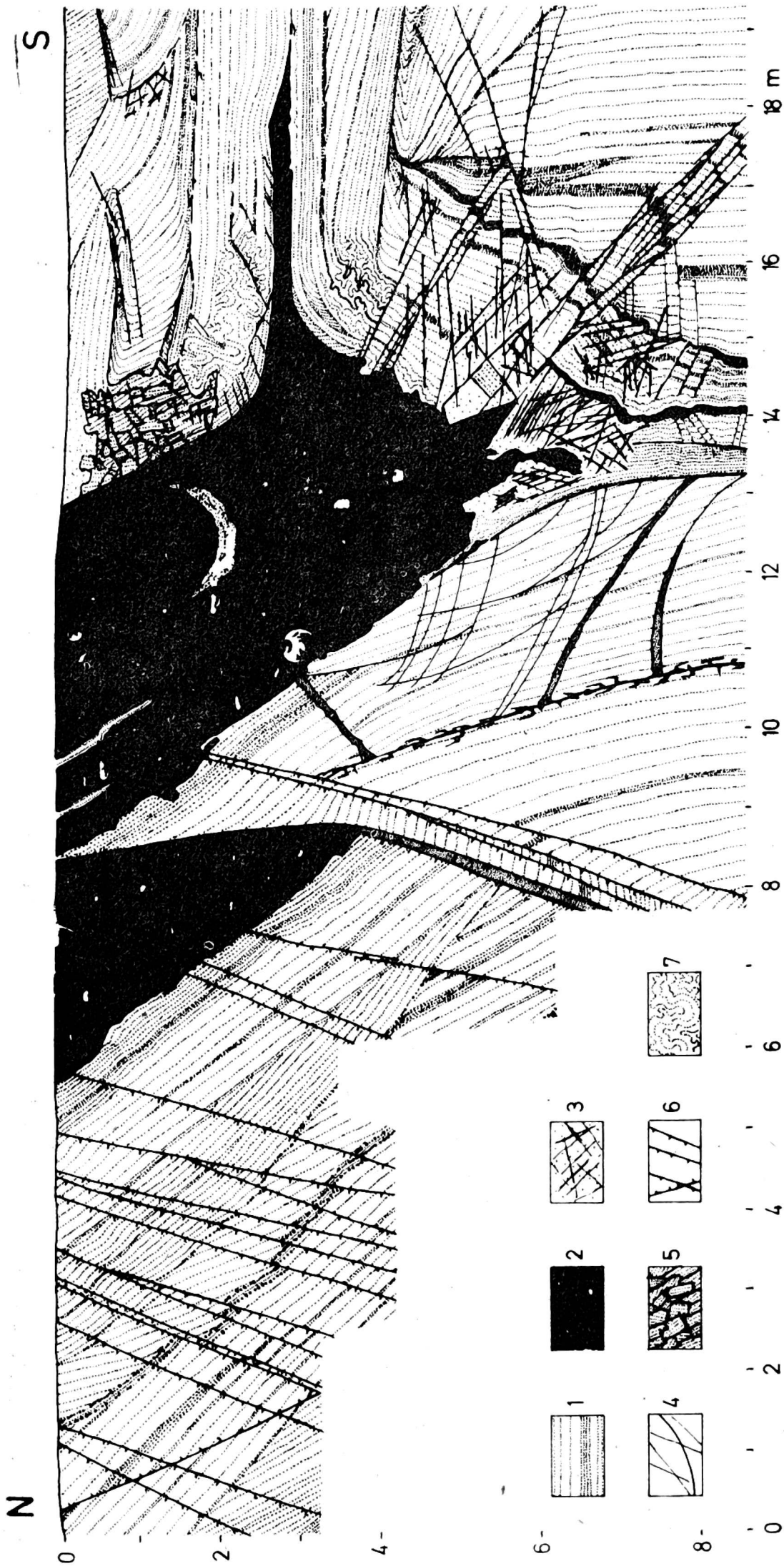
Łuska południowa jest zbudowana z kwarcowych piasków neogeńskich z domieszką żwiru. W pewnym oddaleniu od kontaktu z łuską północną, piaski warstwowane leżą poziomo; deformacje występują w strefie 4 - 6 m, przylegającej do łuski północnej. Główne rysy strukturalne łuski południowej wynikają z tego, że na kontakcie z łuską północną uległa ona rozszczepieniu wzdłuż jednej z płaszczyzn warstwowania na dwie części, położone jedna nad drugą. Niżej położona część uległa wygięciu w dół, a stropowa ku górze. W miejscu rozszczepienia łuski południowej obydwie jej części są przedzielone intruzją zgodną gliny zwałowej, która tworzy żyłę pokładową o długości 5 m. W obrębie obydwóch fałdowych wygięć łuski południowej powstały bardzo liczne mniejsze deformacje stwarzające niezwykle skomplikowany obraz całej struktury. Są to: struktura brekcji, pęknięcia tensyjne i rotacyjne dające strukturę budinażu glacitektonicznego, koncentryczne powierzchnie ścięć, fałdki wleczeniowe, liczne powierzchnie ścięć. Cała ta struktura, szczegółowo opisana w innym miejscu (K. Rotnicki 1971), powstała w końcowym etapie glacitektonicznego spiętrzenia, gdy dwie łuski zetknęły się ze sobą, już po wypiętrzeniu, powierzchniami niedopasowanymi. Dlatego deformację, jaka powstała na ich kontakcie nazwano strukturą kontaktu wtórnego. Powstała ona w rezultacie dopasowania się dwóch łusek. Różny stopień rozwoju struktury w łusce północnej i południowej wynika z anizotropii strukturalnej. W obydwóch łuskach naprężenia główne działały w płaszczyznach, których stosunek do powierzchni warstwowania był odmienny.

Nowo odkryte struktury występują w obrębie łuski północnej, zapadającej stromo ku południowi (rys. 4). Są to liczne, równoległe do siebie, ścięcia uskokowe. Na ścianie o długości 10 m występuje szesnaście takich powierzchni ścięciowych. Przecinają one łuskę północną od dzisiejszej powierzchni do głębokości ponad 8 m. Nie wiadomo, na jakiej głębokości wygasają. Ich bieg jest ukośny w stosunku do biegu struktury kontaktu wtórnego łusek glacitektonicznych. Orientacja omawianych powierzchni ścięciowych zamyka się w granicach od  $65 - 245^\circ N$  do  $85 - 265^\circ N$ , podczas gdy bieg powierzchni nieciągłości występujących w strukturze kontaktu wtórnego łusek wynosi od  $100 - 280^\circ N$  do  $110 - 290^\circ N$  (rys. 3 C i 3 A). Upad powierzchni ścięciowych przecinających łuskę północną wynosi od  $55^\circ$  do  $75^\circ$  w kierunku północnym. Ponieważ warstwowane piaski i glina zwałowa budujące łuskę północną zapadają w kierunku przeciwnym pod kątem  $50 - 70^\circ$ , powierzchnie ścięć uskokowych są asekwentne. Jedynie niektóre powierzchnie ścięciowe są powierzchniami przemieszczenia. Zasadnicze przemieszczenie na-



Fot. 1. Winiary koło Kalisza. Widok ogólny struktury wtórnego kontaktu łusek i główny uskók normalny





Rys. 4. Winiary koło Kalisza. Struktury odprężeniowe nałożone na glacitektoniczną strukturę kontaktu wtórnego łusek — rysunek schematyczny

1 — piaski warstwowe, 2 — glina zwalowa, 3 — strefa brekcji glacitektonicznej, 4 — powierzchnie ścięcia i powierzchni ślizgowe w obrębie struktury wtórnego kontaktu łusek, 5 — strefa występowania struktury budinażu glacitektonicznego, 6 — struktury odprężeniowe: uskoki normalne i równoległe do nich powierzchnie ścięciowe bez śladów przemieszczeń, 7 — strefa uplastycznienia materiału podczas deformacji glacitektonicznej

stąpiło w strefie położonej najbliżej struktury kontaktu wtórnego łusek glaciektonicznych (fot. 1). Powierzchnia uskokowa przecina asekwentnie piaski i glinę zwałową łuski północnej nachylonej ku południowi (rys. 4). Skrzydło zrzucone jest położone na północ od uskoku, a wielkość zrzutu wynosi 4 m. Wyrazistość struktury na ścianie odsłonięcia podkreśla zrzucony klin gliny zwałowej o wysokości 4 m i szerokości 2,6 m przy powierzchni pagóra. Powierzchnia uskoku jest wyraźnie zakrzywiona w górnej części. W dolnej części zapada ona pod kątem  $67 - 72^\circ$  ku północy. Powyżej punktu położonego na głębokości 4 m, w którym rozpoczyna się zrzucony klin gliny zwałowej, powierzchnia uskoku zakrzywia się do pionu, a jeszcze wyżej przechyla się, zapadając pod kątem średnio  $65^\circ$  ku południowi. Tego rodzaju odchylenia kształtu uskoku normalnych od teoretycznego kształtu powierzchni uskokowej znane są z literatury (W. Jaroszewski 1974). W opisanym przypadku odchylenie powierzchni uskokowej nastąpiło w przypowierzchniowej, najbardziej kruchej części osadów. Ponieważ odchylenie to rozpoczyna się w miejscu, gdzie uskok przechodzi z piasków w glinę zwałową, można wnioskować, że zostało ono spowodowane anizotropią strukturalną. W miejscu, gdzie uskok przecina glinę zwałową, obserwuje się zmianę jego stosunku do struktury osadów. Z uskoku asekwentnego w piaskach zmienia się on na uskok zbliżony do konsekwentnego w glinie zwałowej. Niewątpliwym wpływem na zmianę kształtu powierzchni uskoku wywarło silne sprasowanie i złupkowienie gliny zwałowej wzdłuż powierzchni zapadających ku południowi. Jest też wysoce prawdopodobne, że uskok ma charakter poligeniczny. Impuls dla powstania powierzchni ścięciowej uskoku normalnego szedł od dołu; powierzchnia ta rozwijała się więc również od dołu ku górze. Natomiast w przypowierzchniowej części pagóra, gdzie największe naprężenie główne było bardzo małe ( $\delta_1$ ), podobnie jak i najmniejsze ( $\delta_3$ ), mogły działać następujące czynniki:

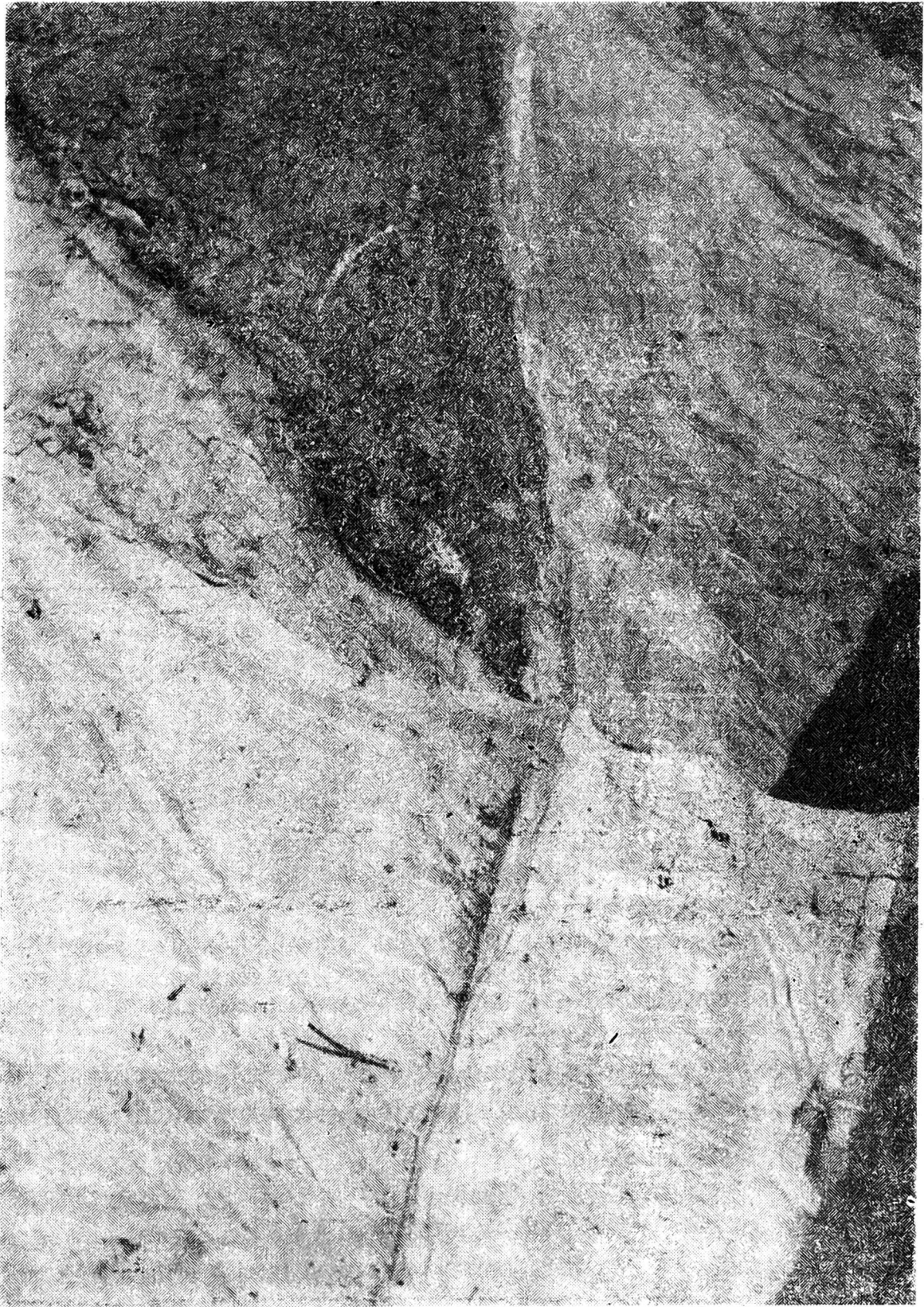
1. Mogły pojawić się poziome naprężenia tensyjne wynikające z tego, że górna część struktury glaciektonicznej była wysoko wyniesiona nad powierzchnię otaczającego przedpola, a pierwotny pagór zbudowany z łusek glaciektonicznych zapewne cechował się znaczną stromością zboczy.

2. Silna anizotropia strukturalna gliny zwałowej zapadającej stromoko ku południowi. Wynika ona ze spoistości gliny wzdłuż powierzchni prostopadłych do kierunku zapadania gliny oraz z silnego osłabienia strukturalnego na powierzchniach równoległych do kierunku zapadania gliny, gdyż są to powierzchnie złupkowania.

Te czynniki, przy rozwoju uskoku od dołu ku górze, mogły doprowadzić do powstania w glinie pęknięcia tensyjnego o orientacji zbliżonej do orientacji powierzchni złupkowania. W rezultacie ruchu w dół skrzydła zrzuconego, w górnej części nastąpiło pęknięcie tensyjne i oder-

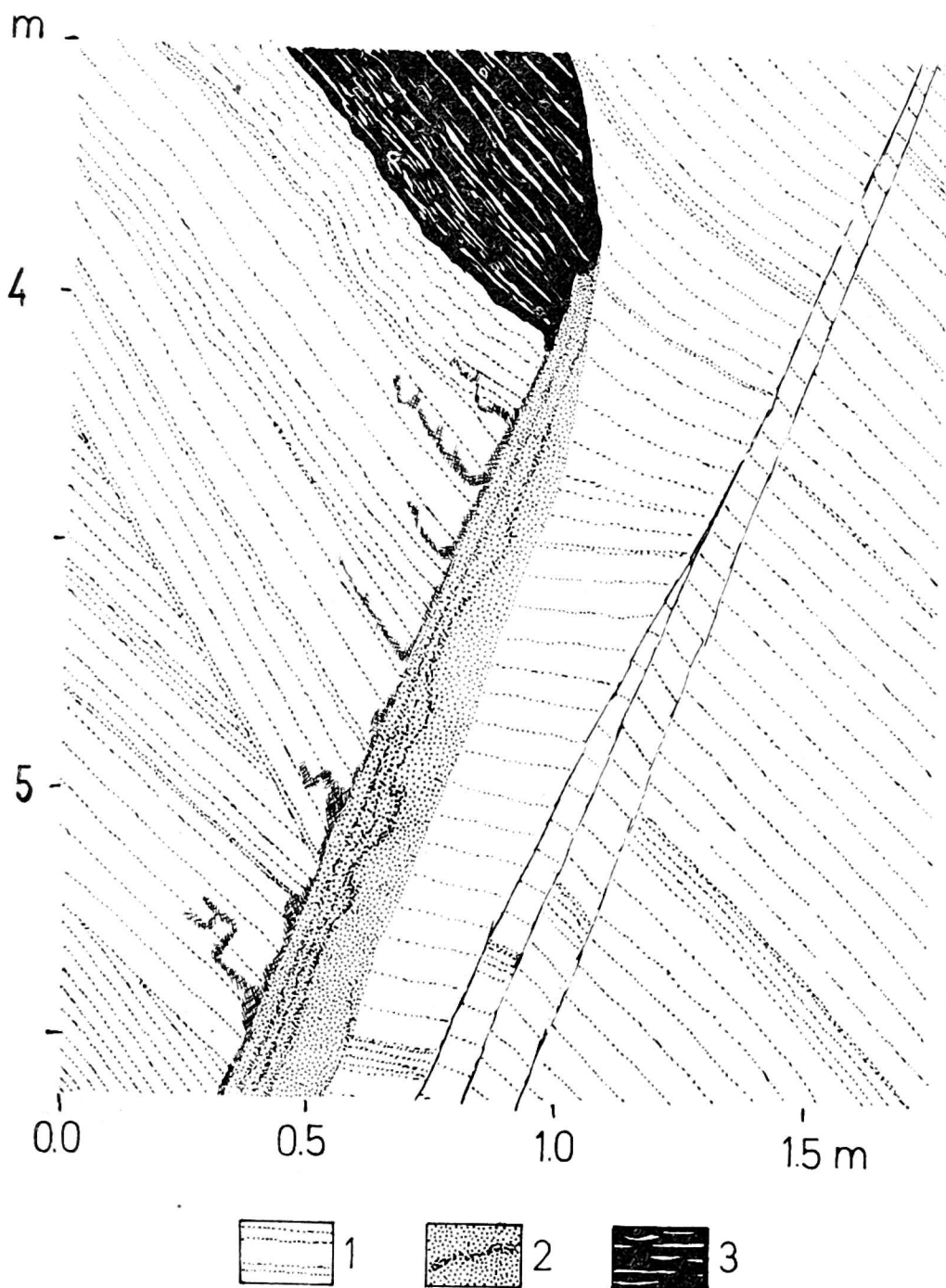
wanie części gliny. Natomiast w skrzydle wiszącym pozostał nawis gliniasty, później zniszczony przez procesy denudacyjne. Powierzchnia oderwania gliny w skrzydle zrzuconym została wygładzona podczas ruchu tego skrzydła w dół. Nie jest wykluczone, że blok skrzydła zrzuconego dokonał pewnej rotacji w czasie ruchu w dół po powierzchni lekko zakrzywionej. Wskazywałyby na to:

1) nieco większe upady warstw piasku w skrzydle zrzuconym niż w skrzydle wiszącym;



Fot. 2. Winiary koło Kalisza. Fragment głównego uskoku normalnego — widoczne uskoki towarzyszące

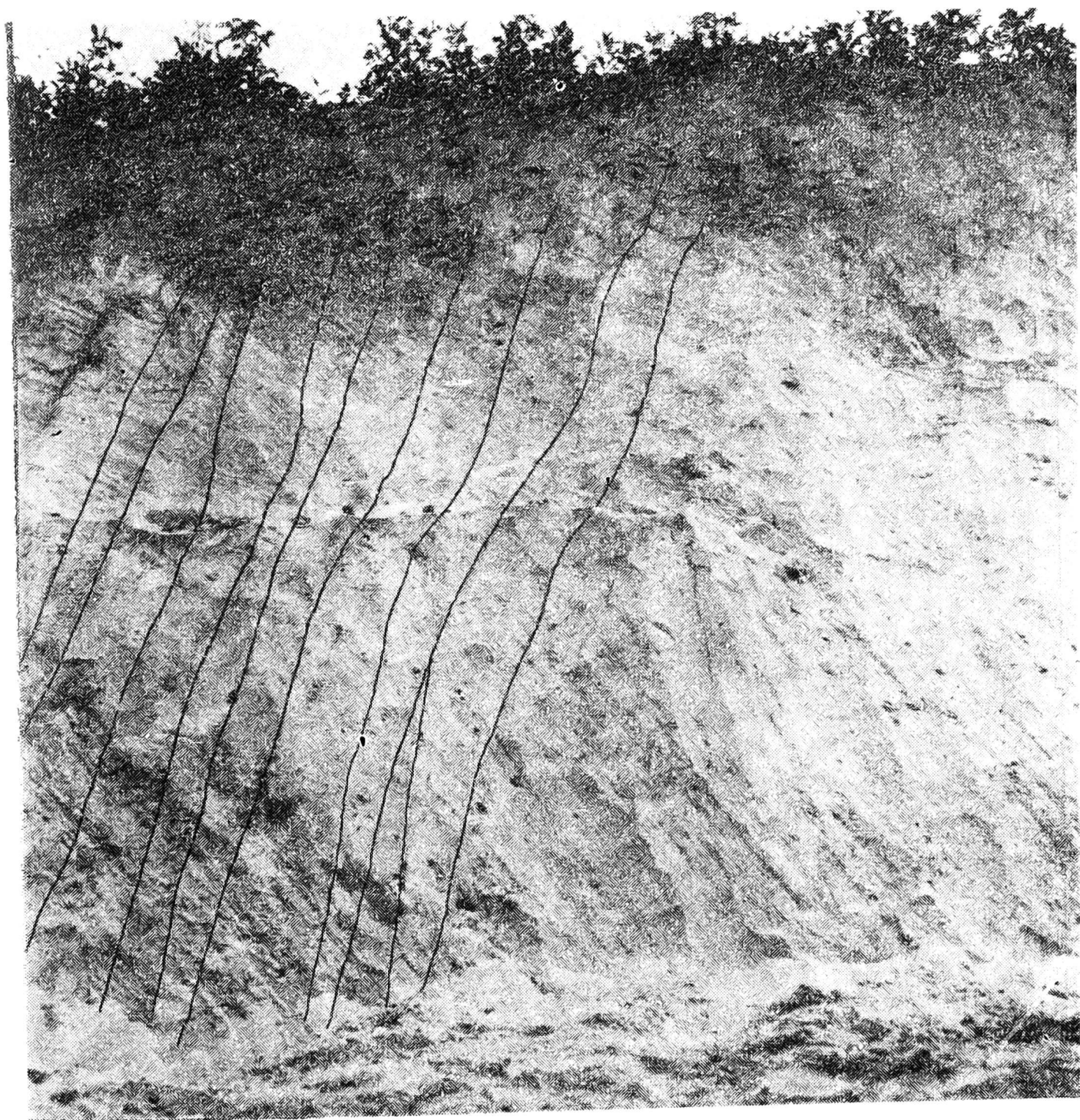
2) pojawienie się szczeliny uskokowej (fot. 2), wypełnionej bezstrukturalnym piaskiem, oraz strefy kilku uskoków towarzyszących poniżej zakrzywienia powierzchni uskoku głównego (rys. 5). Wskazywałoby to



Rys. 5. Winiary koło Kalisza. Fragment głównego uskoku normalnego, szczelina uskokowa i uskoki towarzyszące  
1 — piaski warstwowane, 2 — piaski bezstrukturalne, 3 — glina zwałowa

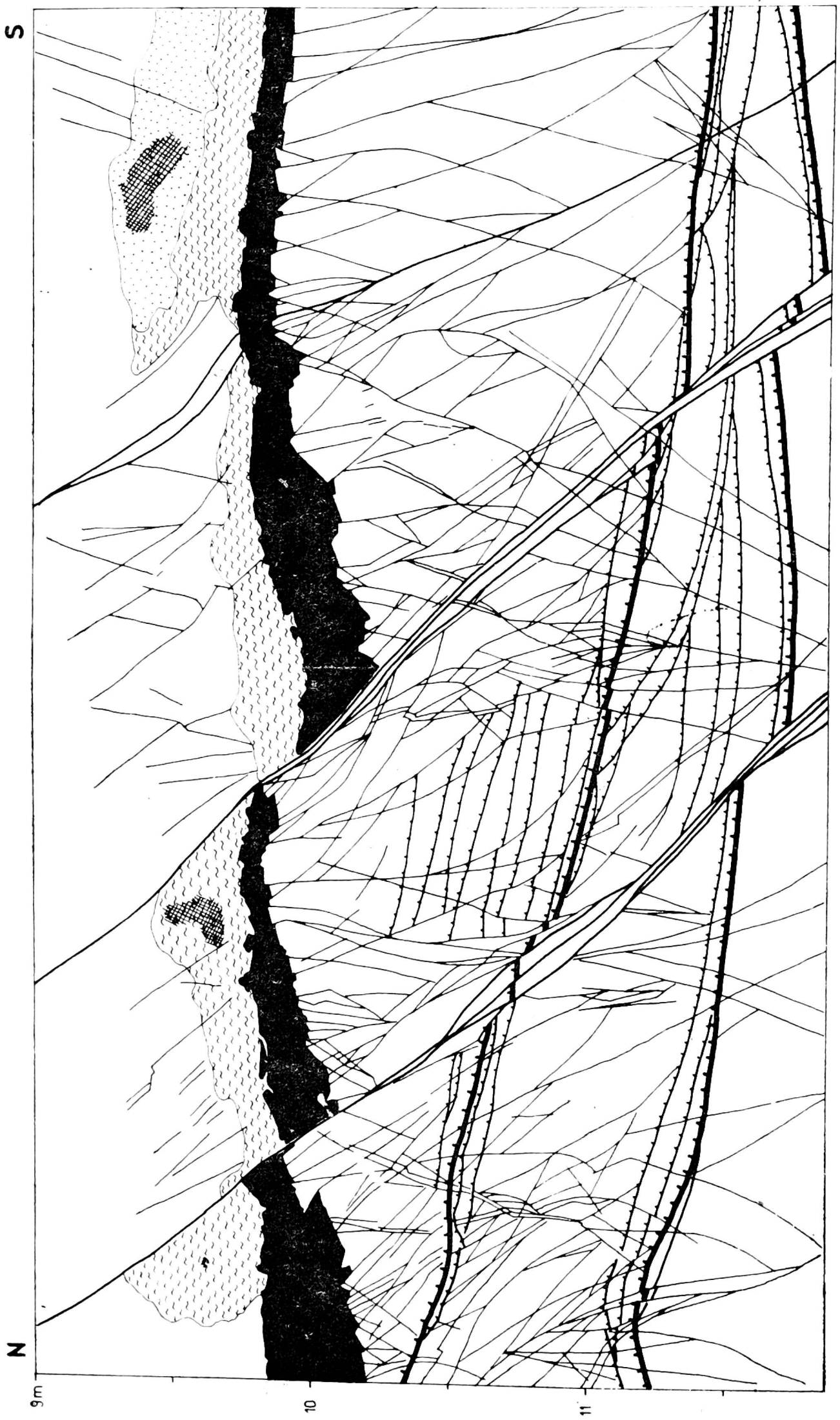
na odstawanie w pewnym momencie dolnej części skrzydła zrzuconego od skrzydła wiszącego i na oparciu się całego bloku zrzuconego górną częścią o skrzydło wiszące.

Pozostałe ścieżki uskokowe mają przebieg mniej więcej prostoliniowy (fot. 3). Te, wzdłuż których nastąpił niewielki zrzut, w granicach od kilku milimetrów do kilku centymetrów, mają charakter uskoków normalnych antytetycznych (rys. 4). Niektóre z nich przecinają prostoliniowo również glinę zwałową, w której występują bardzo wąskie szczelinki uskokowe o szerokości od 1 do 3 mm, wypełnione piaskiem.



Fot. 3. Winiary koło Kalisza. Powierzchnie ścięciowe w piaskach łuski północnej, równoległe do głównego uskoku normalnego

Przyjmując nazewnictwo stosowane przez W. Jaroszewskiego (1974), należy uznać powyżej opisany zespół uskoku normalnych i ścięć uskoku normalnych za uskoki typu kruchego. Jak podaje W. Jaroszewski (1974), częstą cechą takich uskoku jest ich jednokierunkowość. W przypadku takich uskoku „ruch uskoku jest zwykle skoncentrowany na jednej powierzchni każdego zespołu komplementarnego, albo nawet tylko na jednej powierzchni jednego z zespołów...” (W. Jaroszewski 1974, str. 96). Autor ten, na podstawie teorii zniszczenia Griffitha, wyjaśnia, dlaczego pierwsze pojawiające się powierzchnie ścięcia rozładują tak dalece naprężenia ścinające, że nie dochodzi do rozwoju dalszych powierzchni ścięć, lub ruch wzdłuż nich jest już nieznaczny.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6

S

N

9m

10

11

W przypadku opisanych uskoków normalnych istnieją trudności w dokładniejszej analizie z uwagi na brak lub niewidoczność ścieg drugiego kierunku z zespołu ścieg komplementarnych. Teoretycznie biorąc, gdyby zespół taki istniał, wówczas rozwinąłby się wzdłuż płaszczyzn warstwowania piasków łuski północnej, które są nachylone pod kątem  $55 - 70^\circ$  ku południowi, a więc pod kątem, jaki powinny posiadać powierzchnie ścięciowe drugiego zespołu. W takiej sytuacji jest on, być może, niewidoczny przy przesunięciach w granicach paru centymetrów.

**KĘPNO — STRUKTURY ODPREŻENIOWE NAŁOŻONE NA GLACITEKTONICZNĄ  
STRUKTURĘ POZIOMEGO NASUNIĘCIA ŁUSEK**

Tę strukturę opisano szczegółowo w innym miejscu (K. Rotnicki 1976 b). Obecnie zwrócimy jedynie uwagę na deformacje nieciągłe typu uskoków normalnych, występujące w tej strukturze, na którą składają się następujące główne elementy (rys. 6):

1. Dwie łuski glacitektoniczne, zbudowane z warstwowanych piasków czwartorzędowych, leżące poziomo jedna nad drugą i przedzielone powierzchnią ślizgową wysmarowaną czerwonymi iltami neogeńskimi.

2. Liczne drugorzędne powierzchnie ścięć i przesunięcia słabo nachylone ( $15 - 20^\circ$ ), wyjątkowo nachylone do  $24 - 27^\circ$ . Występują one w dolnej łusce w pobliżu głównej powierzchni ślizgowej oddzielającej obydwie łuski. Ciągłość drugorzędnych powierzchni ślizgowych, podobnie zresztą jak i głównej powierzchni ślizgowej, jest przerywana w bardzo licznych miejscach stromymi uskokami normalnymi. Wskutek tego poszczególne fragmenty powierzchni ślizgowych są poprzysuwane względem siebie od kilku do kilkudziesięciu centymetrów w przekroju pionowym.

3. Zespół komplementarnych powierzchni ścięciowych, stromo nachylonych, z których większość ma charakter uskoków normalnych. Jest to najmłodsza generacja deformacji, przecinająca wszystkie pozostałe i powstała dopiero po ustaniu ruchu poziomego łusek względem siebie. Wskazuje na to przerywanie ciągłości głównej powierzchni ślizgowej łusek oraz charakter kontaktu dolnej łuski z iltami, które wysmarowały powierzchnię ślizgową. W tej powierzchni rysują się liczne ostrokrawędziste mikrozapadliska i mikrozręby uwarunkowane uskokami normalnymi (fot. 4 i 5).

←

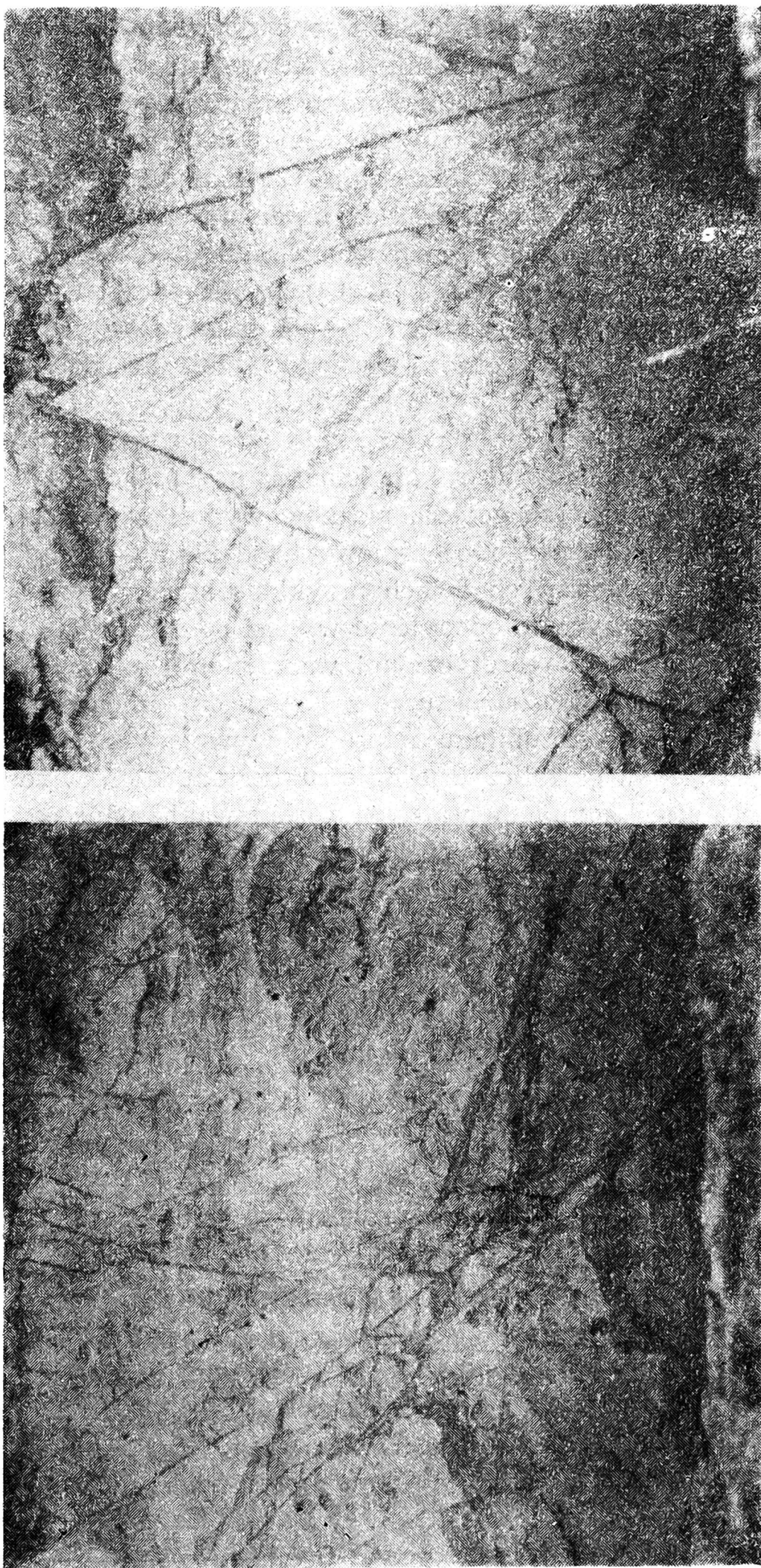
Rys. 6. Kępno. Struktury odprężeniowe nałożone na glacitektoniczną strukturę poziomego nasunięcia łusek

1 — główna powierzchnia ślizgowa nasunięcia poziomego wysmarowana czerwonym iltami trzeciorzędowym, 2 — wtórne powierzchnie ścięć i ślizgowe w strefie kontaktowej poziomo leżących łusek, 3 — struktury odprężeniowe — uskoki normalne, 4 — strefa brekcji glacitektonicznej, 5 — wtórne struktury fluidalne, 6 — całkowite zniszczenie pierwotnej struktury warstwowej, materiał bezstrukturalny



Fot. 4. Kepno. Struktury odprężeniowe przecinające główną powierzchnię ślizgową poziomego nasunięcia łusek





Fot. 5. Kępno. Struktury odprężeniowe w dolnej łusce glacytektonicznej leżącej poziomo

O ile powierzchnie nieciągłości zaliczone do grup pierwszej i drugiej powstały przy poziomym ułożeniu osi największego naprężenia głównego, o tyle orientacja przestrzenna stromo zapadających komplementarnych powierzchni ścięciowych grupy trzeciej wskazuje na pionowe usytuowanie osi naprężenia największego. Przecinające się powierzchnie uskoków normalnych są nachylone pod kątem  $55 - 70^\circ$  w przeciwnych kierunkach. Średni bieg tych powierzchni wynosi  $72 - 252^\circ$  N przy odchyleniu  $\pm 6 - 9^\circ$ . Linia przecięcia uskoków normalnych, wyznaczająca położenie osi naprężenia średniego ( $\delta_2$ ) ma identyczny bieg i leży poziomo. Jej nachylenie ku północo-wschodowi lub ku południo-zachodowi nie przekracza  $3^\circ$ .

Ponieważ komplementarne powierzchnie ścięcia tworzą z osią największego naprężenia głównego kąt ścinania wynoszący  $45^\circ - \varphi/2$  ( $\varphi$  — kąt tarcia wewnętrzznego; dla piasków wynosi od  $25$  do  $40^\circ$ ), odchylenie opisanych struktur odprężeniowych od pionu powinno wynosić od  $20^\circ$  do  $33,5^\circ$ . W opisanych dwóch przykładach uskoków normalnych i powierzchni ścięciowych to odchylenie wynosi od  $15^\circ$  do  $35^\circ$ . Jest więc ono w zasadzie zgodne z teoretycznymi wartościami tego odchylenia.

Deformacje zaliczone w strukturze z Kępna do trzeciej grupy, powstały więc pod wpływem układu naprężeń wywołanych naciskiem samych łusek, należy więc zaliczyć je do struktur odprężeniowych. W opisanym zespole ścięć komplementarnych rozładowanie naprężeń nastąpiło po powierzchniach nachylonych ku południowi, gdyż wzdłuż tych powierzchni zrzuty są znaczniejsze ( $40 - 70$  cm) niż wzdłuż powierzchni nachylonych w przeciwnym kierunku (zrzuty do kilku centymetrów).

## WNIOSKI

1. Struktury odprężeniowe w obrębie struktur glacitektonicznych, przedstawione na dwóch przykładach, są uskokami normalnymi i równoległymi do nich powierzchniami ścięciowymi. Zrzut uskokowy wynosi od kilku milimetrów do kilku metrów.

2. Są to uskoki strome, jeśli znajdują się w położeniu niezmiennym przez późniejsze deformacje. Wynika to z prawidłowości odchylenia powierzchni ścięciowych od pionowej osi naprężenia największego ( $\delta_1$ ) o wartość kąta ścinania, wynoszącą:  $\Theta = 45^\circ - \varphi/2$ , gdzie  $\varphi$  oznacza kąt tarcia wewnętrzznego (L. U. de Sitter 1956, W. Jaroszewski 1974). Nachylenie tych powierzchni do poziomu wynosi więc:  $90^\circ - (45^\circ - \varphi/2)$  czyli  $45^\circ + \varphi/2$ .

3. Wykryte struktury odprężeniowe uwarunkowane procesami glacitektonicznymi stanowią najmłodszą generację deformacji i przecina-

ją niezgodnie pozostałe generacje struktur glacitektonicznych. W innej pracy zaliczono je do piątej, ostatniej generacji struktur glacitektonicznych (K. Rotnicki 1976 a).

4. Struktury odprężeniowe powstały jako rezultat rozładowania naprężeń nabytych przez osady podczas całego procesu deformacji glacitektonicznych. Powstają one z momentem zmiany położenia osi największego naprężenia głównego z poziomego w przykrawędziowej strefie podłoża czaszy lodowej na pionowe w wypiętrzonych łuskach glacitektonicznych.

5. Rozmiary efektów odprężeniowych mogą być zwiększone przez pewne rozluźnienie przestrzeni geologicznej w zaawansowanych fazach glacitektonicznego wypiętrzania łusek ponad pierwotną powierzchnię przedpola czaszy lodowej. W momencie wtórnego stykania się łusek glacitektonicznych ponad tą powierzchnią, w jednych miejscach mogą powstawać struktury kontaktu wtórnego (K. Rotnicki 1971), w innych chwilowo przestrzenie puste, które później są zapełniane w rezultacie działania procesów odprężeniowych. Istnienie takich przestrzeni niewątpliwie wzmacnia efekty procesów odprężeniowych. Nie jest wykluczone, że duży zrzut odprężeniowy w pobliżu struktury kontaktu wtórnego łusek w Winiarach koło Kalisza powstał ponad miejscem rozluźnienia przestrzeni geologicznej.

Problem przestrzeni geologicznej w związku z uskokami omówił W. Jaroszewski (1974). Odnosząc spostrzeżenia W. Jaroszewskiego (1974) do omówionych procesów odprężeniowych, należy zwrócić uwagę, że ze zmianami strukturalnymi wywołanymi zjawiskiem odprężenia związana jest redukcja przestrzeni geologicznej w kierunku pionowym i wydłużenie tej przestrzeni w kierunku poziomym. Ten fakt pozwala lepiej zrozumieć przejściową pozycję charakteru zjawisk odprężeniowych w obrębie glacitektonicznych form wypukłych. Zjawiska odprężeniowe stanowią bowiem końcowe stadium tej grupy procesów glacitektonicznych, których efektem morfologicznym są formy wypukłe, a jednocześnie inicjują tę tendencję zmian przestrzeni geologicznej, która jest utrzymana przez wkraczające procesy denudacji subaeralnej.

Można więc powiedzieć, że procesy odprężeniowe, stanowiące z jednej strony nieodłączny element procesu glacitektonicznego wypiętrzania łusek, z drugiej strony są w jakimś stopniu inicjalnymi procesami denudacyjnymi w obrębie wypukłych form rzeźby pochodzenia glacitektonicznego (K. Rotnicki 1976 a).

## LITERATURA

- Jaroszewski W., 1974: Tektonika uskoków i fałdów (Tectonics of fault and folds). Wyd. Geologiczne. Warszawa.
- Jeske T., Przedecki T., Rossiński B., 1966: Mechanika gruntów (Soil Mechanics). PWN. Warszawa—Wrocław.
- Rotnicki K., 1967: Geneza Wzgórz Ostrzeszowskich (Sum.: Origin of the Ostrzeszów Hills). *Badania Fizjograf. nad Polską Zach.*, t. 19, Poznań.
- 1971: Struktura deformacji w strefie wtórnego kontaktu łusek glacitektonicznych w Winiarach koło Kalisza (Sum.: Structure of Deformations in the Secondary-Contact Zone of Glaciotectonic Scales at Winiary near Kalisz). *Badania Fizjograf. nad Polską Zach.*, t. 24 Seria A — Geografia Fizyczna, Poznań.
- 1976 a: The Theoretical Basis for and a Model of the Origin of Glaciotectonic Deformations. *Quaestiones Geographicae*, 3, Poznań.
- 1976 b: Glacitektoniczna struktura poziomego nasunięcia łusek (Sum.: Glaciotectonic Imbricate Structure of Horizontal Overthrust). *Badania Fizjograf. nad Polską Zach.*, t. 29, Ser. A, Poznań.
- Sitter de L. U., 1956: Structural Geology. New York—Toronto—London.

KAROL ROTNICKI

RELAXATION STRUCTURES IN THE ZONES OF GLACIOTECTONIC DEFORMATIONS

S u m m a r y

Two examples of deformation structures, unknown so far, that are superimposed upon glaciotectionic structures are characterized in this paper. These are relaxation structures that originated in the final stage of glaciotectionic process of imbricate upthrust and after it was over. Their origin is connected with the change in the directions of the axes of the principal stresses: the largest one ( $\delta_1$ ) and the smallest one ( $\delta_3$ ). This change occurs during the upthrust of glaciotectionic scales, or its part, from the substratum above the primary surface of the inland ice foreland. This phenomenon has been already known in tectonics. It occurs during the upthrust „en bloc” of fragment of the earth crust (W. Jaroszewski 1974). The schema of this phenomenon presented by W. Jaroszewski (1974) can be well used to explain theoretically existing necessity of the occurrence of relaxation processes during the upthrust of glaciotectionic scales above the foreland surface of the ice cap (Fig. 1 A and 1 B).

In the two examples described, the relaxation structures are superimposed upon the following structures:

— upon glaciotectionic structure of the secondary-contact zone of scales, at Winiary near Kalisz, that was described precisely by K. Rotnicki (1971) — Fig. 2, 3, 4, 5, Phot. 1, 2, 3.

— upon glaciotectionic structure of horizontal overthrust of the scales (K. Rotnicki 1976 b) — Fig. 6, Phot. 4, 5.

During the origin of scales in the inland ice substratum and during their upthrust before the ice margin, the largest principal stress is active in the horizontal axis. This stress ceases to act in that part of scale (or in the entire scale) which appears above the foreland surface of the inland ice. Now, the function of

the largest principal stress ( $\delta_1$ ) is taken over in a given point of the scale by the stress active in the vertical axis resulting from the pressure of the material building that scale, which lie above the point under consideration. The smallest stress ( $\delta_3$ ) operates in the horizontal axis. It is so called lateral pressure of material.

Thus relaxation structures originate as a result of the discharge of stresses that have been accumulated in sediments during the entire process of glaciotectonic deformations (K. Rotnicki 1976 a). They are formed when the position of the largest stress changes from horizontal, in the marginal zone of the inland ice substratum, for vertical, in the upthrust glaciotectonic scales.

Relaxation structures within glaciotectonic ones, presented in the two examples, are normal faults. Their displacement varies from several millimeters to several meters. Shear surfaces without any signs of vertical translocation, that accompany normal faults, also belong to relaxation structures.

If they are in the position unchanged by later deformations, they are steep. This results from the regularity of deflection of the shear surfaces from the vertical axis of the largest stress by a shear angle of  $\Theta = 45^\circ - \varphi/2$ , where  $\varphi$  means the angle of internal friction. Thus a decline of those surfaces to the level is  $90^\circ - (45^\circ - \varphi/2)$ .

The relaxation structures discovered, conditioned by the glaciotectonic process compose the youngest generation of deformations and inconsistently cut across the remaining generations of glaciotectonic structures. Somewhere else (K. Rotnicki 1976 a) they were counted among the fifth generation, the last one, of glaciotectonic structures.

*Institute of Geography  
Adam Mickiewicz University in Poznań*

#### EXPLANATION OF FIGURES

Fig. 1. Changes of principal stress system during the tectonic „en bloc” upthrust (A), according to W. Jaroszewski (1974), and during the glaciotectonic upthrust of scales

1 — inland ice, 2 — shear-planes of scales, 3 — surface of inland ice substratum and of foreland, 4 — largest principal stress, 5 — smallest principal stress, 6 — normal faults

Fig. 2. Scheme of the structure of secondary-contact zone of glaciotectonic scales at Winiary near Kalisz

A — old exposure the structure of secondary-contact zone of scales is met in (K. Rotnicki 1971), B — new exposure the relaxation structures are met in, 1 — glacial till, 2 — stratified sands, 3 — contact-surface of two glaciotectonic scales, 4 — primary top of sedimentation units, 5 — primary bottom of sedimentation units, 6 — bottom of exposure, 7 — borings in the bottom of exposure

Fig. 3. Orientation of normal faults and of the structure of secondary-contact zone of scales at Winiary near Kalisz

A — strike and dip of sands in the northern scale, B — strike and dip of contact-surface of the scales, C — strike and dip of normal faults in the northern scale, 1 — strike, 2 — dip

Fig. 4. Winiary near Kalisz. Relaxation structures superimposed upon glaciotectonic structure of the secondary-contact zone of scales — schematic drawing  
1 — stratified sands, 2 — glacial till, 3 — zone of glaciotectonic breccia.

4 — shear-planes and slip-planes in the structure of secondary-contact zone of scales, 5 — zone of glaciectonic boudinage, 6 — relaxation structures: normal faults, shear-planes, parallel to them, without any signs of dislocation

Fig. 5. Winiary near Kalisz. Fragment of principal normal fault, fault joint and accompanying faults

1 — stratified sands, 2 — structureless sands, 3 — glacial till

Fig. 6. Kępno. Relaxation structures superimposed upon the glaciectonic structure of horizontal overthrust

1 — principal slip-surface of horizontal overthrust, covered with red Neogene clay, 2 — secondary shear-surfaces in the contact-zone of horizontal scales, 3 — relaxation structures: normal faults, 4 — zone of glaciectonic breccia, 5 — secondary fluidal structures, 6 — structureless sands; primary structure completely destroyed

#### EXPLANATION OF PHOTOGRAPHS

Phot. 1. Structure of secondary-contact zone of scales and principal normal fault — general view

Phot. 2. Fragment of principal normal fault — accompanying faults can be seen

Phot. 3. Shear-surfaces in the sands of the northern scale, parallel to principal normal fault

Phot. 4. Relaxation structures cutting across the principal slip-surface of horizontal overthrust of glaciectonic scales in Kępno.

Phot. 5. Relaxation structures in the lower horizontal scale in Kępno