

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 44

SYLWIA GILEWSKA

RZEŻBA  
PROGU ŚRODKOWOTRIASOWEGO  
W OKOLICY BĘDZINA

WARSZAWA 1963

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE



POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII

\*

PRACE GEOGRAFICZNE  
NR 44

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 44

СИЛЬВИЯ ГИЛЕВСКА

РЕЛЬЕФ СРЕДНЕТРИАСОВОГО УСТУПА  
ОКРЕСТНОСТЕЙ БЕНДЗИНА

\*

GEOGRAPHICAL STUDIES

№ 44

SYLWIA GILEWSKA

RELIEF OF THE MID-TRIASSIC ESCARPMENT  
IN THE VICINITY OF BĘDZIN

## SPROSTOWANIA

Strona	Wiersz górną dół	Jest	Powinno być
122	6	нижне-и	нижне- и
122	5	среднетриасовый, уступ	среднетриасовый уступ,
124	14	уступа среднетриасового и территории	уступа и территории
127	19	мореныйн	моренный

*S. GILEWSKA* — Rzeźba progu środkowotriasowego w okolicy Będzina

<http://rcin.org.pl>

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 44

SYLWIA GILEWSKA

RZEŻBA  
PROGU ŚRODKOWOTRIASOWEGO  
W OKOLICY BĘDZINA

WARSZAWA 1963

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE

Komitet Redakcyjny

Przewodniczący: S. LESZCZYCKI

Członkowie: K. DZIEWOŃSKI, R. GALON, M. KLIMASZEWSKI, J. KONDRACKI,  
J. KOSTROWICKI, M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA, M. CHILCZUK

Sekretarz: J. WŁODEK-SANOJCA

Rada Redakcyjna

J. BARBAG, J. CZYŻEWSKI, J. DYLIK, K. DZIEWOŃSKI, R. GALON, M. KLIMASZEWSKI,  
J. KONDRACKI, J. KOSTROWICKI, S. LESZCZYCKI, A. MALICKI, B. OLSZEWICZ,  
J. WĄSOWICZ, M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA, A. ZIERHOFFER

Redaktor tomu:

M. KLIMASZEWSKI

Redaktor techniczny: E. PIWOWARSKI

Korektor: M. SWIETLIK

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE — WARSZAWA 1963

Wydanie I. Nakład 810 egz. Format B 5. Ark. wyd. 11,95. Ark. druk. 8,5. Papier druk. sat. III kl. 80 g B 1. Oddano do składania 23.I.1963 r. Podpisano do druku 2.IX.1963 r. Druk ukończono we wrześniu 1963 roku. Zamówienie nr 379. H-85.  
Cena zł 36.—

Szczecińskie Zakłady Graficzne, Szczecin, Al. Wojska Polskiego 128.

## SPIS TREŚCI

	Str.
Wstęp . . . . .	7
Obszar badań . . . . .	7
Dotychczasowy stan badań nad rzeźbą środkowej części progu środkowotriasowego . . . . .	9
Cel pracy . . . . .	13
Metoda pracy . . . . .	14
Budowa geologiczna . . . . .	16
Stratygrafia i odporność skał progu środkowotriasowego, przedproża i zaproża . . . . .	17
Tektonika . . . . .	20
Rozwój morfologiczny progu środkowotriasowego . . . . .	23
Rozwój rzeźby obszaru dzisiejszego progu środkowotriasowego przed tortonem . . . . .	23
Starotrzeciorzędowa powierzchnia degradacyjna . . . . .	23
Formy krasowe . . . . .	30
Wnioski . . . . .	41
Przebieg rozczłonkowania powierzchni paleogeńskiej przed tortonem . . . . .	42
Rozwój rzeźby progu środkowotriasowego w tortonie . . . . .	45
Wiek i kierunek najstarszej transgresji miocenińskiej . . . . .	45
Tortońska rzeźba zrębowa . . . . .	46
Tektonika progu środkowotriasowego . . . . .	48
Zasięg morza tortońskiego . . . . .	48
Rozwój rzeźby progu środkowotriasowego w sarmacie i pliocenie . . . . .	49
Przebieg cofania progu uskokowego . . . . .	50
Rozwój rzeźby krawędziowej . . . . .	51
Wnioski . . . . .	57
Rozwój rzeźby progu środkowotriasowego w starszym plejstocenie . . . . .	57
Ślady najstarszego zlodowacenia . . . . .	58
Kopalna rzeźba progu środkowotriasowego i przedproża sprzed okresu zlodowacenia środkowopolskiego . . . . .	59
Stratygrafia osadów czwartorzędowych (profile odsłoneń i wierceń) . . . . .	62
Przebieg transgresji lądolodu w okresie zlodowacenia środkowopolskiego . . . . .	67
Kierunki transgresji lądolodu w okresie stadium Odry . . . . .	68
Przebieg deglacjacji . . . . .	69
Interstadiał przedwarciański . . . . .	73
Stadium Warty . . . . .	75



Rozwój rzeźby progu środkowotriasowego w młodszym plejstocenie . . .	77
Młodoplejstocenijskie zmiany sieci dolinnej . . . . .	77
Rozwój rzeźby progu środkowotriasowego w okresie zlodowacenia bałtyckiego . . . . .	78
Wietrzenie mrozowe . . . . .	79
Procesy zboczowe . . . . .	80
Formy degradacyjne . . . . .	86
Akumulacja rzeczna . . . . .	91
Formy krasowe . . . . .	94
Rozwój rzeźby progu środkowotriasowego w późnym glacie . . . . .	99
Wyniki badań nad morfogenezą peryglacjalną . . . . .	101
Rozwój rzeźby progu środkowotriasowego w holocenie . . . . .	102
Akumulacja zboczowa . . . . .	102
Dolinki erozyjne . . . . .	103
Holocenijska akumulacja rzeczna . . . . .	104
Wydmy . . . . .	105
Formy utworzone przez procesy krasowe . . . . .	108
Rozmiary holocenijskiego przeobrażenia rzeźby . . . . .	109
Formy antropogeniczne . . . . .	109
Wnioski ogólne . . . . .	111
Literatura . . . . .	113
Резюме . . . . .	119
Summary . . . . .	131

## WSTĘP

Na Wyżynie Śląskiej jest wykształcony jeden z najbardziej typowych krajobrazów krawędziowych w Polsce. Zasadniczym rysem rzeźby tego obszaru jest występowanie progów pochodzenia tektonicznego i denudacyjnego. Najbardziej wyrazisty z nich to próg środkowotriasowy, zbudowany z wapieni i dolomitów dolnego i środkowego triasu, zapadających izoklinalnie ku N i NE. Próg środkowotriasowy ciągnie się od Sławkowa koło Olkusza po Krapkowice nad Odrą.

## OBSZAR BADAŃ

W celu poznania rozwoju geomorfologicznego progów środkowotriasowych podjęto badania jego odcinka środkowego pomiędzy Wojkowicami Komornymi a Strzemieszycami. W obrębie progów można tu wyróżnić powierzchnię progów i jego stoki.

Powierzchnia progów, która odpowiada *Stufenfläche B ü d e l a* [21], została silnie rozczłonkowana na mniejsze płyty i uchwalała się w obszarach wierzchowinowych szerokiego garbu strzemieszycko-trzebiesławickiego oraz płaskowyżu twardowickiego i tarnowickiego. Powierzchnia progów jest oddzielona krawędzią (*Trauf*) od stoku, którym opada ku kotlinom inwersyjnym (dąbrowskiej i Józefki), znajdującym się w obrębie strefy progów, w kierunku zaproża obejmującego obniżenie subsekwentne Małejpanwi, oddzielające próg środkowotriasowy od progów kajprowego na północy, i obniżenie subsekwentne Chruszczobrodu, oddzielające próg środkowotriasowy od progów jurajskiego na wschodzie, oraz w kierunku przedproża obniżonego wzdłuż uskoku będąńskiego [33].

Stoki progów są więc pochodzenia tektonicznego i denudacyjnego.

Stok pochodzenia tektonicznego oddziela powierzchnię progów od przedproża. W okolicy Będzina został on założony na uskoku będąńskim, obcinającym skrzydło wiszące. Stok pochodzenia denudacyjnego oddziela powierzchnię progów od prógów kotlin i obniżen denudacyjnych.

Wśród progów pochodzenia denudacyjnego wyróżnia autorka:

— próg czołowy (*Frontstufe* [91] lub *Schichtstufe* [119]), założony na czołach warstw skalnych; próg ten otacza denudacyjną kotlinę dąbrowską i Józefki;

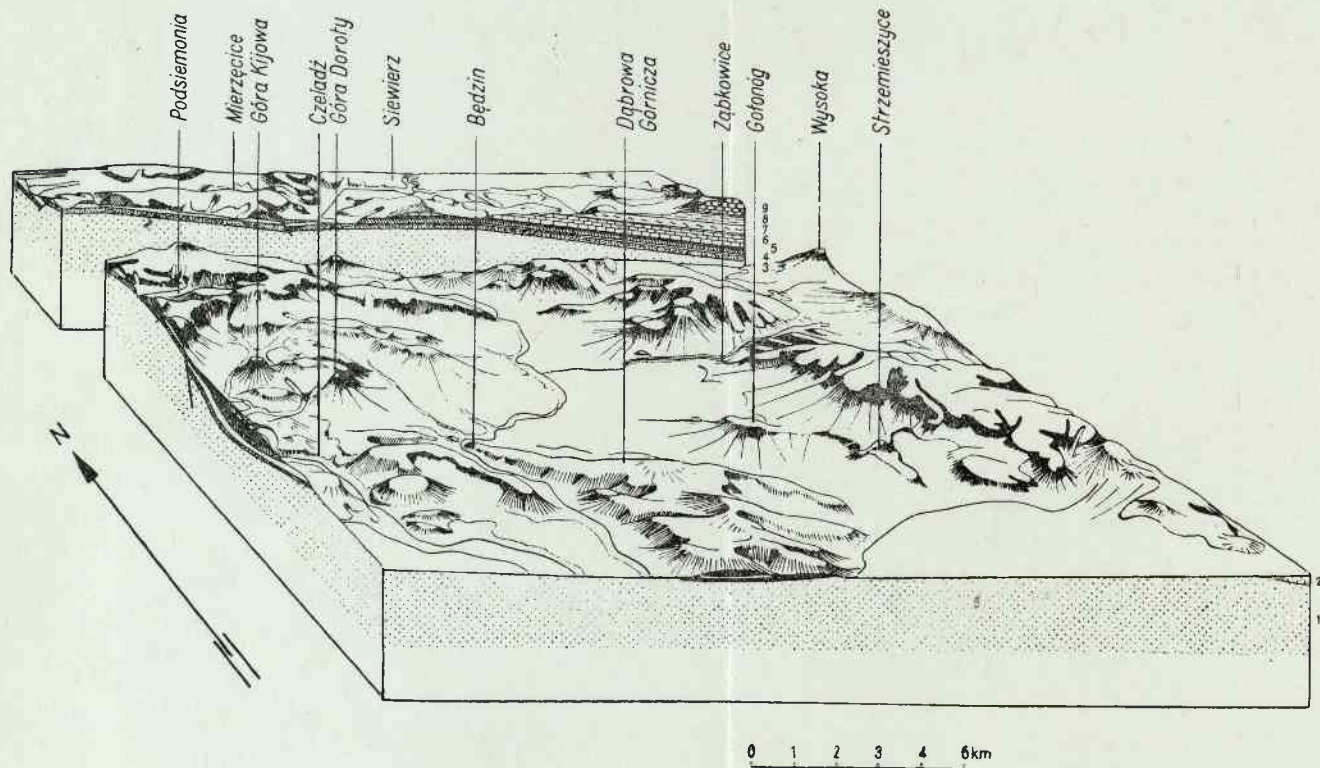
— próg tylny (*Achterstufe* [91] lub *Rückseite* [132]), oddzielający powierzchnię progu środkowotriasowego od zaproża, wymodelowanego w skałach o małej odporności (obniżenia subsekwentne Małejpanwi i Chruszczobrodu):

— próg inwersyjny utworzony dzięki inwersji rzeźby; w zachodniej części kotliny dąbrowskiej przebieg tego progów nawiązuje do przebiegu uskoku ograniczającego skrzydło zrzucone, które pod względem morfologicznym odpowiada płaskowyżowi twardowickiemu i bytomsko-katowickiemu.

Szczegółowymi badaniami geomorfologicznymi objęto garb strzemieszycko-trzebiesławicki, kotlinę dąbrowską i płaskowyż twardowicki (ryc. 1). Obszar ten zajmuje powierzchnię 245 km<sup>2</sup>.

Garb strzemieszycko-trzebiesławicki o wysokości 370—380 m n.p.m. ciągnie się od Strzemieszyc na południu po Trzebiesławice i Tuliszków na północy. Powierzchnia garbu jest szeroka, lekko falista, miejscami płaska. W jej obrębie na skałach odpornych uchowały się resztki starych zrównań. Powierzchnia garbu jest oddzielona stromym stokiem progów tylnego o wysokości względnej 40—50 m od zaproża, czyli obniżenia subsekwentnego Chruszczobrodu, wymodelowanego w skałach o małej odporności. Próg tylny jest zwarty, słabo rozczłonkowany dolinami. Od strony zachodniej powierzchnia garbu strzemieszycko-trzebiesławickiego jest oddzielona denudacyjnym stokiem progów czołowego od szerokiego dna kotliny dąbrowskiej. Próg czołowy ma przebieg zatokowy i jest gęsto pocięty dolinami subsekwentnymi (*Stufenhangtäälchen* [119]). Wskutek nierównomiernego pocięcia dolinami subsekwentnymi oś działu wód została przesunięta ku wschodowi, a na północy pomiędzy Trzebiesławicami a Tuliszowem garb uległ rozbiciu na odosobnione kopulaste wzniesienia nie przekraczające wysokości 342 m n.p.m.

Płaskowyż twardowicki o wyrównanej powierzchni, kulminującej wysokością 397,7 m (nad Łubianką), wznosi się wyraźnym denudacyjnym progiem czołowym ponad kotliną dąbrowską na wschodzie i kotliną Józefki na zachodzie. Na północ od Sarnowa próg ma charakter progów inwersyjnego na uskoku. Na północy płaskowyż opada denudacyjnym progiem tylnym ku zaprożu, czyli obniżeniu subsekwentnemu Małejpanwi. Przebieg progów tylnego jest prostolinijny. Próg jest zwarty, a jego wysokość dochodzi do 70 m. Południową „odnogę” płaskowyżu twardowickiego stanowią wzniesienia okolicy Ro-



Ryc. 1. Zasadnicze rysy rzeźby i budowy geologicznej progów środkowotriasowego i przedproża  
 1 — karbon; 2 — perm; 3 — pstry piaskowiec; 4 — warstwy gogolińskie; 5 — dolomit kruszczoński; 6 — dolomit diploporowy; 7 — kajper; 8 — jura dolna; 9 — jura górna

goźnika o wysokości 370 m n.p.m., oddzielone stokiem progu tektonicznego od przedproża, czyli płaskowyżu bytomsko-katowickiego. Wysokość progu tektonicznego przekracza 70 m. Płaskowyż twardowicki, zbudowany z warstw ułożonych synklinalnie, jest pocięty dolinami obsekwentnymi o przebiegu równoleżnikowym. Do nich uchodzą często resekwentne doliny boczne. Rozbiły one płaskowyż na szerokie, długie garby międziodolinne (*Bergnasen* lub *Bergrücken* [119]). Na garbach wododzielnych uchowały się fragmenty starszych spłaszczeń degradacyjnych.

Kotlina dąbrowska (*Stufentrichter* lub *Stufenbucht* [119]) jest pochodzenia denudacyjnego. Powstała ona na skrzyżowaniu podłużnej antykliny z elewacją poprzeczną [113, 114]. Kotlinę otaczają progi pochodzenia denudacyjnego o profilu schodkowym, zwrócone do wnętrza kotliny. Na przedpołu progów denudacyjnych wznoszą się ostańce: w Strzemieszycach (327 i 320 m), Gołonogu (335 m) i Grodźcu — Góra Doroty (382 m), Góra Kijowa (około 340 m) oraz świadek bez nazwy, pozbawiony ochronnej czapy wapiennej. Kotlinę dąbrowską zamyka od południa inwersyjny próg płaskowyżu bytomsko-katowickiego. W obrębie kotliny szeroka część wschodnia jest wymodelowana w grubych zespołach skał o małej odporności. Dno jej wyścielają osady czwartorzędowe tworzące rozległe spłaszczenia akumulacji rzecznej i stokowej. Rozcina je Czarna Przemsza, do której koncentrycznie biegną liczne dopływy. Natomiast zachodnia część kotliny ma bardziej urozmaiconą rzeźbę. Zaznaczają się tu równoległe garby i obniżenia, założone w skałach przedczwartorzędowych o różnej odporności. Układ sieci rzecznej jest ekscentryczny.

#### DOTYCHCZASOWY STAN BADAŃ NAD RZEŻBĄ ŚRODKOWEJ CZĘŚCI PROGU ŚRODKOWOTRIASOWEGO

W dawniejszej niemieckiej literaturze naukowej pas wzniesień zbudowanych z wapieni i dolomitów dolnego i środkowego triasu, ciągnących się od Sławkowa po Krapkowice, zwany jest garbem wapienia muszlowego (*Muschelkalkkrücken* — Römer [105], Assmann [4] i in.) lub też progiem wapienia muszlowego (*Muschelkalkstufe* — K n o t h e). W polskich opracowaniach spotykamy różne określenia. I tak N e c h a y [93] w swoim podziale obszaru Górnego Śląska na mniejsze jednostki krajobrazowe pisze o wzniesieniach wapiennych obejmujących Chełm i wyżynę Tarnowskich Gór. W 1933 r. B u c z k ó w n a [18] po raz pierwszy wyróżniła i podała przebieg wyraźnej krawędzi denudacyjnej utworzonej na czołach warstw odpornych. Pojęcie progu triaso-

wego wprowadził w r. 1936 Marchacz [87]. Autor podkreśla, że za pośrednictwem progu triasowego Wyżyna Śląska przechodzi w Wyżynę Śląsko-Małopolską. Z mapki załączonej do pracy wynika, że w jego obrębie umieszczał dwa progi, a mianowicie próg środkowotriasowy i próg kajprowy. W ujęciu Marchacza łączyły się one w jedną całość jako próg triasowy na NW od Będzina, nie uwzględnił bowiem istnienia obniżenia subsekwentnego Małejpanwi oraz wzniesień ciągnących się od Trzebiesławic przez Strzemieszyce i Bolesław po Sławków.

Dokładny przebieg progu podał Klimaszewski [65]; wyróżnił i opisał także niemal wszystkie mniejsze jednostki morfologiczne znaczące się w obrębie progu środkowotriasowego (Chełm, płaskowyż tarnowski, kotlinę Józefki, płaskowyż twardowicki, kotlinę dąbrowską i kotlinę Biskupiego Boru). Klimaszewski zwrócił także uwagę na denudacyjne pochodzenie wymienionych kotlin. Do tych jednostek Szafarski [36] dodał m. in. wzniesienia ząbkowicko-strzemieszyckie, wchodzące w skład środkowej części progu. Istniejący podział morfologiczny uzupełniła Karas-Brzozowska w 1961 r. [58].

Pierwszy pogląd na rozwój rzeźby środkowej części progu środkowotriasowego dał w 1914 r. Lewiński [83]. W pracy opartej na badaniach terenowych autor nie tylko niezwykle starannie zarejestrował swoje spostrzeżenia, lecz określił genezę i wiek form w powiązaniu z budową geologiczną Wyżyny Śląsko-Krakowskiej.

Według Lewińskiego najstarszym elementem rzeźby dorzecza Przemszy są szczątki powierzchni zrównania zachowanej na wysokości 370—390 m n.p.m., którą nazywa pierwszym poziomem denudacyjnym. Ponad tę powierzchnię wznoszą się wzniesienia zbudowane z bardzo odpornych wapieni skalistych o krasowym typie wietrzenia. Na południe od uskoku grodzieckiego (zwanego także będzińskim) nie stwierdził śladów występowania poziomu I. Lewiński w poziomie tym dopatruje się przedłużenia przedmiocenińskiego zrównania Karpat, po którym wody spływały konsekwentnie ku północy. W dolnym tortonie w wyniku ruchów tektonicznych powierzchnia ta została pochylona ku południowi i zrzucona wzdłuż olbrzymiej dyslokacji uskokowej o rozpiętości około 1000 m. W górnej części dolnego miocenu rzeki ubogie w wodę wyżłobiły w tej krawędzi uskokowej krótkie keniony, w które wtargnęło morze środkowomioceniście. To morze w obrębie dorzecza Przemszy w okolicy Sosnowca i Mysłowic utworzyło zatokę, do której uchodziły rzeki: Biała i Czarna Przemsza, Brynica i Rawa.

Taka jest geneza wachlarzowatego układu sieci rzecznej. Poziom morza tortońskiego stanowił podstawę denudacyjną i erozyjną dla wymienionych rzek. W obrębie powierzchni przedmiocenińskiej wymodelowały one szerokie, dojrzałe doliny, a nawet doprowadziły do zrównania ob-

szaru. Fragmenty tego zrównania oraz dna szerokich dolin tortońskich uchwalały się w postaci spłaszczeń poziomu II. Odmłodzenie tego poziomu denudacyjnego nastąpiło w górnym pliocenie. W tym czasie Biała i Czarna Przemsza wyrzeźbiły głębokie (do 100 m poniżej poziomu II) doliny. Ich dno stanowi III (preglacialny) poziom denudacyjny. W przededniu epoki lodowcowej istniały już wszystkie zasadnicze rysy rzeźby: „doliny” subsekwentne Kozłowa Góra — Biskupi Bór oraz Małejpanwi, ciągnące się wzdłuż osi antyklin, wzniesienia synklinalne oraz duże doliny rzeczne. Rzeźbę preglacialną cechowała śmiałość form.

W czasie nasuwania się lądolodu, który dotarł do Bramy Morawskiej i Karpat, nierówności preglacialnej powierzchni zostały niemal całkowicie wypełnione przez piaski fluwioglacjalne (*Vorschüttungssande*) miąższości do 80 m. Tworzą one najwyższą (30 m) terasę 1. Jest to IV plejstocenijski poziom. Na tych piaskach zachowały się miejscami resztki moreny dennej. Piasków z recesji lądolodu brak. Po ustąpieniu lądolodu rzeki rozcięły osady lodowcowe i fluwioglacjalne i wycięły w nich doliny. Oczyszczanie dolin z utworów fluwioglacjalnych i glacialnych postępowało nierównomiernie, czego dowodem są terasy: terasa 2 o wysokości względnej 9—14 m, terasa 3 o wysokości względnej 3—6 m oraz terasa 4 — zalewowa, stanowiąca V (polodowcowy) poziom denudacyjny. Na powierzchni wyższych teras występują stare wydmy usypane w warunkach klimatu suchego, panującego w czasie akumulacji lessu. Less nie osadził się w dorzeczu Przemszy, ponieważ silnie szczelinami pocięte i skrasowiałe podłoże nie sprzyjało rozwojowi bujnej roślinności stepowej, zatrzymującej pył lessowy.

Podobny pogląd na rozwój rzeźby dorzecza Czarnej Przemszy i Brynicy wyraża Buczkówna [18]. Autorka m. in. zwraca uwagę na klasyczną inwersję rzeźby i wyróżnia 4 systemy teras erozyjno-akumulacyjnych.

Doktorowicz-Hrebnicki [33] daje opis orograficzno-morfologiczny badanego obszaru i podkreśla wpływ charakteru litologicznego skał na ukształtowanie stoków. Dużo uwagi poświęca on zagadnieniom tektoniki osadów triasowych i dowodzi, że wzniesienia w okolicach Rogoźnika, Wojkowic Komornych i Gołąszy ograniczone są uskokami. W obrębie płaskowyżu bytomsko-katowickiego stwierdza istnienie zasypanych preglacialnych dolin. W dolinach Czarnej Przemszy i Brynicy oraz ich dopływów wyróżnia trzy terasy, nie określa jednak ich wieku. Doktorowicz-Hrebnicki podaje również rozmieszczenie pól piasków współcześnie przewiewanych oraz starszych wydym wałowych.

Inne opracowania geomorfologiczne i geologiczne ograniczają się do krótkiej charakterystyki niektórych form jak: wydmy i formy krasowe, występujących na badanym obszarze.

Lencewicz [82] opisuje wydmy wykształcone na powierzchni teras w kotlinie dąbrowskiej oraz podkreśla różny ich wiek.

Doktorowicz-Hrebnicki [30, 33, 34], Piwowar i Ciuk [99], Różycki [109, 110], Bohdanowicz [16], Kuźniar [78], Hornig [49], Duchniewski [37] i Calikowski [23] podają miejsca występowania form krasowych oraz określają skład petrograficzny i chemiczny niektórych utworów wypełniających te formy. Bohdanowicz twierdzi, że ily i glinki ogniotrwałe zachowane w obniżeniach krasowych powstały przed okresem trzeciorzędowym. Natomiast inni badacze uważają je za złoża trzeciorzędowe, powstałe wskutek długotrwałego wietrzenia wapieni i dolomitów triasowych.

Szaflarski [136] opracowuje syntetycznie materiały geomorfologiczne i niektóre geologiczne, dotyczące rzeźby całości Wyżyny Śląskiej w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym. Autor zastanawia się także nad wiekiem zrównań na obszarze Wyżyny Śląskiej i dochodzi do wniosku, że fragmenty poziomu I w dorzeczu Przemszy są wieku tortońskiego lub też odpowiadają sarmackiemu poziomowi denudacyjnemu (śródgórskiemu) znanemu w Karpatach. Natomiast istnienie I poziomu denudacyjnego w obrębie płaskowyżu tarnowickiego stawia on pod znakiem zapytania. II poziomowi denudacyjnemu Szaflarski przypisuje wiek plioceński i wiąże go z poziomem pogórskim w Karpatach. Szaflarski zabiera również głos w sprawie wieku krasu i uważa, że rozwój form krasowych odbywał się w liasie albo w miocenie, a prawdopodobnie trwał i w pliocenie.

Z przytoczonego przeglądu dotychczasowych opracowań w zakresie geomorfologii wynika, że na obszarze Wyżyny Śląskiej uchowały się fragmenty zrównań poziomu I wieku przedoligocenckiego według Lewińskiego, a tortońskiego (może sarmackiego) według Szaflarskiego. Dawny zasięg tej powierzchni i jej geneza budzi wiele wątpliwości. Poziom I w oligocenie został pocięty głębokimi kanionami, w które w miocenie wtargnęło morze. W młodszym trzeciorzędzie poziom I został rozczłonkowany kotlinami inwersyjnymi, w obrębie których rozwinął się destrukcyjny poziom II (wieku tortońskiego według Lewińskiego, a plioceńskiego według Szaflarskiego), silnie skrasowiały. Poziom II w preglacjale został rozcięty Czarną Przemszą i jej dopływami. W czwartorzędzie obszar Wyżyny Śląskiej był dwukrotnie zlodowacony. Obniżenia zostały zasypane grubą warstwą osadów czwartorzędowych. Rozcinanie pokrywy osadów wysokiego zasypania postępowało w kilku etapach, o czym świadczą trzy lub cztery terasy rzeczne. Układ sieci rzecznej, założonej na powierzchni zasypania, miejscami tylko nawiązuje do układu sieci dolin preglacjalnych, zagrzebanych pod starszymi utworami czwartorzędowymi.



## CEL PRACY

Powyższy schemat rozwoju rzeźby Wyżyny Śląskiej, zestawiony na podstawie danych z literatury, zawiera szereg niejasności, które wymagają dalszego badania i wyjaśnienia. Na czoło wysuwają się zagadnienia:

- 1) geneza i wiek powierzchni zrównań oraz stosunek powierzchni progu do powierzchni przedproża;
- 2) geneza i wiek form krasowych oraz pochodzenie osadów wypełniających podziemne i powierzchniowe formy krasowe;
- 3) rozwój rzeźby badanego obszaru w czwartorzędzie na podstawie analizy form i osadów czwartorzędowych — w celu poznania faz erozji i akumulacji plejstoceniowej;
- 4) rozwój progu środkowotriasowego, wpływ tektoniki i odporności skał oraz udział zmieniających się procesów morfogenetycznych w przebiegu rozcinania progu i przeobrażania rzeźby zrębowej w rzeźbę krawędziową.

W tym opracowaniu autorka zmierza do odtworzenia rozwoju i warunków rozwoju rzeźby w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym. Zagadnienie morfogenezy środkowej części progu środkowotriasowego autorka stara się rozważyć na tle struktury geologicznej Wyżyny Śląskiej.

Niezależnie od zagadnień nurtujących wcześniej badaczy, autorka dąży także do rozwiązania problemów ogólniejszych, a w szczególności do poznania rozwoju rzeźby krawędziowej.

Istnieją różne teorie co do powstania i rozwoju progów strukturalnych.

Według klasycznej teorii Schmitthenera [119] rzeźba krawędziowa powstaje przez niszczenie raz wypiętrzonego obszaru, zbudowanego ze słabo pochylonych warstw skalnych o różnej odporności. Pierwszy, najwcześniej odsłonięty próg denudacyjny rozwija się w najmłodszych odpornych warstwach skalnych. Podstawę ostatniego, najpóźniej odsłoniętego progu, czyli *Basislandterrasse*, tworzą najstarsze warstwy skalne, wykazujące odmienną budowę geologiczną. Zazwyczaj są to fragmenty jakiejś starej, ekshumowanej powierzchni zrównania (*Rumpfterrasse*). Niszczenie i cofanie progu postępuje szybko i niezależnie od warunków klimatycznych. W wyniku równoległego przesunięcia szybko „wędrującego” progu powstają zrównania, czyli *Landterrassen*. Owe *Landterrassen* są równowiekowe, mimo występowania na różnych wysokościach i mimo dzielących je progów strukturalnych.

Natomiast Davis [147] na przykładzie krajobrazu krawędziowego południowo-wschodniej Anglii dowodził, że rzeźba krawędziowa po-

wstała wskutek odmłodzenia powierzchni zrównania końcowego (penepleny), zbudowanej ze słabo pochylonych warstw skalnych o różnej odporności. Nierównomierne niszczenie wychodni skał odpornych doprowadza do powstania progów strukturalnych, w obrębie których uchowały się fragmenty powierzchni zrównania. Konsekwentna sieć rzeczna jest dostosowana do struktury podłoża, a jej cechą charakterystyczną jest duża ilość subsekwentnych cieków wodnych. Zdaniem Davisa taki układ sieci rzecznej został odziedziczony po wcześniejszym, późno-dojrzałym cyklu denudacyjnym.

Również Büdel [21] na podstawie analizy szwabsko-frankońskiej rzeźby krawędziowej dochodzi do wniosku, że formą wyjściową była powierzchnia zrównania, która uległa odmłodzeniu w wyniku ruchów tektonicznych lub zmian klimatu (suchy — wilgotny). Spłaszczenia ułożone nad sobą schodowo są różnowiekowe, ponieważ stanowią resztki różnowiekowych (staro- i młodotrzeciorzędowych) powierzchni zrównań. Rozległe zrównania tworzyły się w okresie trzeciorzędowym w klimacie podzwrotnikowym. Natomiast w okresie czwartorzędowym, w związku ze zmianą klimatu i czynników morfogenetycznych, zrównania zostały rozczłonkowane głębokimi dolinami.

Mamy zatem trzy teorie rozwoju rzeźby krawędziowej: teorię rozwoju jednocyklicznego (Schmitthenner), rozwoju dwucyklicznego (Davis) i rozwoju wielocyklicznego (Büdel). Każda z nich zakłada uniwersalizm. W związku z tym powstaje pytanie, która z przytoczonych koncepcji może być zastosowana do Wyżyny Śląskiej? Sprawę tę stara się autorka wyjaśnić w dalszych rozdziałach tego opracowania.

#### METODA PRACY

Do rozwiązywania wymienionych zagadnień zmierzała autorka poprzez szczegółowe zdjęcie geomorfologiczne w skali 1:25 000 (arkusze: Ząbkowice Będzińskie, Siewierz, Brynica i Siemianowice). Przy kartowaniu form oparła się autorka na klasyfikacji genetyczno-chronologicznej opracowanej przez M. Klimaszewskiego\*. W opracowaniu wykorzysta-

\* Zasady zdjęcia geomorfologicznego omawia Klimaszewski w kilku artykułach, m. in.:

Zagadnienia zdjęcia geomorfologicznego Polski. Przegł. Geograf. t. 25, 1953, z. 3, s. 16—32.

Instrukcja do mapy geomorfologicznej i hydrograficznej (Opracowanie zbiorowe). Biul. Geograf. Warszawa 1954, z. 7.

The Principles of the Geomorphological Survey of Poland, Przegł. Geograf., t. 28, Supplement, 1956, s. 32—40.

Problematyka szczegółowej mapy geomorfologicznej oraz jej znaczenie naukowe i praktyczne. Przegł. Geograf. t. 32, 1960, z. 4.

ła autorka materiały zebrane na obszarze kotliny dąbrowskiej, garbu strzemieszycko-trzebiesławickiego i płaskowyżu twardowickiego w czasie badań terenowych w latach 1955—1958. Korzystała także z materiałów zebranych przez pracowników Pracowni Geomorfologii i Hydrografii Instytutu Geografii P.A.N. oraz pracowników i studentów Instytutu Geografii U. J. w Krakowie w ramach badań geomorfologicznych na obszarze Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego. Materiały te uzupełniła dodatkowymi obserwacjami na sąsiednich terenach: na obszarze płaskowyżu tarnowickiego i bytomsko-katowickiego zebranymi w celu poznania starych form krasowych, oraz na obszarze kotliny Józefki — w celu opracowania niektórych zagadnień stratygrafii plejstocenu.

O czynnikach i procesach modelujących obszar progów w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym wnioskowano nie tylko na podstawie zachowanych form, ale i osadów — dlatego badano i analizowano szczegółowo czwartorzędowe utwory rzeczne i stokowe oraz osady wypełniające podziemne i powierzchniowe formy krasowe. Badano strukturę i teksturę skał, ich skład mechaniczny, chemiczny, mineralny oraz wykorzystano analizy pierwiastków śladowych. Termiczną analizę różnicową mączki dolomitowej i substancji organicznych z jaskini w Ujejscu wykonał mgr E. D u c h n i e w s k i w Zakładzie Mineralogii i Petrografii U. J. w Krakowie, natomiast taka analiza minerałów ilastych, zawartych w iłach i mułkach z Ząbkowic Będzińskich i Dołków koło Dąbrówki Wielkiej, przeprowadzona została przez mgr S. C e b u l a k a w Górnośląskiej Stacji Terenowej Instytutu Geologicznego w Czeladzi. Mgr S. Cebulak wykonał również analizy mikroskopowe tych utworów. Interpretację krzywych termicznej analizy różnicowej iłów z Ząbkowic zawdzięcza autorka uprzejmości prof. J. P. B a k k e r a z Physisch-geographische Laboratorium Uniwersytetu w Amsterdamie. Dane dotyczące składu chemicznego dolomitu kruszonośnego i żelazistych wapieni dolomitycznych otrzymano w Zakładach Dolomitowych w Ząbkowicach Będzińskich. Analizy wykonał mgr T. K a r a i m w Piechcinie. Analizy składu chemicznego iłów i mułków oraz półilościowe oznaczenia petrograficzne pierwiastków śladowych wykonali mgr F. F r a n i k i mgr F. W n u k w Zakładach Cynkowych w Szopienicach.

Aby lepiej poznać warunki sprzyjające wietrzeniu chemicznemu wapieni i dolomitów, sięgnęła autorka po przykłady z terenu południowych Chin. Próbkę czerwonej, ilastej zwietrzliny wapieni z Jan-Su udostępnił prof. M. K l i m a s z e w s k i.

Do ustalenia wieku form i osadów oraz odtworzenia środowiska geograficznego posłużyły szczątki organiczne zawarte w osadach. Liczne szczątki roślinne oznaczyli bezinteresownie mgr M. R e y m a n ó w n a,

mgr L. Stuchlik i mgr M. Kuc z Instytutu Botaniki P.A.N. w Krakowie, faunę — prof. K. Kowalski, a eolity — Dr S. Kowalski z Muzeum Archeologicznego w Krakowie. Autorka składa Im za to serdeczne podziękowanie.

Rzeźbę powierzchni podczwartorzędowej progii i przedproża zrekonstruowano na podstawie około 1000 wierceń.

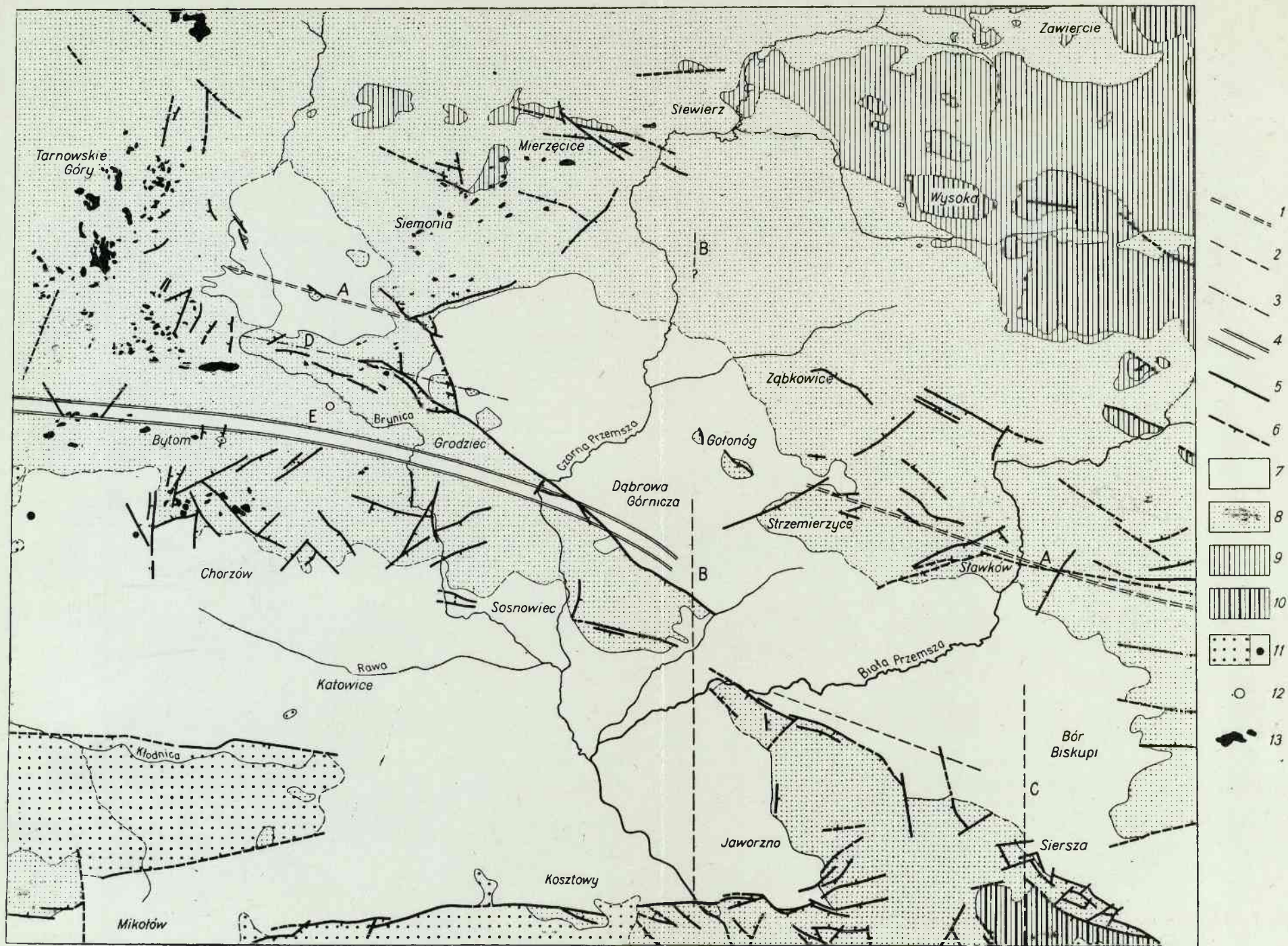
W celu poznania: 1) związków między rozmieszczeniem wzniesień i obniżen a budową geologiczną, 2) stosunku progii do przedproża oraz 3) charakteru powierzchni degradacyjnej progii środkowotriasowego przeprowadzono analizy „Szczegółowej mapy geologicznej Polski” w skali 1:25 000 (arkusze: Dąbrowa Górnicza, Zabkowice Będzińskie i Grodziec) oraz „Szczegółowej mapy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego” w skali 1:50 000, opracowanej przez Doktorowicz-Hrebnickiego [29].

Badania były subwencjonowane przez Instytut Geografii P.A.N. i Komitet dla Spraw Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego przy P.A.N. w Warszawie.

Pracę wykonano w ramach aspirantury (1954—1957) oraz planu badawczego Zakładu Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii P.A.N. w Krakowie pod kierunkiem prof. M. Klimaszewskiego, któremu autorka serdecznie dziękuje za opiekę nad całością pracy oraz za rady i uwagi. Niektóre zagadnienia zostały przedyskutowane na zebraniach naukowych i na wycieczkach terenowych. Prof. dr W. Szafarowi, Doc. dr A. Środoniowi, Prof. dr J. P. Bakkerowi, Prof. dr H. Mortensenowi, Prof. dr B. P. Jovanovićowi, Prof. dr A. Halickiej, Prof. dr B. Halickiemu, Prof. dr A. Gawłowi, Prof. dr R. Galonowi, Prof. dr J. Kondrackiemu, mgr Z. Buczkównie, mgr K. Klaczyńskiej, Dr S. Biernatowi i mgr A. Calikowskiemu za dyskusję i cenne wskazówki autorka składa podziękowanie. Miło jej również złożyć podziękowanie mgr T. Polakowi, który oddał do dyspozycji laboratorium w Przedsiębiorstwie Materiałów Podszkawkowych Przemysłu Węglowego w Katowicach-Wełnowcu, oraz Kierownictwu i Pracownikom kopalni „Brzozowica” oraz kamieniołomów w Zabkowicach i Suchej Górze za okazywaną życzliwość i pomoc przy oczyszczaniu ścian odkrywek. Wszystkim Koleżankom i Kolegom, którzy pomagali przy wykonywaniu tej pracy i służyli cennymi radami, autorka składa szczerze podziękowanie. Szczególnie serdecznie dziękuje swojej Matce za troskliwą opiekę i pomoc w pracy naukowej.

#### BUDOWA GEOLOGICZNA

Na obszarze Wyżyny Śląskiej na podłożu paleozoicznym tworzącym wielkie antyklinorium śląskie, zrównane w okresie permskim, leży nie-



Ryc. 2. Tektonika południowej części Wyżyny Śląskiej

Przybliżony przebieg osi: 1-A — podłużnego siodła Kozia Góra — Rogoźnik — Strzemieszyce — Olkusz; 2-B — elewacji transwersalnej Strzemieszyce-Jaworzno; B — przypuszczalnej elewacji Wojkowic Kościelnych; C — elewacji transwersalnej Sierszy; 3-D — fleksury brzeżnej; 4-E — niecki bytomsko-szczakowskiej; 5 — uskoki stwierdzone; 6 — uskoki przypuszczalne; 7 — skały paleozoiczne; 8 — skały triasowe; 9 — skały retyko-liasowe; 10 — skały jurajskie; 11 — osady morza miocenowego; 12 — trzecieorzędowe utwory lignitowe; 13 — utwory wypełniające leje krasowe

zgodnie płyta mezozoiczna. Jest ona zbudowana z grubych kompleksów skał odpornych (wapień i dolomity), przegrodzonych zespołami skał mniej odpornych (iły, piaski i margle). Płyta mezozoiczna jest łagodnie pochylona ku N i NE ( $3-6^\circ$ ), co stwarza warunki dla rozwoju rzeźby krawędziowej.

#### STRATYGRAFIA I ODPORNOŚĆ SKAŁ PRUGU ŚRODKOWOTRIASOWEGO, PRZEDPROŻA I ZAPROŻA

Środkowa część prugu środkowotriasowego jest zbudowana ze skał wieku karbońskiego, permskiego i triasowego (ryc. 2).

Najstarsze skały występują w obrębie dna kotliny dąbrowskiej i obejmują: łupki, piaskowce i węgiel grupy brzeźnej, siodłowej i łękowej (westfal i namur) oraz zlepieńce, iły, piaskowce i iły serii myślachowickiej (perm lub stefan [26, 121]). Charakterystykę litologiczną tych skał zawiera tabela 1. Z zestawienia tego wynika, że wśród osadów karbońskich i permskich przeważają grube (100—800 m) kompleksy łupków i iłolupków. Podrzędnie występują kruche piaskowce, często łupkowate. Są to skały mało odporne na degradację — dlatego tworzą dolną część stoków progów denudacyjnych o profilu wklęsłym. Wyjątek stanowią drobno- i średnioziarniste, zwarte, gruboławicowe piaskowce warstw sarnowskich. W okolicy Sarnowa piaskowce te tworzą trzy długie grzędy, między którymi ciągną się obniżenia wymodelowane w łupkach ilastych.

Wyżej leżą osady triasu dolnego i środkowego o miąższości 200—250 m (tab. 2). Piętro dolne (ret) tego zespołu skał stanowią iły, piaski pstre i żwiry dolnej części pstrego piaskowca o grubości 20—40 m oraz margle, dolomity i wapień jamisty górnej części pstrego piaskowca o miąższości 25—30 m [33]. Piętro środkowe tworzą wapień zbity i faliste oraz dolomity kruszczone (o grubości około 100—118 m) wapienia muszlowego dolnego, dolomit diploporowy (o miąższości 30—40 m) wapienia muszlowego środkowego oraz dolomity płytkowe, iły, łupki, wapień i dolomity (miąższości 23—26 m) wapienia muszlowego górnego.

Z tabeli 2 wynika, że osady retu i wapienia muszlowego wykazują dużą zmienność cech litologicznych. To różnorodne wykształcenie skał w obrębie poszczególnych zespołów warstw powoduje, że ich odporność na działanie procesów rzeźbotwórczych nie jest jednolita. Na podstawie danych zamieszczonych w tabeli 2 można wyróżnić dwa zasadnicze zespoły skał, wyraźnie różniących się strukturą, teksturą i składem chemicznym. Skały te różnią się także sposobem wietrzenia, zależnie od warunków klimatycznych i rodzaju procesu wietrzenia. Są to z jednej strony skały margliste i ilaste, bardziej odporne na wietrzenie chemicz-

## Litologia i odporność skał wieku paleozoicznego

Piętro	Grupy warstw	Ogniwo	Rodzaj skały	Wykształcenie litologiczne warstw	Miaższość warstw	Odporność na złobienie	Bibliografia
Perm	czerwony spągowiec		zlepieńce, wapienie serii myśla-chowickiej	otoczaki wapienne z domieszką otoczków kwarcowych, melafirowych, diabazowych, porfirowych, czarnych lity-tów. Spoiwo piaszczysto-ilasto-wapniste o zabarwieniu czerwonym		mało odporne	S. Doktorowicz-Hreb-nicki 1928, s. 29 S. Czarnocki, 1929, s. 19 S. Siedlecki, 1959, s. 90—106
			iły pstre, piaskowce serii myśla-chowickiej	żwiry z odłamkami skrzemieniałych pni <i>Araucarioxylon</i> iły zielone i czerwone piaskowce arkozowe warstwowane przekątnie i krzyżowo, słabo scementowane, zawierające kryształki FeSO <sub>2</sub>		mało odporne	S. Doktorowicz-Hreb-nicki, 1928, S. Doktorowicz-Hreb-nicki, 1929, s. 22 S. Siedlecki, 1954, s. 115—125
Westfal A	warstwy łukowe	warstwy rudzkie	piaskowce, łupki, węgiel	część górna — (zachowana tylko w głębszych de-presjach tektonicznych) przeważają łupki piaszczyste i ila-ste z konkrecjami sferosyderytów i nielicznymi ławicami piaskowca część dolna — w południowo-wschodniej części arkusza Grodziec wyłącznie piaskowiec masywny, grubo-ławicowy z przerostami łupku, którego ilość wzrasta ku wschodowi. Łupek jest kwarcytowo-serycytowy lub chlo-rytowy	130 m  100 m	mało odporne	S. Czarnocki, 1935, s. 118—143
	warstwy siodłowe		piaskowce, węgiel, łupki	piaskowce arkozowe, drobno i średnioziarniste, łupek szary, węgiel	10-95 m	średnio odporne	S. Czarnocki, 1935, s. 118—143

Tabela 1 (c.d.)

Piętro	Grupy warstw	Ogniwo	Rodzaj skały	Wykształcenie litologiczne warstw	Miąższość warstw	Odporność na złobienie	Bibliografia
Namur A	warstwy brzeżne	warstwy porębskie i grodzieckie	łupki, piaskowce, węgiel	część górna — przewaga łupków ciemnych, zawierających конкреcje sferysyderytów, dołem łupki bardziej piaszczyste część dolna — na przemian iłołupki i piaskowce zlepieńcowe, drobno i gruboziarniste	180—290 m	mało odporne	S. Czarnocki, 1935, s. 118—143
		warstwy grodzieckie i florowskie	łupki, piaskowce, węgiel	część górna — piaskowce gęsto poprzegradzane łupkami mocno piaszczystymi część dolna — prawie wyłącznie łupki piaszczyste i ilaste ze sferysyderytami, podrzędnie piaskowiec arkozowy, gruboławicowy (do 40 m)	100—120 m	mało odporne	S. Czarnocki, 1935, s. 118—143
		warstwy florowskie	łupki, piaskowce	przeważają łupki i iłołupki, podrzędnie łupki piaskowcowe i piaskowce arkozowe, drobnoziarniste (grubość ławic 1—80 m), masywne, jasnoszare z pokładami węgla, w górnej części ogniwa piaskowiec zlepieńcowy	ponad 300 m	mało odporne	S. Czarnocki, 1935, s. 118—143
		warstwy sarnowskie	piaskowce	piaskowce drobno-i średnioziarniste typu arkozowego, barwy żółtoszarej, na powierzchni czerwonej, leżące w 3 potężnych ławicach, oddzielonych od siebie niegrubymi warstwami łupków	150—200 m	odporne	S. Czarnocki, 1935, s. 118—143
		warstwy malinowickie	iłołupki	iłołupki, łupki piaszczyste, szare, podrzędnie piaskowcowe łupkowate i piaskowiec nieco łupkowaty, wapnisty, silnie reagujący z HCl	700—800 m	mało odporne	S. Doktorowicz-Hrebniński, 1928, s. 28—29 1929, s. 21—22 1935, s. 12—42 1936, s. 7



ne, w warunkach klimatu peryglacialnego aktywne, z drugiej strony skały wapienne i dolomitowe podatne na wietrzenie chemiczne, w środowisku peryglacialnym raczej pasywne. Wapienie i dolomity odporne na działanie procesów denudacyjnych tworzą progi i dlatego wyraźnie zaznaczają się w rzeźbie tego terenu.

Na północy i północo-wschodzie na utworach wapienia muszlowego leżą potężne serie osadów kajpru, retyko-liasu, doggeru i malmu. Są one wykształcone jako:

1. Iły, łupki, piaskowce, miejscami warstewki dolomitów i wapienia (kajper dolny) oraz iły pstry, wapienie woźnickie i brekcje (kajper górny). Osady kajpru górnego tworzą próg kajprowy.

2. Piaski pylaste z pokładami glinek ogniotrwałych oraz żwiry kwarcowe i kwarcytowe, uławiczone przekątnie, zaliczane [150] do osadów serii podwęglowej, złoża węgla brunatnego (zwanego blanowickim) oraz iły, łupki ilaste i piaski ilaste, zawierające szczątki zwęglonych roślin warstw łysieckich (dolny lias). Utwory dolnego kajpru i retyko-liasu są podatne na degradację — dlatego rozwinęły się w nich obniżenia subsekwentne oddzielające próg środkowotriasowy od progu kajprowego na północy, a od progu jurajskiego na wschodzie.

3. Iły rudonośne, żwiry, piaski, piaskowce, oolity żelaziste i margle glaukonitowe (dogger).

4. Margle i wapienie płytowe oraz skaliste (malm). Osady doggeru i malmu tworzą próg jurajski.

#### TEKTONIKA

Północno-wschodnie skrzydło antyklinorium śląskiego stanowi płyta zbudowana ze skał mezozoicznych, czyli monoklina śląsko-krakowska [4, 121, 124]. Osady mezozoiczne pokrywają niezgodnie starsze podłoże.

W obrębie antyklinorium śląskiego utwory karbońskie i osady dolno- i środkowotriasowe są zaburzone przez dwa systemy nakładających się na siebie synklin i antyklin.

W ujęciu Rutkowskiego [113, 114] pod Kozłową Górą zaznaczają się ślady siodła, którego dalszy ciąg odnajduje się w Strzemieszycach (ryc. 2). Stąd ciągnie się ono poprzez Sławków w kierunku WNW po Olkusz. Odpowiednikami tego siodła na obszarze kotliny dąbrowskiej i Józefki są antykliny powietrzne. Od południa siodłu towarzyszy płytka synklina znana jako niecka bytomska, która ma po części charakter zapadliskowy [33, 121]. Kierunek tej niecki jest niemal równoleżnikowy, a jej budowa jest asymetryczna. Wzdłuż linii Krzyżówka—

Piętro	Grupy warstw	Ogniwo	Rodzaj skały	Wyszczerwienie litologiczne warstw skał wieku triasowego	Miąższość warstw	Skład chemiczny w %						Miejsce pobrania próbek do analizy	Odporność na wietrzenie mechaniczne (mrozowe)	Odporność na wietrzenie chemiczne	Odporność na złobienie	Bibliografia				
						CaO	CO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO									
Trias środkowy	wapienie muszlowe górny	część górna warstwy boruszkowickiej i wilkowickiej	ity, łupki margliste, wapienie i dolomity	przeważają ity, podrzędnie cienkie wkładki wapieni i dolomitów (3 m, tylko w okolicy Tarnowskich Gór), a także piaskowca kwarcytowego	około 8 m	brak danych							-	+/-	-					
			część dolna warstwy z Tarnowic	dolomity płytkowe	dolomity barwy jasnożółtej lub kremowej, margliste, zawierające mikę, cienkopłytkowe (2-3 cm, wyjątkowo 10-20 cm) w okolicy Siewierza: wyłącznie dolomit jasnoszary i biały, gruboławicowy	15-18 m 8,8 m	CaO	CO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	okolice Tarnowic Starych	-	+	średnio odporne	P. Assmann, 1940, s. 80			
	wapienie muszlowe środkowy			dolomit diploporowy	dolomity gruboławicowe, barwy żółtej lub kremowej; od góry ku dołowi występują: a) dolomit oolitowy b) dolomit drobnokrystaliczny, prawie zbity, nieco porowaty c) dolomit ziarnisty, pseudooolitowy, silnie porowaty, rzadziej zbity d) dolomit brekcyjowy i zbity, podziurawiony z przerostami dolomitu krystalicznego	około 30-40 m	CaO	CO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	H <sub>2</sub> O	inne nierozpuszczalne	Ząbkowice Siewierz	+	-	odporne i średnio odporne	M. Kamiński, 1949, s. 80	
	część górna	warstwy karchowickie		dolomit kruszczoński	typowy dolomit kruszczoński jest jednorodny, drobnokrystaliczny, barwy jasnoszarej i żółtoszarej, silnie migocący, gruboławicowy (blokowy), sporadycznie zawiera buły rogowca (chalcedon). może zawierać kwarc, spoiwo na ogół kalcytowe, nieraz żelazisty, w górnej części ogniwa przeważnie wapienno-dolomitowy; w okolicy Krzemendy i Łosnia ząbia się z dolomitem siewierskim, wapienistym, czasem porowatym	35-40 m do 46 m (Siewierz) 11 m (Łosień) 16,4 m (Siewierz) do 40 m (Łosień)	CaCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O	K,NaO	inne nierozpuszczalne	okolice Wojkowic i Żychcic	+/-	-	odporne	S. Doktorowicz-Hrebicki, 1935, s. 65	
warstwy gorazdeckie			wapienie	wapienie szarawe, zbite lub drobnokrystaliczne, często porowate; pory wypełnione białym krystalicznym kalcytem lub ilem marglistym		CaO	CO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO			Kielcza	+	-	odporne	P. Assmann, 1944, s. 59		
warstwy gogolińskie górne			wapienie („szumiaste”)	wapienie czyste, twarde, drobnokrystaliczne, zawierające krzemienie i oolity, często przeławiczone z wapieniem zbitym	22 m	CaO	CO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	H <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	Górażdze	+	-	odporne	P. Assmann, 1944, s. 47		
warstwy gogolińskie dolne			wapień falisty III (podstawowy)	w części górnej — wapienie zbity, jasnoszary, na przemian z wapieniem cienkopłytkowym, nieraz marglistym w części dolnej — wapienie cienkopłytkowe (5-10 cm) zbity, marglisty, przegrodzony żółtymi marglami łupkowatymi; podrzędnie wapienie krystaliczne	10-15 m	CaO	CO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	FeO	MnO	ZnO	Bańgów	-	+/-	mało i średnio odporne	P. Assmann, 1944, s. 32	
warstwy gogolińskie dolne			wapień falisty II	wapienie zbite jasnoszare, cienkopłytkowe o powierzchni uławicenia pogiętej		brak danych							-	+/-	średnio odporne	P. Assmann, 1944, s. 32				
warstwy gogolińskie dolne			wapień zlepiony	na przemian leżące cienkie warstwy (10-15 cm) a) wapienia krystalicznego, drobnopłytkowego zawierającego otoczki wapienia zbitego b) wapieni zbitych, falistych, marglistych c) łupków ilastych, ilasto-marglistych lub ilasto-dolomitowych, cienkopłytkowych	około 15 m	CaCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	inne nierozpuszczalne									
warstwy gogolińskie dolne			wapień komórkowy	wapienie zbite, margliste, cienkopłytkowe, barwy jasnożółtej lub brunatnopomarańczowej, rzadziej wapienie krystaliczne, drobnopłytkowe, nieco dolomitowe, często przeobrażone „komórkowo”	1,0 - 1,5 m	CaCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>										
warstwy gogolińskie dolne			wapień falisty I	wapień jednolity, zbity, jasnoszary o powierzchni warstw pogiętej, nieco marglisty, z kilkoma warstwami (po 10-15 cm) wapienia zbitego	3,0-3,5 m	CaO	CO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	K,NaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Chorzów Koszulew	+	-	odporne	S. Doktorowicz-Hrebicki, 1935, s. 146 P. Assmann, 1944, s. 19 M. Kamiński, 1949, s. 73
warstwy gogolińskie dolne			wapień z Pecten i Dadocrinus	od góry ku dołowi leżą warstwy: a) wapienia zbitego, falistego, marglistego i trochitowego, barwy różowej, tworzącego 2 do 3 warstwy o grubości 0,2-0,3 m b) wapienia zbitego, jasnoszarego, nieraz falistego, gruboławicowego, nieregularnie spekanego c) wapienia krystalicznego, drobnopłytkowego, zawierającego ziarna glaukonitu, barwy jasnoróżowej, rzadziej niebieskoszarej z pojedynczymi otoczkami wapienia zbitego d) wapienia zbitego z licznymi wkładkami marglu łupkowatego		SiO <sub>2</sub>	brak danych													
warstwy gogolińskie dolne			wapień jamisty	przeważają wapienie krystaliczne, gruboziarniste, barwy brunatnej do żółtej, gruboławicowe (często zmetasomatyzowane), na powierzchni zwykle komórkowo rozżarte (tekstura gąbczasta), przegrodzone cienkimi warstewkami marglu; wśród wapieni tych występują wkładki: a) wapieni krystalicznych, równoziarnistych, drobnopłytkowych, barwy ochrowożółtej i ciemnoszarej z bułami szarego krzemienia o wymiarach 20-30 cm; wapienie jest silnie poprzecznie spekanym (szerokość szczelin wypełnionych kalcytem 10-20 cm) b) wapienia cienkopłytkowego, zbitego, leżącego na przemian z marglem łupkowatym	8-10 m	CaCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	inne nierozpuszczalne									
warstwy gogolińskie dolne			margle i dolomity	w części górnej — dolomity bardziej gruboławicowe i wapienie grubokrystaliczne, ochrowoszare, przeważają wapienie marglisty, zbity, drobnokrystaliczny w części środkowej — dolomit marglisty, bardziej zbity (ciosowy), cienkopłytkowy, podrzędnie wapienie drobnokrystaliczny w części dolnej — przeważają margle dolomitowe jasnożółte lub popielatoszare, mocno ilaste z przerostami dolomitów marglistych (bardzo twardych) i wapieni szarych, drobnokrystalicznych	25-30 m	brak danych														
warstwy gogolińskie dolne			ity i piaski pstry	na przemian leżące warstwy: a) itów tłustych, plastycznych, barwy czerwono-wisniewej lub szaroniebieskiej, szarzielonej, rzadziej itów mułkowatych lub piaszczystych b) piasków sytych, prawie czysto kwarcowych c) piaskowców kruchych, drobnopłytkowych, gruboziarnistych lub żwirowatych, wapienistych, barwy białej, jasnoszarej, żółtej, pomarańczowej, rzadziej brunatnej W dolnej części ogniwa przeważają utwory piaszczyste w górnej ilaste	20-40 m	brak danych														

—Grodziec—Będzin—Zagórze niecka została przecięta ukośnie uskokiem będzińskim. Od strony południowej niecka bytomska jest ograniczona siodłem głównym, silnie wypiętrzającym utwory karbońskie.

Budowa wielkiej niecki bytomsko—szczakowskiej nie jest jednolita. W poprzek tej niecki bieżą bowiem wyraźne elewacje i depresje o kierunku zbliżonym do południkowego (NNE—SSW). Na wschodzie Rutkowski [114] stwierdził istnienie szerokiej transversalnej elewacji ciągnącej się od Strzemieszyc po Jaworzno, a według Siedleckiego [121] nawet po Libiąż. Od zachodu elewacji tej towarzyszą: równoległa depresja, której oś biegnie wzdłuż linii Piekło—Dąbrowa Górnicza—Dańdówka [32, 35], elewacja pomiędzy Sarnowem, Będzinem a Sosnowcem, oraz depresja ograniczająca od zachodu tę elewację. W obrębie niecki bytomskiej zaznaczają się także drugorzędne antykliny i synkliny o przebiegu SW—NE.

Na północ od siodła Kozłowa Góra—Strzemieszyce—Olkusz rozciąga się monoklina śląsko-krakowska. W jej obrębie utwory triasowe są pochylone ku NE, dzięki czemu w tym kierunku pojawiają się coraz młodsze ogniwa wapienia muszlowego. Upad warstw triasowych w obrębie garbu strzemieszycko-trzebieślawickiego wynosi przeciętnie 3—5° ku NE.

Skały triasowe i karbońskie środkowej części proggu środkowotriasowego i jego południowego przedproża są także zaburzone przez uskoki ciągnące się z NW na SE (uskok będziński), WNW—ESE i W—E. Wzdłuż tych uskoków obszar Wyżyny Śląskiej opada schodami tektonicznymi ku południowi.

Od północy ku południowi są to:

1) wielkie skrzydło wiszące, odpowiadające pod względem morfologicznym progowi środkowotriasowemu, obcięte na południu uskokiem będzińskim;

2) zapadlisko, które powstało przez pogłębienie niecki bytomsko—szczakowskiej;

3) zrąb katowicki;

4) rów Kłodnicy, wyścielony osadami miocenijskimi;

5) wydłużone pasmo zrębów orzesko-mikołowskie, obcięte uskokiem orzeskim i książęcym;

6) zrębowa wzgórzka libiąskie, imielińskie i lędzińskie.

Obecność licznych wydłużonych garbów zrębowych została także stwierdzona w zapadlisku podkarpackim pod pokrywą osadów miocenijskich [26, 74, 85, 97].

Określenie wieku poszczególnych elementów tektonicznych Wyżyny Śląskiej nastrocza wiele trudności, ponieważ tektonika pokrywy triasowej w dużej mierze jest odbiciem tektoniki starszego, paleo-

zoicznego podłoża. Według powszechnie panujących poglądów [25, 33, 83, 94, 95, 113, 124, 127 i in.] w sfałdowaniach pokrywy triasowej odzwierciedlają się stare linie hercyńskie o kierunkach:

1) WNW czyli sudecko-dobruckim według terminologii Nowaka, a kieleckim według Siemiradzkiego i innych autorów [m. in. 83]; jest to kierunek podłużnych siodła i niecek;

2) NNE — z tym kierunkiem jest zgodny przebieg elewacji i depresji transwersalnych.

Sujkowski [131] dochodzi do wniosku, że niecki i siodła o przebiegu WNW—ESE oraz krzyżujące się z nimi elewacje i depresje poprzeczne są wieku co najmniej pojurańskiego, a Nowak [94] przypuszcza, że powstały one w czasie ruchów laramijskich.

Starsze niż tektonika uskokowa, w następstwie której pokrywa triasowa rozpadła się na zręby tektoniczne i rowy zapadliskowe, jest także monoklinalne pochylenie tej pokrywy ku NE. Upad warstw triasowych w tym kierunku należy wiązać z młodokimeryjskimi ruchami tektonicznymi [38]. Uskoki są wynikiem ruchów tektonicznych zaznaczających się w miocenie [1, 85, 97, 140]. Te młode, trzeciorzędowe rysy tektoniczne Wyżyny Śląskiej nie nawiązują do starej, waryscyjskiej tektoniki. Przeważają tu spękania uskokowe o kierunku NW i równoleżnikowym — karpackim — oraz krzyżujące się z nimi uskoki o przebiegu NE—SW i ENE—WSW.

Skały triasowe są również pocięte siecią spękań ciosowych, których zasadnicze kierunki są zgodne z kierunkami uskoków. Dla zbadanej części Wyżyny Śląskiej typowe są spękania ciosowe skał triasowych o przebiegu NW—SE ( $45^\circ$ ) oraz prostopadłe do nich spękania o przebiegu NE—SW ( $140^\circ$ )\*. Spękania o przebiegu ENE—WSW ( $160^\circ$ ) i południkowym są słabiej wykształcone.

Zgodnie z poglądem Nowaka można zatem przyjąć, że skały triasowe pocięte są spękaniami należącymi do dwóch systemów:

1) starszego — nawiązującego do kierunku hercyńskiego (NW—SE), odmłodzonego w miocenie,

2) młodszego — miocénskiego o kierunkach karpackich (NE—SW i E—W).

Janczewski [54] na podstawie bogatego materiału obserwacyjnego zebranego w licznych kopalniach w okolicy Bytomia i Katowic dowodzi, że drobne uskoki i spękania o kierunku  $N50^\circ E$  (czyli  $140^\circ$

---

\* Podobne spękania stwierdził Znosko [150] w skałach jurajskich okolic Będowa i Niegowonic koło Olkusza ( $45^\circ$ ,  $50^\circ$ ,  $150^\circ$  i in.). Dzułyński [38] w południowej części Wyżyny Krakowskiej ( $30^\circ$ — $40^\circ$ ,  $120^\circ$ — $130^\circ$ ), a Kapusta [57] w utworach triasowych południowo-wschodniej części Wyżyny Śląskiej ( $45^\circ$ ).

w ujęciu autorki) tworzą się współcześnie pod wpływem wstrząsów sejsmicznych związanych z „ruchami odmładzającymi”.

Na zakończenie tego rozdziału należy stwierdzić, że niszczenie Wyżyny Śląskiej było ściśle uzależnione od budowy geologicznej. Najszybciej postępowało ono w obszarach o budowie antyklinalnej, w których odsłaniały się skały o różnej odporności, łagodnie zapadające ku N i NE. Procesy niszczące atakowały przede wszystkim wychodnie skał o małej odporności, dzięki czemu na wychodniach skał odpornych powstały progi denudacyjne i rozwinęła się rzeźba krawędziowa. Natomiast w skałach mało odpornych zostały wymodelowane obniżenia denudacyjne o charakterze kotlin i obniżeń subsekwentnych.

Próg środkowotriasowy jest zbudowany z wapieni i dolomitów dolnego i środkowego triasu. Skały należące do wyższych ogniw triasu i jury występują w szczątkach na obszarze proggu lub w jego sąsiedztwie, a to wskazuje, że obszar ten był niegdyś pokryty serią nadległych skał o różnej odporności. Brak nadkładu, który został zdarty, świadczy o długotrwałym procesie niszczenia płyty mezozoicznej.

## ROZWÓJ MORFOLOGICZNY PROGU ŚRODKOWOTRIASOWEGO

Przebieg niszczenia płyty mezozoicznej i rozwój proggu środkowotriasowego będą rozpatrywane w poszczególnych okresach geologicznych od czasów przedtortonskich po holocen. Między tymi okresami odbywały się ważne zdarzenia geologiczne, które wpływały na przebieg modelowania badanego obszaru.

## ROZWÓJ RZEŻBY OBSZARU DZISIEJSZEGO PROGU ŚRODKOWOTRIASOWEGO PRZED TORTONEM

Przed tortonem obszar Wyżyny Śląskiej był modelowany w długim okresie lądowym, obejmującym czas od ustąpienia morza w górnej kredzie po transgresję morza w dolnym tortonie. Na obszarze dzisiejszego proggu środkowotriasowego występują tylko szczątki rzeźby przedtortonskiej, głównie starotrzeciorzędowej.

### Starotrzeciorzędowa powierzchnia degradacyjna

Najstarsze formy na zbadanym obszarze uchowały się na garbie strzemieszycko-trzebiesławickim i na płaskowyżu twardowickim. Są to szczątki powierzchni degradacyjnej (odpowiadającej poziomowi I wyróżnionemu przez Lewińskiego), zachowane jako spłaszczenia w obrębie szerokich garbów wododzielnych.

Rozmieszczenie fragmentów poziomu I. W obrębie garbu strzemieszycko-trzebiesławickiego nieliczne spłaszczenia występują na południe od Sikorki na węźle wododzielnym łączącym ramiona rozrogu, w wysokości 360—375 m n.p.m. Największa ich szerokość wynosi 350 m. W południowej części płaskowyżu twardowickiego wyraźne spłaszczenia uchowały się w okolicy Rogoźnika, Strzyżowic, Kolonii Belna i Brzękowic na wysokości 390 m n.p.m. We wschodniej części płaskowyżu spłaszczenia występują na wysokości 370 m. n.p.m. w Gołąszy Górnej i Nowej Wsi. W podobnej wysokości znajdują się wierzchołki odosobnionych wzniesień w okolicach: Łośnia (384, 373, 365 m), Wygielzowa (362 m), Skrzynówka (370,1 m), Rogoźnika (375, 376,6 m), Siemoni (371, 379 m) i Łubianek (379, 397,7 m). Kopiaste wierzchołki do 397,7 m w Łubiankach wznoszą się ponad wyrównanymi garbami i przechodzą łagodnie długimi stokami o nachyleniu  $2^\circ$  w spłaszczenia o wysokości 365—370 m. Wzniesienia kopiaste i kopulaste okolic Ząbkowic Będzińskich są oddzielone od garbów i spłaszczeń przełęczami głębokimi na 30 m. Do podobnej wysokości sięgają wierzchołki odosobnionych ostańców denudacyjnych w Trzebyczce (około 375 m, kajper górny), Wysokiej (około 395 m, jura), Rokitnie Szlacheckim (385 m) i nad Chechłem (402 m), położonych na przedpolu progu jurajskiego. Natomiast spłaszczenia na szerokich zaokrąglonych garbach międzydolinnych uległy zniszczeniu. W obrębie północnej części garbu strzemieszycko-trzebiesławickiego sięgają one do wysokości 355—370 m, a w jego części południowej — do wysokości 340—365 m.

Przypuszczać należy, że spłaszczenia, garby i kulminacje tej wysokości stanowią resztki rozległej powierzchni zachowanej dziś na wysokości 370—400 m n.p.m., a 105—135 m nad poziomem dzisiejszego dna doliny Czarnej Przemszy. Powierzchnia ta odpowiada paleogeńskiej powierzchni zrównania, której resztki uchowały się na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej [36, 145] i Miechowskiej [46].

Stan zachowania. Dzisiejszy stan zachowania poziomu I świadczy o daleko posuniętym zniszczeniu. Jest ono wynikiem działalności: a) czynników tektonicznych, które w neogenie rozbiły jego ciągłość, b) bardzo żywych trzeciorzędowych procesów wietrzenia chemicznego oraz c) rozczłonkowania przez doliny rzeczne i śródprogowe kotliny inwersyjne, dzięki czemu powierzchnia ta została rozbita na płyty i szerokie garby, obniżone i przemodelowane w czwartorzędzie przez egzarycyjną działalność lądolodów, erozję wód płynących i procesy denudacyjne, szczególnie peryglacjalne.

Powierzchnia, której fragmenty uchowały się w obrębie progu środkowotriasowego, nie jest więc powierzchnią pierwotną, niemniej jednak nawiązuje ona do przebiegu powierzchni starotrzeciorzędowej.

Dowody na degradacyjny charakter poziomu I. Była to powierzchnia degradacyjna. Świadczą o tym fakty:

1. W obrębie płaskowyżu twardowickiego i garbu strzemieszyko-trzebiesławickiego powierzchnią tą są ścięte skały należące do różnych ogniw stratygraficznych dolnego i środkowego triasu, w obrębie odosobnionych wzniesień w Trzebyczce — utwory kajpru górnego, w Wysokiej i Rokitnie Szlacheckim — wapieenie płytowe i margle oksfordu, a w Chechle — wapieenie płytowe i skaliste malmu. Na podstawie analizy nieprzewyższonych podłużnych i poprzecznych przekrojów geologicznych przez próg środkowotriasowy można wnosić, że pierwotnie powierzchnia degradacyjna ścinała nie tylko utwory wapienia muszłowego, kajpru i jury, ale również łupki namuru oraz, przypuszczalnie, zlepieńce serii myślachowickiej, ily, piaskowce pstre i wapieenie pstrego piaskowca. Utwory paleozoiczne były bowiem wypiętrzone w „guzach” tektonicznych. Wierzchołek „guza” powstałego na skrzyżowaniu podłużnej antykliny Kozłowej Góry z poprzecznym wypiętrzeniem Będzin—Sosnowiec sięgałyby nad kotliną dąbrowską prawdopodobnie do wysokości około 600 m. Natomiast nad kotliną Józefki kopulaste nabrzmienie wznosiłoby się przypuszczalnie do wysokości około 500 m. Po ścięciu wierzchołków „guzów” i zdarcia pokrywy mezozoicznej w poziomie dzisiejszym 400 m w wewnętrznej ich części odsłoniły się skały karbońskie i permskie.

Na podstawie tych danych można przyjąć, że poziomem I były ścięte skały różnej odporności i wieku.

2. Powierzchnią tą zostały również ścięte różne elementy tektoniczne, a mianowicie: podłużne siodło Kozłowa Góra—Olkusz, poprzeczna depresja Dąbrowy Górniczej, poprzeczne wypiętrzenie na linii Sosnowiec—Będzin i depresja ograniczająca od zachodu tę elewację oraz drugorzędne synkliny i antykliny o przebiegu SW—NE.

3. Pochylenie powierzchni degradacyjnej nie jest zgodne z upadkiem budujących ją skał. Utwory triasowe zapadają w kierunku N i NE pod osady kajpru i jury. Natomiast powierzchnia proggu obniża się w kierunku zachodnim, gdzie w okolicy Pyskowic zanurza się pod osady morza miocenińskiego. Powierzchnia degradacyjna opada również schodami tektonicznymi ku południowi pod utwory morskiego miocenu.

Wiek poziomu I. Powierzchnia degradacyjna stwierdzona w obrębie proggu środkowotriasowego na wysokości 370—400 m n.p.m. jest więc starsza zarówno od uskoków miocenińskich, które doprowadziły do powstania w jej obrębie stopni tektonicznych i zapadlisk, jak i zalewu morza dolno- i środkowotortońskiego, które wkroczyło w obniżenia tej powierzchni. Powierzchnia degradacyjna jest także starsza od sieci do-

lin, które rozczłonkowały ją w okresie przedtortońskim. Na podstawie tych danych można przyjąć, że poziom I jest wieku przedtortońskiego.

Dolna granica wieku tego poziomu jest trudna do ustalenia, ponieważ na Wyżynie Śląskiej nie znamy zasięgu transgresji morza kredowego. Na obszarze środkowej części Wyżyny Śląskiej nie zachowały się bowiem żadne ślady zalewu tego morza\*. Assmann [9] wyraził pogląd, że na tym obszarze ląd przetrwał całą kredę środkową i górną. Natomiast Biernat [13] dowodzi, że w poziomie *Scaphites Geinitzi* (górną turon) zasięg morza rozszerzył się tak, że pokryło ono obszar całej Wyżyny Śląskiej, nie zalany dotychczas przez morze kredowe. Morze regionu opolskiego łączyło się z morzem okolic Krakowa poprzez archipelag wysp i płycizn podwodnych [112, 127, 130, 131]. Wyżyna Śląska została wynurzona prawdopodobnie już w górnym senonie [124] w związku z laramijską fazą orogeniczną.

Dane te wskazują, że powierzchnia degradacyjna tworzyła się w okresie obejmującym górną kredę (kampan, mastrycht), cały dolny trzeciorzęd i dolny miocen i, przypuszczalnie, stanowi część rozległej paleogeńskiej powierzchni zrównania, której resztki uchowały się w pasie starych gór i wyżyn.

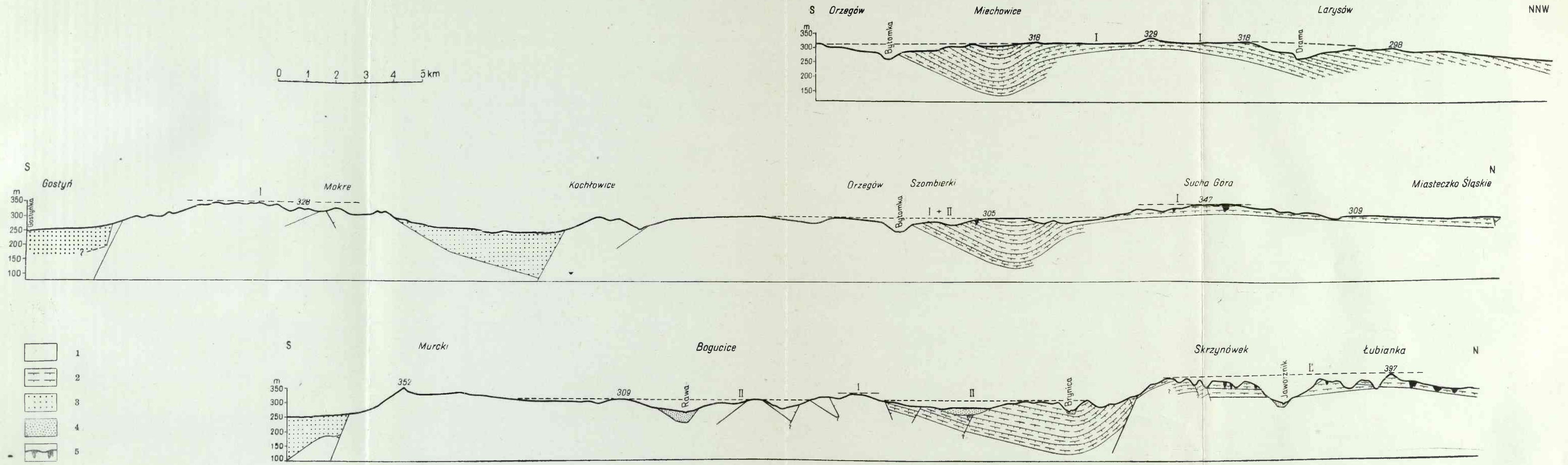
Stosunek powierzchni progu środkowotriasowego do powierzchni przedproża. Przy rozpatrywaniu zagadnienia zasięgu przedtortońskiej powierzchni degradacyjnej powstaje pytanie: jaki jest stosunek powierzchni progu środkowotriasowego do powierzchni przedproża, czyli płaskowyżu bytomsko-katowickiego?

Według poglądów Lewińskiego [83] i Szaflarskiego [136] na Wyżynie Śląskiej fragmenty przedtortońskiej powierzchni degradacyjnej występują tylko w obrębie garbu strzemieszyczo-trzebieszawickiego i płaskowyżu twardowickiego na wysokości 370—397 m n.p.m. Natomiast na pozostałym obszarze Wyżyny Śląskiej, a więc na płaskowyżu tarnowickim i płaskowyżu bytomsko-katowickim istnienie resztek tej powierzchni Szaflarski stawia pod znakiem zapytania [136, s. 82], a spłaszczenia zaznaczające się tu na wysokości 290 — około 312 m n.p.m. wiąże w jedną powierzchnię zrównania odpowiadającą poziomowi II wyróżnionemu przez Lewińskiego. W ujęciu tych badaczy zarówno garb strzemieszyczo-trzebieszawicki jak i płaskowyż twardowicki, na których ocalały przed zniszczeniem szczątki poziomu I, należałoby zatem uznać za

---

\* Skąły kredowe znane są tylko na obszarach otaczających zbadaną część progu, a mianowicie: na Górze Anny koło Leśnicy, w szczelinach dyslokacyjnych na górze-świadku w Blesznie koło Częstochowy [112], na stoku progu jurajskiego koło Blanowic pod Zawierciem oraz w obniżeniu powierzchni skał jurajskich koło Lgoty Wolbromskiej [29].





Ryc. 3. Stosunek powierzchni progu środkowotriasowego do powierzchni przedproża

I — starotrzeciorzędowa powierzchnia degradacyjna; II — sarmacko-plioceńska powierzchnia degradacyjna; 1 — karbon; 2 — trias; 3 — morskie utwory miocenu; 4 — utwory czwartorzędowe; 5 — utwory wypełniające leje krasowe

ostańce denudacyjne wznoszące się nad wyraźną niższą, młodotrzeciorzędową powierzchnią.

Tymczasem wyniki badań geomorfologicznych przeprowadzonych na obszarze Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego, poparte analizą budowy geologicznej tego obszaru, wykazały, że próg środkowotriasowy i jego przedproże powstały w wyniku rozbicia przez czynniki tektoniczne jednej powierzchni — tj. przedtortońskiej powierzchni degradacyjnej.

Przemawiają za tym następujące fakty:

1. Powierzchnia progu, zgodnie z obserwacjami Lewińskiego, obniża się w kierunku zachodnim. W obrębie garbu strzemieszycko-trzebiesławickiego i płaskowyżu twardowickiego fragmenty tej powierzchni uchowały się na wysokości 370—397,7 m n.p.m., a w obrębie płaskowyżu tarnowickiego na wysokości około 355 m n.p.m. (Radzionków), 350 m (Kozłowa Góra), 347 m (Nakło), 340 m (okolice Suchej Góry), 327 m (Tarnowice Stare), około 325 m (Repty Stare), 329 m (Stolarzowice) i 318 m (Ptakowice). Niewielkie spłaszczenia występują tutaj na szerokich garbach, które wznoszą się ponad powierzchnią osadów morza miocenkiego (około 250 m n.p.m.).

2. Również wysokość progu pochodzenia tektonicznego, ograniczającego od południa płaskowyże, zmniejsza się w kierunku zachodnim. I tak w Grodźcu jego wysokość względna nad powierzchnię przedproża wynosi 90 m (Góra Doroty 382 m, Przełajka 292 m), w okolicy zaś Szarleja obniża się do około 30 m. Próg ten zanika w okolicy Stolarzowic, a powierzchnie progu środkowotriasowego i przedproża łączą się w jedną powierzchnię, która w kierunku zachodnim zanurza się pod osady morskie dolnego i środkowego tertonu. Stosunek powierzchni degradacyjnej progu środkowotriasowego do powierzchni przedproża jest widoczny na ryc. 3.

3. Budowa geologiczna progu środkowotriasowego jest podobna do budowy geologicznej przedproża. Uskok będziński przeciął ukośnie nieckę bytomską, w wyniku czego uległa ona rozdzieleniu na dwie duże jednostki: skrzydło wiszące (próg środkowotriasowy) i skrzydło zrzucone (płaskowyż bytomsko-katowicki).

4. O dawnej ciągłości i równym wieku przedtortońskiej powierzchni degradacyjnej na obszarze progu i przedproża może także świadczyć rozmieszczenie żwirów kwarcowych i kwarcytowych oraz piasków liasowych. Na powierzchni progu znajdowali je Michael [89], Assmann [10], Doktorowicz-Hrebnicki [34], Piwowar i Ciuk [99] zawsze w stropie żelazistych ilów wypełniających duże leje krasowe okolicy Mierzęcic, Najdziszowa i Suchej Góry. Podobne jest położenie białych żwirów kwarcytowych i kwarcowych na płaskowyżu bytomsko-katowickim w okolicy

Chorzowa i Bytomia [88]. Z tego zgodnego położenia piasków i żwirów można wysnuć wniosek, że zostały one osadzone w lejach krasowych rozwiniętych w obrębie jednej powierzchni. Ciągłość tej powierzchni rozbiły młodotrzeciorzędowe uskoki, dlatego żwiry występują w lejach krasowych zarówno w obrębie progów, jak i przedproża. Występowanie żwirów w stropie żelazistych ilów wypełniających leje krasowe przedproża wskazuje również, że przedproże było raczej słabo degradowane w okresie neogeńskim, dzięki czemu istniały tu dobre warunki dla uchwiania się fragmentów przedtortońskiej powierzchni degradacyjnej. Gdyby przedproże było silnie niszczone, wówczas powierzchnia ta uległaby zniszczeniu, a stropowe osady wypełniające zagłębienia krasowe — nie uchowalyby się.

5. Szczątki osadów tortońskich pokrywające stoki wzniesień o spłaszczonej wierzchołkach w okolicy Mikulczyc (300 m), Chebzia (310 m), Nowego Bytomia (319 m), Kochłowic (około 305 m), Radoszowego (około 310 m), Lipin i Chorzowa dowodzą, że w obrębie przedproża uchowaly się wzniesienia założone przed tortonem. Osady tortońskie występują tu na wysokości 260—300 m. Natomiast spłaszczone wierzchołki wzniesień sięgają wyżej, bo do wysokości około 320 m.

6. Za starszym założeniem niektórych wzniesień przedproża przemawiają także uskoki tortońskie obcinające wzniesienia okolicy Kochłowic, Jaśkowic, Brady, Łazisk Dolnych, Mikołowa, Murcek i Wesołej. Także na południe od uskoku książęcego, ograniczającego płaskowyż bytomsko-katowicki, występują wzniesienia obcięte uskokami (Łędziny, Chełm, Chełmek, Imielin) i podcięte przez abrazję morza tortońskiego [140 i in.].

7. W południowej części płaskowyżu bytomsko-katowickiego i w obrębie wzniesienia zrębowego Łędzin występują stare doliny (rynni: mikulczycka, pra-Bytomki, pra-Mlecznej, hołdunowska, Szklarni, pra-Przemszy) wyścielone morskimi osadami miocenu. Doliny te sięgają w głąb przedproża i, prawdopodobnie, mają przedłużenie także w obrębie progów. Miocenne zrzuły zaburzyły przebieg tych dolin, co wskazuje, że doliny te są starsze od sieci uskoków. A więc doliny były już wcięte w przedtortońską powierzchnię degradacyjną, zanim powstały progi i rowy tektoniczne (ryc. 5).

Wymienione fakty przemawiają za tym, że zarówno powierzchnia degradacyjna stwierdzona w obrębie progów, jak i powierzchnia, której fragmenty uchowaly się na przedprożu, stanowiły jedną całość. Ciągłość tej powierzchni rozbiły uskoki tortońskie, które doprowadziły do powstania progów tektonicznych, rowów i zrębów.

Zagadnienie poligenezy i policykliczności starotrzeciorzędowej powierzchni degradacyjnej. W starotrzeciorzędową powierzchnię degradacyjną są wkomponowane

fragmenty jeszcze starszych powierzchni ścicia. Przed paleogenem obszar dzisiejszego progu środkowotriasowego był bowiem intensywnie niszczonej od regresji morza w środkowym triasie do transgresji morza kredowego.

Na obszarze przedproża w obręb tej powierzchni wchodzi:

— Fragmenty permskiej powierzchni zrównania, ekshumowanej spod pokrywy osadów mezozoicznych i ściętej paleogeńską powierzchnią degradacyjną.

— Fragmenty górnotriasowej, silnie skrasowiałej powierzchni zrównania [23, 24, 34, 150]; u schyłku liasu i z początkiem doggeru oraz w młodszym trzeciorzędzie powierzchnia ta została tektonicznie obniżona w kierunku północnym, a wypiętrzona na południu, gdzie uległa zniszczeniu. W obniżeniu Małejpanwi jest to powierzchnia kopalna, odłanianą w licznych szybkach spod pokrywy osadów retyko-liasowych. Rozwój górnotriasowej powierzchni degradacyjnej został przerwany w aalenie i bajosie przez transgresję morza jurajskiego, które panowało do orogenezy młodokimeryjskiej\*.

— Fragmenty dolnokredowej powierzchni degradacyjnej [8, 9, 13]. Na podstawie analogii do terenów sąsiednich: okolicy Częstochowy i Wolbromia [130, 131], gdzie pod pokrywą osadów środkowokredowych zachowały się szczątki powierzchni dolnokredowej wykazującej znaczne deniwelacje, można przypuszczać, że w tym okresie rzeźba Wyżyny Śląskiej była również urozmaicona. Zachowaniu się tych form nie sprzyjała jednak mniejsza odporność skał triasowych niż jurajskich.

Po krótkotrwałej transgresji morza, obejmującej okres od górnego turonu do górnego senonu [13], obszar progu stał się ponownie lądem. Samsonowicz [116] podaje za Stahlem [127] że „Cały obszar Śląska w epokach kampanu i mastrychtu był lądem. Pod koniec okresu kredowego ląd na Górnym Śląsku był wyniesiony wysoko (do 2000 m) i pochylony ku południowi w kierunku zapadliska podkarpackiego” [116, s. 125]. Przeciwno pogładowi Stahla przemawiają zachowane fragmenty zrównania

---

\* Na Wyżynie Śląskiej dokładny zasięg morza jurajskiego nie jest znany. Makowski, Michael, Książkiewicz [73] i Samsonowicz [116] uważają, że morze jurajskie nie zalało Wyżyny Śląskiej. Prawdopodobnie jednak utwory te pierwotnie miały większe rozprzestrzenienie [105, 127], a obszar dzisiejszego progu środkowotriasowego był przynajmniej częściowo pokryty osadami wieku jurajskiego. Assmann wyraził przypuszczenie, że morze doggerskie sięgało aż po Górę Anny. Ostatnio dr S. Bukowy z Górnośląskiej Stacji Terenowej Instytutu Geologicznego w Sosnowcu stwierdził występowanie osadów jury białej w nieczynnym kamieniołomie w Suchej Górze (wiadomość ustna), a to wskazuje, że cała środkowa część obszaru dzisiejszego progu środkowotriasowego była objęta zalewem morza malmu.

paleogeńskiego, co wskazuje na istnienie na obszarze Wyżyny Śląskiej raczej małych deniwelacji i, przypuszczalnie, niewielkiego wzniesienia tego terenu nad poziom ówczesnego morza.

W górnej kredzie i starszym trzeciorzędzie Wyżyna Śląska, podniesiona w stosunku do niecki opolskiej na zachodzie i basenu Tetydy na południu, była intensywnie niszczona. Wynikiem tego niszczenia było całkowite zderzenie morskich osadów kredowych i jurajskich, a częściowe rozmycie utworów retyko-liasowych w obszarach o budowie antyklinalnej. To doprowadziło do częściowego odpreparowania fragmentów zrównań starszych (permskiego, górnotriasowego i dolnokredowego). Fragmenty tych wypiętrzonych i ekshumowanych starych powierzchni zostały włączone wskutek intersekcji w obręb jednej rozległej starotrzeciorzędowej powierzchni degradacyjnej.

Na Wyżynie Śląskiej powierzchnia ta jest zatem powierzchnią policykliczną i poligeniczną. Powstała ona w wyniku współdziałania różnych procesów morfogenetycznych: abrazji transgredującego morza jurajskiego i kredowego, procesów denudacyjnych i erozji rzecznej (allochtoniczne osady retyko-liasu). Głębokie chemiczne zwietrzenie utworów karbońskich, stwierdzone w zapadlisku podkarpackim pod pokrywą morskich utworów miocenijskich, oraz liczne formy krasowe występujące w obrębie paleogeńskiej powierzchni degradacyjnej wskazują, że to niszczenie i obniżanie powierzchni Wyżyny Śląskiej w górnej kredzie i w dolnym trzeciorzędzie było wynikiem przede wszystkim intensywnych procesów wietrzenia chemicznego. To wietrzenie na obszarze zbudowanym ze skał krasowiejących doprowadziło do powstania głębokich mis i lejów krasowych oraz ilastej zwietrzliny wapieni i dolomitów.

### Formy krasowe

Na obszarze progu środkowotriasowego (Tarnowskie Góry, Sucha Góra, Nakło, Rogoźnik, Siemonia, Najdziszów, Mierzęcice, Toporowice, Góra Kijowa, Strzemieszyce, Ząbkowice Będzińskie), przedproża (okolice Bytomia) i zaproża (Miasteczko Śląskie, Mierzęcice) występują liczne formy krasowe całkowicie wypełnione różnobarwnymi ilami, rzadziej piaskami i żwirami (ryc. 4).

Kształty i wymiary zagrzebanych form krasowych. Ze względu na kształt i wymiary można wyróżnić:

1. Misy i wanny o zarysie nieregularnym, często „zatokowym”, dnie nierównym, w obrębie którego występują pionowe lub pochyłe (do 76°) kanały i szczeliny poszerzone przez wody krążące. Ściany mis są strome (30—50°, a nawet powyżej 50°). Głębokość ich wynosi 5—30 m. Szerokość



kość jest różna, ponieważ wanny na ogół łączą się ze sobą i tworzą zespoły zagłębień ciągnących się w kierunku południkowym (Sucha Góra, Piekary Rudne, na wschód od Tarnowskich Gór, Nakło), rzadziej równoleżnikowym (Radzionków). Prawdopodobnie są to fragmenty zagrzebanych ślepych dolin krasowych lub uwali. Przebieg ich może nawiązywać do przebiegu szczelin, w okolicy Tarnowskich Gór równoległych do uskoków o przebiegu NNE — SSW i N — S. Misy i wanny wykształcone są wśród skał należących do różnych ogniw stratygraficznych triasu.

2. Leje o zarysie okrągłym, otwarte ku górze, zwężające się ku dołowi i przedłużające się w głąb jednym kanałem lub siecią rozgałęzionych szczelin pionowych, poziomych i skośnych, przecinających się pod różnymi kątami. Fakty te mogą wskazywać, że leje powstawały przede wszystkim wskutek rozmywania skały pociętej gęstą siecią szczelin. Ściany lejów są strome (30—50°). Wygląd ścian leja uzależniony jest od charakteru skały, w obrębie której powstało zagłębienie. W gruboławicowych wapieniach i dolomitach ściany lejów są gładkie, natomiast w wapieniach na przemian cienko- i gruboławicowych ściany lejów są schodkowe, poźłobione głębokimi bruzdami, które utworzyły się w obrębie wapieni cienkoławicowych. Rozmiary lejów są różne. Duże leje okolicy Rogoźnika i Suchej Góry mają do 50 m średnicy. Głębokość ich przekracza 10 m. Średnica małych lejów (serbskie „jamy”) wynosi zazwyczaj 1—2 m, a widoczna ich głębokość dochodzi do 5 m. Na powierzchni terenu duże obniżenia krasowe wypełnione ilastymi utworami zaznaczają się w postaci misowatych zakłębnień.

3. Pionowe kanały o ścianach równoległych, pionowych lub pochylonych (do 76°), przekroju owalnym. Szerokość kanałów wynosi przeciętnie około 0,5 m, rzadziej 1—1,5 m. W jednolitych wapieniach ściany ich są gładkie, natomiast w wapieniach przewarstwionych margłami występują zaokrąglone żebra i wnęki. W Strzemieszycach, Radzionkowie, na Górze Kijowej, w Warężynie i innych miejscach kanały powstały przez rozmycie szczelin; często kończą się ślepo wąską szczeliną. Najczęściej obserwowano występowanie ich w wapieniu jamistym, w utworach dolnego wapienia muszlowego i wapienia falistego I.

4. Szczeliny ciosowe i międzyławicowe poszerzone przez krążące wody podziemne i wsiąkające wody powierzchniowe. Duże szczeliny pionowe przecinają skały różnych poziomów. Wzdłuż poziomych szczelin międzyławicowych zostały wymyte (na głębokości 5—10 m od powierzchni terenu) poziome korytarze o ścianach wygładzonych, pokrytych półkolistymi zagłębieniami eworsyjnymi i wnękami oddzielonymi od siebie zaokrąglonymi żebrami. Obserwowana wysokość tych form wynosiła 1,5 m, a największa długość 5 m. Korytarze rozwinęły się głów-

nie w cienkoławicowych wapieniach jamistych, naprzemianległych z łupkowatym marglem. Wzdłuż pionowych i skośnych szczelin (np. na Górze Kijowej) powstały kanaliki embrionalne o kształcie workowatym, długości do 0,5 m, szerokości około 0,25 m. Na ich sklepieniach są wyżłobione zagłębienia eworsyjne. Szczeliny przeobrażone przez wodę świadczą o ich całkowitym wypełnieniu wodą płynącą pod ciśnieniem hydrostatycznym (strefa saturacji).

Charakterystyka skał krasowiejących. Z przeglądu zagrzebanych form krasowych wynika, że kształt i mikrorzeźba małych form jest uwarunkowana charakterem skał triasowych, w obrębie których powstały. Wykształcenie dużych form nie wykazuje tak ścisłego związku z podłożem, ponieważ przecinają one skały różnych stratygraficznych poziomów triasu. Na obszarze dzisiejszego progu środkowotriasowego formy krasowe są wykształcone głównie w gruboławicowych dolomitach kruszczośnych i wapieniach warstw gogolińskich dolnych oraz retu, podścielonych przez nieprzepuszczalne pstre ily pstręgo piaskowca; na obszarze zaś płaskowyżu bytomsko-katowickiego — w dolomitach diploporowych i dolomitach kruszczośnych, które leżą nad warstwami gogolińskimi górnymi a pod dolomitami marglistymi warstw z Tarnowic.

Spośród wymienionych utworów wapienie i dolomity drobnokrystaliczne i zbite, rzadziej grubokrystaliczne lub ziemiste, tworzące mniej lub bardziej grube ławice, są szczególnie podatne na rozwój procesów krasowych. Skały te są silnie pocięte szczelinami, których szerokość w wapieniu jamistym na Górze Kijowej wynosi 10—20 cm, w utworach dolnego wapienia muszlowego w Ujejscu 2—3 cm; a w dolomicie kruszczośnym w Ząbkowicach Będzińskich do 20 cm. Dolomit kruszczośny i bardziej zbite odmiany dolomitów retu mają cios blokowy. Wapienie jamiste retu, wapienie komórkowe dolnych warstw gogolińskich, następnie wapienie karchowickie i dolomity diploporowe często są porowate. Pory w wapieniu jamistym mają zarys regularnych wieloboków, a wielkość ich dochodzi do kilku centymetrów.

Pod względem chemicznym wymienione wapienie i dolomity nie są dość czyste, gdyż ilość zawartych w nich domieszek wynosi przeciętnie około 10% (tab. 2). Zawartość  $\text{CaCO}_3$  jest zmienna i wynosi: w wapieniu jamistym z Góry Kijowej i w Czeladzi 89,36—96,59% [33], w wapieniu z *Pecten* i *Dadocrinus* przeciętnie 88—90%, a w najczystszych jego odmianach do 99%, w wapieniu karchowickim często do 97% [56]. Niektóre wapniste odmiany dolomitów kruszczośnych zawierają poniżej 10%  $\text{MgCO}_3$  i przy zwilżeniu powierzchni skały reagują z  $\text{HCl}$  [33, 126]. Dolomity diploporowe z zasady zawierają dużo  $\text{MgCO}_3$  i nie reagują z  $\text{HCl}$  [56, 122]. Ilość związków żelaza wynosi tu średnio



do 1%. Wojno i Pentlakowa [146] oraz M. Różycki [111] zgodnie podkreślają, że dolomity i wapień jamiste dzięki gęstemu poszczelinieniu i dużej porowatości (do 17,8%) odznaczają się wyjątkową przepuszczalnością, sprzyjając rozwojowi zjawisk krasowych.

Rozwój procesów krasowych utrudniają utwory ilaste i margliste górnych warstw gogolińskich. Skały te są zazwyczaj cienkopłytkowe, o przełamie ziemistym, słabo spojone, kruche, mają drobne i nieregularne pory, są nasiąkliwe i nieprzepuszczalne. W składzie chemicznym tej grupy skał zwraca uwagę obfitość niewęglanowych domieszek. I tak np. wapień zlepieńcowy z Koszelewa zawiera aż 33,23% składników nierozpuszczalnych w HCl [33]. Ze względu na obecność licznych przerostów ilastych szczeliny tych skał wypełnione są substancją ilastą. Toteż nasiąkliwe wapień i margle warstw gogolińskich górnych są utworami wodoszczelnymi, oddzielającymi dwa główne poziomy wód szczelinowych w triasie: górny — wykształcony w dolomitach kruszczonych i diploporowych, dolny — obejmujący wapień i dolomity warstw gogolińskich i retu [33, 77, 84, 107, 108]. Warstwy margliste podpierają więc wody krążące w szczelinach. Wśród wapieni i margli ilastych górnych warstw gogolińskich rozwinęły się tylko pojedyncze wąskie zagłębienia krasowe kształtu wydłużonego, zbliżone do leja.

Osady wypełniające zagrzebane formy krasowe. Zagłębienia i podziemne próżnie są całkowicie wypełnione produktami wietrzenia chemicznego wapieni i dolomitów triasowych i wapieni jurajskich oraz utworami aluwialnymi, pochodzącymi z rozmywania i niszczenia starszych skał (głównie liasowych).

Iły wypełniające małe formy krasowe (kanały) mają przeważnie zabarwienie ciemnobrunatne lub czerwone, są odwapnione i dość plastyczne. Występują tu także iły zielonkawe, tłuste, zbite, odwapnione oraz iły barwy kremowej, pomarańczowej i szarej, niektóre margliste lub mułkowate. Niektóre formy są wypełnione tylko jedną odmianą łu bez śladów warstwowania. W innych wśród łów brunatnych występują smugi lub nieregularne bryły łu różnobarwnego, a warstwowanie jego wskazuje, że materiał osadzany był pod ciśnieniem przez wody krążące podziemnymi próżniami. Domieszkę stanowią drobne, nieregularne bryły mlecznobiałego boksytu (Ujejsce), pojedyncze okruchy krzemieni i kwarcu o średnicy do 1 cm oraz piasek, dzięki któremu łu przybiera charakter gliny. Iły siwe, leżące w niektórych kanałach w pobliżu ścian, zawierają zwykle otoczaki i ostrokrawędziste okruchy wapieni i dolomitów.

Piaski są na ogół drobnoziarniste, barwy jasnożółtej i czerwonej, miejscami zawierające żwiry kwarcytowe [10, 34, 89, 99]. W szczelinach występuje zwykle rumosz okruchów wapieni i dolomitów długo-

ści od kilku centymetrów do 0,5 m i więcej, tkwiący bezładnie w ile szarozółtym lub czerwonym i w substancji żółtej, pylastej.

W dużych lejach krasowych Nowej Wsi, Toporowic [99], Zawady i Najdziszowa (ryc. 4, A) występują pewne prawidłowości w ułożeniu materiału. W głębszych częściach lejów znajdują się zazwyczaj pokłady rud limonitowych, przykryte przez glinki ogniotrwałe i osady piaszczyste, czasem przez żwirki kwarcowe. W bardziej mułkowatych odmianach glinek Doktorowicz-Hrebnicki stwierdził obecność szczątków zwęglonych roślin, niestety nieoznaczalnych. Gers [47] podaje, że w Suchej Górze w jednym z lejów wypełnionych ilem barwy żółtej z domieszką otoczków dolomitowych znaleziono łuskę i zęby ryb z rodziny *Heterodonta* (rezyduum skał jurajskich).

W Najdziszowie, Zawadzie, Górze Siewierskiej, Targoszycach i Mierzęcicach wśród różnobarwnych glinek ogniotrwałych występują nieregularne wkładki białych glinek boksytowych.

Budowa osadów wypełniających duże zagłębienia krasowe jest złożona. W kamieniołomie Suchej Góry (ryc. 4, B) odsłonięte są utwory wypełniające duży lej w dolomicie kruszczośnym:

a. Do nierównej, niemal pionowej ściany leja przylega warstwa łu żółtobrunatnego, tłustego, miejscami nieco piaszczystego, zawierającego okruchy piaskowca różowego z nieoznaczalnymi szczątkami roślin oraz nieregularne okruchy dolomitu.

Następne, koncentrycznie ułożone warstwy tworzą:

b. Glinka odwapniona, w stanie suchym rozcierająca się na mączkę, ze smugami białego mułku, po roztrzceniu pylastego, oraz łu brunatnożółtego, tłustego z okruchami wapieni i dolomitów.

c. Bloki dolomitowe, tkwiące niemal pionowo w mułku ilastym szarobiałym i żółtym. Miejscami w mułkach widoczne są wyraźne lustra tektoniczne, wskazujące na poślizg materiału w pobliżu ścian leja. Dolomit jest słabo zwietrzały, a powierzchnię jego pokrywają świeże szczotki kalcytowe.

d. Iły różnobarwne (szarozielone, żółte, jaskrawoczerwone) występują jako prawie pionowe smugi.

e. Ił zwięzły, barwy pomarańczowej i szarej z domieszką kwarcu, reagujący z HCl, uwarstwiony, pocięty żyłami szarobiałej, kruchej substancji wapiennej i smugami szarozielonego piasku. Siodełkowe wgłębienie warstw wskazuje na powierzchniowe osiadanie materiału.

f. Iły są podścielone piaskiem szarozielonym i białym pylastym. W środkowej części leja obok piasku i łu szaropomarańczowego występuje łu ciemnobrunatny (g), miejscami żelazisty, zawierający karnie (rudy bobowe). Kontakt tego łu żelazistego z piaskami nie był odsłonięty. W górnej części leja wszystkie wymienione utwory są ścięte i przykryte warstwą drobnego rumoszu dolomitowego wymieszanego ze żwirami krystalicznymi (h), piaskiem różnoziarnistym, warstwowanym krzyżowo (i), oraz piaskiem z rumoszem dolomitowym i wapiennym z wkładkami czerwonej gliny (czwartorzęd) (j).

W innych lejach środkową ich część zajmuje piasek pylasty, żelazisty, barwy jaskrawoczerwonej w górnej, a białej w dolnej części leja. Piasek zawiera domieszkę obtoczonych ziarn kwarcu o średnicy 2—3 mm i drobnych buł białego iłu kaolinowego. Według Gersa [47] analiza chemiczna piasku brunatnoczerwonego wykazała obecność  $\text{SiO}_2$  (85,52%), związków żelaza (3,95%) i innych substancji (10,53%). Ił zabarwiony czerwono-brunatnie, nieco żelazisty, występuje w tych lejach bliżej ich ścian. Ułożenie materiału jest również koncentrycznie lejko-wate.

W Dołkach koło Dąbrówki Wielkiej, w zachodniej części przekopu kolei łączącej kopalnię „Andaluzja” i „Jowisz”, odsłonięte są utwory wypełniające zagłębienie krasowe (ryc. 4, C, opis od dna przekopu ku górze):

- a) 0 — 1,5 m Ił jasnoszary, tłusty, zbity, w stropie nieco mułkowaty
- b) 1,5 — 2,3 m Ił łupliwy, barwy szarobrunatnej, odwapniony, zawierający nieliczne okruchy spirytyzowanego drewna; w stropie ił przybiera barwę białą, jest silnie mułkowaty i zawiera liczne drobne odłamki silnie zwiertzałego drewna
- c) 2,3 — 2,72 m Odłamki zwęglonego drewna, długości do 0,5 m, tkwią w py-le węglowym barwy czarnej, który ku górze przechodzi
- d) 2,72 — 3,0 m w ił szarobrunatny ze smugami iłu ciemnoszarego i brunat-nożółtego. W górnej części tej warstwy ił staje się mułko-waty ciemnosmugowany. Powierzchnia iłu jest ścięta i przy-kryta
- e) 3,0 — 5,35 m piaszczysto-żwirowymi utworami morenowymi.

Strzępy iłu zielonożółtego, czasem jaskrawoczerwonego, uchowały się również we wschodniej części przekopu w niewielkich zagłębieniach (f) średnicy kilku centymetrów na powierzchni dolomitów, a pod pokrywą osadów plejstocенskich. Pod iłem dolomit ma barwę jasnożółtą, jest silnie zwiertzały i rozciera się na sypką mączkę.

Podobny szary ił znalazł Doktorowicz-Hrebnicki w 1935 roku na SW od Grodzca. Wiek opisanych iłów i lignitów określił jako miocенski i wyraził przypuszczenie, że utwory te odpowiadają wiekowo tortońskim margłom i piaszczystym wapnistym, występującym na wschód od Bytomia (w odległości 4 km od Dołków), lub też lignitowi (o bliżej nieokreślonym wieku) leżącemu ponad złożami galmanu w kopalni „Teresa”. Natomiast w 1954 r. Doktorowicz-Hrebnicki [29] uznał lignity z Dołków jako równowiekowe z liasowymi węglami blanowickimi występującymi w Lubnym koło Mierzęcic. W związku z tym szczątki drewna poddano dokładnej analizie mikroskopowej, która wykazała, że w iłach z Dołków nie występują gatunki liasowe, ale trzeciorzędowe. W iłach bezpośrednio podścielających lignity L. Stuchlik stwierdził obecność pyłków drzew z rodzaju *Castanaceae*, a M. Rejmanówna jedno z drewnien na podstawie budowy mikroskopowej określiła jako

*Glyptostroboxylon tenerum* \*. W Bytomiu wiek drewna *Glyptostroboxylon* został określony przez M. Środoniową jako dolnotortoński, w Gliwicach Starych zaś podobne drewna zostały stwierdzone przez W. Szaferę w ilach górnortońskich [133]. Na podstawie tych danych można ogólnie określić wiek ilów z lignitem w Dołkach jako tortoński. Dokładniejsze oznaczenie wieku tychże utworów nie jest możliwe, ponieważ nie znamy stosunku tych osadów do morskich utworów wieku dolno- i środkowortońskiego. Spagowe ily szarobrunatne nie zawierają bowiem żadnych otwornic.

Wiek form krasowych oraz wiek i geneza zachowanych w nich utworów. Formy krasowe i wypełniające je osady były przedmiotem badań licznych autorów [5, 10, 13, 16, 23, 24, 30, 33, 34, 43, 49, 88, 89, 90, 98, 99, 103, 109, 136]. Niestety poglądy na wiek zagłębień krasowych oraz na wiek i genezę utworów w nich zachowanych nie są dotychczas uzgodnione. Osady ilaste uważano zwykle za produkty wietrzenia chemicznego wapieni i dolomitów triasowych i przypisywano im wiek młodotrzeciorzędowy i paleogeński [63]. Assmann i Jüttner [5] ily i piaski wypełniające zagłębienia krasowe uważają za górnioceńskie utwory pochodzenia słdkowodnego. Tymczasem Bohdanowicz [16], Piwowar i Ciuk [99] przyjmują, że kotły krasowe są wieku przedliasowego, boksyty zaś mierzęciackie są pochodzenia osadowego — diagenetycznego. Także Doktorowicz-Hrebnicki na mapie geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego [29] „iłom różnobarwnym, piaskom, glinkom ogniotrwałym i limonitom pochodzenia krasowego” przypisuje wiek liasowy. Z faktu tego wynikałoby, że na Wyżynie Śląskiej warunki sprzyjające rozwojowi zjawisk krasowych istniały też w górnym triasie i retyku. Na obszarze zatem dzisiejszego progu środkowotriasowego, degradowanym w trzech długich okresach, lądowych, istnieją możliwości znalezienia form i osadów z różnych epok geologicznych\*\*.

Najstarsze formy krasowe (np. leje krasowe w okolicy Mierzęcic) powstały już przed liasem, a więc w górnym triasie i retyku. Świadczą o tym wypełniające je boksyty, glinki ogniotrwałe, piaski kwarcowe oraz żwiry kwarcytowe wieku liasowego. Według Calikowskiego

---

\* Drewno *Glyptostroboxylon* jest często reprezentowane w polskich florach trzeciorzędowych (w Turowie, Dobrzyniu i Sońnicy). Ułamki drewna *Glyptostroboxylon tenerum* znane są także z obszaru między Ostrowcem i Bałtowem nad Kamienną [116, 117, 118 i in.], gdzie wraz z glinkami ogniotrwałymi wieku mioceńskiego wypełniają leje krasowe.

\*\* Obecność krasu kredowego stwierdzili Różycki [112] i Bukowy [19] na sąsiednim obszarze progu jurajskiego.

[23, 24] osady te występują w zagłębieniach krasowych na złożu pierwotnym. Dobry stopień obtoczenia piasków i żwirów wskazuje na długi transport rzeczny [150].

Część osadów liasowych znajduje się w lejach krasowych na wtórnym złożu (np. bloki piaskowcowe z sieczką roślinną i smugi różnobarwnych gliniek ogniotrwałych w Suchej Górze, obtoczone bryły boksytu w czerwonych ilach w Ujejscu), a to wskazuje, że niektóre formy krasowe są niewątpliwie młodsze od utworów liasowych. Może na to wskazywać koncentrycznie lejkowate ułożenie osadów w niektórych dużych lejach krasowych, odsłoniętych w czynnym kamieniołomie w Suchej Górze. Leje te rozwijały się prawdopodobnie pod istniejącą już pokrywą zwietrzelinową i pod pokrywą przemytych osadów liasowych, które w nie zapadały. Osady gromadziły się na powierzchni terenu w postaci płaszczka, gdy podłoże było słabo pocięte szczelinami, a więc mniej przepuszczalne.

Z rozmieszczenia dużych zagłębień krasowych na Wyżynie Śląskiej (ryc. 2) wynika, że znaczna ilość form krasowych powstała w strefie towarzyszącej wielkiemu uskokowi będzińskiemu i fleksurze brzeżnej, w obrębie której skały są silnie spękane i pocięte licznymi drobnymi uskoki. Z faktu tego można wysnuć wniosek, że dopiero po utworzeniu się gęstej sieci szczelin w związku z oligo-miocenскими ruchami tektonicznymi w Karpatach wody uciekały w głąb i wymywały podziemne próżnie. Znaczna stromość ścian lejów i podłużnych zagłębień krasowych, rumosz wapienno-dolomitowy zachowany w głębszych częściach lejów i okrywający ich ściany, oraz występowanie wyraźnych luster tektonicznych w osadach wypełniających te zagłębienia wskazuje, że niektóre duże kotły krasowe powstały przez zapadanie się stropu jaskiń utworzonych wzdłuż sieci krzyżujących się diaklazów i szczelin międzylawicowych.

W okresie trzeciorzędowym długotrwałe wietrzenie chemiczne doprowadziło nie tylko do powstania dużych lejów krasowych, ale i produktów wietrzenia wapieni i dolomitów kruszonośnych. Rezydua wietrzeniowe tych skał składają się z rud żelaza i galmanu, ilów żelazistych [15, 33, 34], alofanu, haloizytu [15, 37, 98] oraz ilów zawierających kaolinit, ilit i montmorylonit.

Na młodszy wiek tych utworów niż kajprowy może wskazywać fakt, że alofanoidy nie występują w starych zwietrzelinach [27]. O tym, że złoża żelaziaka brunatnego, galmanu, haloizytu, alofanu i niektórych ilów stanowią osad rezydualny złożony z części nierozpuszczalnych, pozostałych po rozpuszczeniu wapieni i dolomitów, świadczą następujące fakty:

1. Limonity i czerwone ily z Ząbkowic Będzińskich zawierają pierwiastki śladowe typowe dla złóż kruszców ołowiu i cynku niecki bytomskiej [43, 75].

2. Część kaolinitu zawartego w czerwonych iłach mogła powstać wskutek wietrzenia skaleni (sodowo-wapiennych 4,8% i potasowych 3,3%) występujących w dolomicie kruszczośnym [76]. Tufity tworzące wkładki w dolomicie kruszczośnym zawierają też minerały ilaste z grupy montmorylonitu (21%) oraz minerały akcesoryczne — tytanit i magnezyt, których obecność została stwierdzona w iłach [43].

3. Haloizyt i alofan, które są typowymi minerałami egzogenicznymi, występują nie tylko w zagłębieniach krasowych okolicy Mierzęcic, ale także w strefie utleniania rud cynku i ołowiu niecki bytomskiej [15]. Alofan jest także znany z rezyduów wietrzeniowych skał węglanowych na obszarze ZSRR [27].

Zachowane ślady warstwowania osadów wypełniających niektóre zagłębienia krasowe wskazują, że znajdują się one w formach krasowych na wtórnym złożu. Zostały one zmyte z powierzchni terenu do istniejących zagłębień i podziemnych próżni. Paleogeńska powierzchnia degradacyjna była więc pokryta warstwą czerwonej zwietrzliny, która powstała w wyniku intensywnego i długotrwałego atakowania jej przez czynniki wietrzenia chemicznego. Może na to wskazywać ilasty charakter zwietrzliny, złożonej z kaolinitu z domieszką ilitu i montmorylo-

Tabela 3

Średni procentowy skład chemiczny czerwonych ziem europejskich

Obszar	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO
Francja (Riwiera)	54—57	15	11—14	1,80—2,50	—
Północne Włochy	40(50)—65(69)	8—17	(5)8—14	3,0—6(7,8)	—
Dalmacja (Istria)	35(41)—55(60)	(3)16—30	6—13/32	0,4 —1,75	—
Czechosłowacja (Morawy)	49,08—69,80	17,90—27,82	7,8—19,40	0,16—0,43	0,20—0,40
A	64,10	16,67	6,63	1,82	0,86
dolomit kruszczośny					
B Ząbkowice Będzińskie	3,28	0,83		30,10	20,06
żelazisty wapień dolomityczny					
C	0,62	3,34		34,54	16,64

nit. Natomiast dolomit kruszczośny wykazuje jedynie ślady ilitu, a ilości substancji nierozpuszczalnych tworzących dolomit krystaliczny i żelaziste wapienie dolomityczne są niewielkie (tab. 3). Czerwona zwietrzelina powstała zatem w wyniku długotrwałego wietrzenia chemicznego, które doprowadziło do wzbogacenia pokrywy w nierozpuszczalne składniki kosztem węglanów, rozpuszczonych i odprowadzonych ze zwietrzeliny (*argiles de décalcification*). Grubość zniszczonej skały macierzystej była znaczna.

Na obszarze płaskowyżu twardowickiego w wyniku procesów wietrzenia chemicznego i denudacji, a także wskutek egzaracji lodowcowej uległa całkowitemu zniszczeniu warstwa wapieni jurajskich oraz dolomitów diploporowych i kruszczośnych. O dawnym występowaniu dolomitów na tym obszarze świadczą tylko bloki dolomitów kruszczośnych zachowane w głębszych częściach lejów krasowych oraz niewielka czapa tych utworów w Toporowicach.

Powstanie uwodnionych związków glinu i żelaza oraz kaolinitu wymagało długotrwałego procesu wietrzenia chemicznego. Występowanie iłów żelazistych pod pokrywą morskich osadów tortonu w leju krasowym przebitym szybem jednej z kopalń koło Bytomia [105] dowodzi, że część z nich powstała przed tortonem. Charakterystyczne ciemnoczerwone zabarwienie iłów przemawia za tworzeniem się zwietrzeliny na powierzchni paleogeńskiej w klimacie ciepłym i wilgotnym\*. Można o tym wnosić również na podstawie podobieństwa wyglądu makroskopowego i składu mineralnego iłów z Ząbkowic do czerwonych iłów zwietrzelinowych wypełniających zagłębienia na powierzchni wapieni w Jan-Su w prowincji Kuang-Si w południowych Chinach, a także na podstawie podobieństwa składu chemicznego do czerwonych ziem północnych wybrzeży Morza Śródziemnego (tab. 3).

---

\* Klimat ciepły i wilgotny panował w Polsce w górnej kredzie i trzeciorzędzie. Klimat górnej kredy był umiarkowanie ciepły, o równomiernym rozkładzie temperatury, z niedługimi okresami suszy, prawdopodobnie zbliżony do klimatu podzwrotnikowego, jaki dziś panuje w południowej Japonii, południowym Chile i północnej części Nowej Zelandii.

Klimat paleogenu był podzwrotnikowy lub zwrotnikowy. W paleocenie średnia roczna temperatura wynosiła około 20°C. W eocenie klimat odznaczał się następstwem okresów mokrych i suchych, wysoką średnią roczną temperaturą wynoszącą 21—22°C i bardzo dużą ilością opadów. W górnym eocenie-oligocenie klimat był prawdopodobnie jeszcze podzwrotnikowy, choć zbliżony do ciepło-umiarkowanego klimatu obszarów górskich środkowo-wschodniej Azji (Bobrowska, odczyt w Instytucie Botaniki PAN w Krakowie, dnia 19.I.1959 r.). Klimat tych obszarów cechuje średnia roczna temperatura 16—17°C, średnia lipca około 27°C, a stycznia 6—9°C z krótkotrwałymi mrozami (minimum do -7°C). Klimat ciepły i wilgotny panował również w niektórych okresach miocenu i pliocenu [133, 134, 138].

W okresie przedtortońskim najlepsze warunki dla rozwoju degradacyjnej powierzchni Wyżyny Śląskiej, obniżanej dzięki bardzo żywym procesom wietrzenia chemicznego, istniały zapewne w eocenie w klimacie gorącym i wilgotnym, okresowo suchym [63, 64]. Eoceńskie rudy bobowe wypełniające obniżenia krasowe są szeroko rozprzestrzenione w utworach trzeciorzędowych Europy środkowej i południowej (w Jurze szwajcarskiej [121] i w Rudawach czeskich [61]. Lehmann [80] na podstawie badań przeprowadzonych na Kubie podaje, że w strefie klimatów gorących rozpuszczanie (korozja) skał węglanowych przebiega bardzo szybko. Dzięki wysokim temperaturom, obfitości opadów i agresywnego CO<sub>2</sub>, wydzielanego przez bujną roślinność międzyzwrotnikową i podzwrotnikową, szybkość reakcji jest czterokrotnie większa niż w obszarach górskich i arktycznych, a to w eocenie sprzyjało tworzeniu się rezydualnych iłów i rud limonitowych.

Iły składające się z kaolinitu z domieszką montmorylonitu i ilitu mogły również powstać w klimacie ciepłym i wilgotnym, jaki panował w wilgotniejszych fazach neogenu [12]. Ścisłejsze określenie wieku czerwonej zwietrzliny nie jest możliwe, ponieważ w iłach nie znaleziono dotychczas żadnych oznaczalnych szczątków organicznych lub śladów datowanych osadów. Przypuszczalnie — iły zwietrzelinowe są starsze od zagłębień krasowych, które wypełniają.

### Wnioski

Z przedstawionych faktów można wysnuć wnioski dotyczące genezy i wieku powierzchni degradacyjnej:

1. Na omawianym obszarze Wyżyny Śląskiej starotrzeciorzędowa powierzchnia degradacyjna ma stare założenia. W obręb tej powierzchni wchodzi fragmenty starych (permskiej, górnotriasowej i dolnokredowej) powierzchni zrównań, ekshumowanych spod pokrywy młodszych skał osadowych. Powierzchnie te zostały odsłonięte na obszarze, który pod względem tektonicznym odpowiada centralnej części antyklinorium śląskiego i brzeżnej strefie jego NE skrzydła, czyli monoklinorium śląsko-krakowskiemu. Natomiast na skrzydłach antyklinorium śląskiego stare powierzchnie zrównań uchowały się w stanie kopalnym pod poszczególnymi pokrywami osadowymi. Są to tylko drobne części ekshumowanych powierzchni zrównań włączone w obręb jednej dużej powierzchni — starotrzeciorzędowej powierzchni degradacyjnej. Została ona utworzona u schyłku kredy i w paleogenie wskutek ścięcia i odsłonięcia tych powierzchni.

2. Z głębokiego zwietrzenia skał karbońskich tworzących powierzchnię podtortońską [149 i in.], z rozmieszczenia dużych, zagrzebanych



lejów i innych form krasowych oraz z charakteru osadów wypełniających te formy można wnosić, że decydującą rolę w formowaniu starotrzeciorzędowej powierzchni degradacyjnej odegrało wietrzenie chemiczne postępujące w głąb skały pod pokrywą ilastej zwietrzliny w ciepłych i wilgotnych fazach klimatu trzeciorzędu — głównie eocenu — oraz kolejne narastanie i odprowadzanie tej zwietrzliny.

3. Dzisiejsze rozmieszczenie form krasowych wskazuje, że starotrzeciorzędowa powierzchnia degradacyjna nie była płaska, a w jej obrębie zaznaczały się liczne obniżenia pochodzenia krasowego, oddzielone od siebie wzniesieniami. Duża zmienność litologiczna skał triasowych w kierunku poziomym i pionowym, stosunkowo niewielka miąższość utworów krasowiejących oraz liczne wkładki skał trudno rozpuszczalnych zapewne nie sprzyjały tworzeniu się masywnych kop i wieżyc o charakterze mogotów, znanych z sąsiedniego obszaru Wyżyny Krakowskiej [64, 100, 101] oraz z Czechosłowacji [28] i Niemiec (Kuppenalb [21, 22]). Liczne bloki skalne zachowane w lejach wskazują, że przegrody skalne oddzielające zagłębienia krasowe były niszczone nie tylko dzięki powierzchniowej korozji, ale i w wyniku odpadania dużych bloków. Wskutek zanikania grzęd sąsiednie leje łączą się w większe zagłębienia. Do tych zagłębień, połączonych licznymi szczelinami i pionowymi kominami z podziemnymi próżniami, wody opadowe wmywały ilaste i żelaziste produkty wietrzenia chemicznego wapieni i dolomitów oraz glinki ogniotrwałe i piaski, pochodzące z rozmycia płytów utworów liasowych. Po tak uszczelnionym dnie obniżeń krasowych mogły płynąć rzeki, które złożyły żwiry kwarcowe i kwarcytowe.

4. Dzisiejsza powierzchnia nie jest powierzchnią pierwotną, ale reprezentowana przez nieliczne spłaszczenia na progu, przedprożu i zaprożu ma założenia stare i nawiązuje do starotrzeciorzędowej powierzchni degradacyjnej. Na obszarze zbudowanym z wapieni i dolomitów jest to powierzchnia zrównania krasowego. Powierzchnia paleogeńska została rozczłonkowana przez czynniki tektoniczne i erozyjne, a także częściowo przeobrażona przez lądolód, wody proglacjalne i peryglacjalne procesy wietrzeniowe i stokowe. Dzięki temu uchowały się — miejscami tylko — głębsze części lejów i innych form krasowych.

#### *Przebieg rozczłonkowania powierzchni paleogeńskiej przed tortonem*

Skrasowiła powierzchnia degradacyjna o założeniu starotrzeciorzędowym została rozczłonkowana przez obniżenia młodotrzeciorzędowe, do których nawiązuje dzisiejsza sieć dolinna. Zdania co do genezy i wieku tych obniżeń są podzielone.

Pochodzenie zagłębień powierzchni paleogeńskiej. Na obszarze Wyżyny Śląskiej pozbawionej zwartej pokrywy osadów miocenijskich G ä b l e r [41] wyróżnił: a) „doliny” pochodzenia tektonicznego, które podzielił na doliny uskokowe i synklinalne (niecka bytomska), oraz b) doliny pochodzenia erozyjnego. Q u i t z o w [102] za doliny synklinalne uważał również depresje transversalne, dzielące poszczególne elewacje siodła głównego. Wśród badaczy zajmujących się zagadnieniem genezy i wieku zagłębień powierzchni paleogeńskiej, wypełnionych grubą serią utworów miocenijskich, zaznaczają się dwa stanowiska. L e w i ń s k i [83, s. 68] w obniżeniach tej powierzchni widział głębokie na 900 m, rozgałęzione podtrzęciorzędowe rynny erozyjne, rozcinające Wyżynę Śląską, wykazujące bardzo silny spadek ku południowi i ginące pod brzegiem Karpat. Niektóre z tych kanionów były tektonicznie predysponowane już w oligocenie, a w miocenie trwało dalsze ich zapadanie. Na podobnym stanowisku stanęli także P a t t e i s k y i F o l p r e c h t [95], według których obniżenia powierzchni podtrzęciorzędowej były wyłącznie erozyjnego pochodzenia.

S t a h l [127] na mapie ukształtowania powierzchni utworów karbońskich pod pokrywą osadów trzęciorzędowych w skali 1:400 000 narysował sieć starych dolin, którymi rzeki okresowo płynące odwadniały Wyżynę Śląską tylko w kierunku południowym do morza trzęciorzędowego. Na podstawie występowania w dolinach okolicy Zawady i Pałowic domniemyanych osadów oligocenijskich autor przypisywał im wiek przedoligocenijski. Były to doliny krótkie (wcięte na głębokość około 900 m, jak np. kanion orzeski), o znacznym spadku dna. Stahl uznawał wszystkie kaniony śląskie za formy czysto erozyjne. Ich zachowaniu się sprzyjało szybkie wtargnięcie morza oligocenijskiego i miocenijskiego, a następnie całkowite wypełnienie rynien osadami tych mórz.

Mapę Stahla uzupełnił, a częściowo na nowo opracował J ü t t n e r w 1942 r.

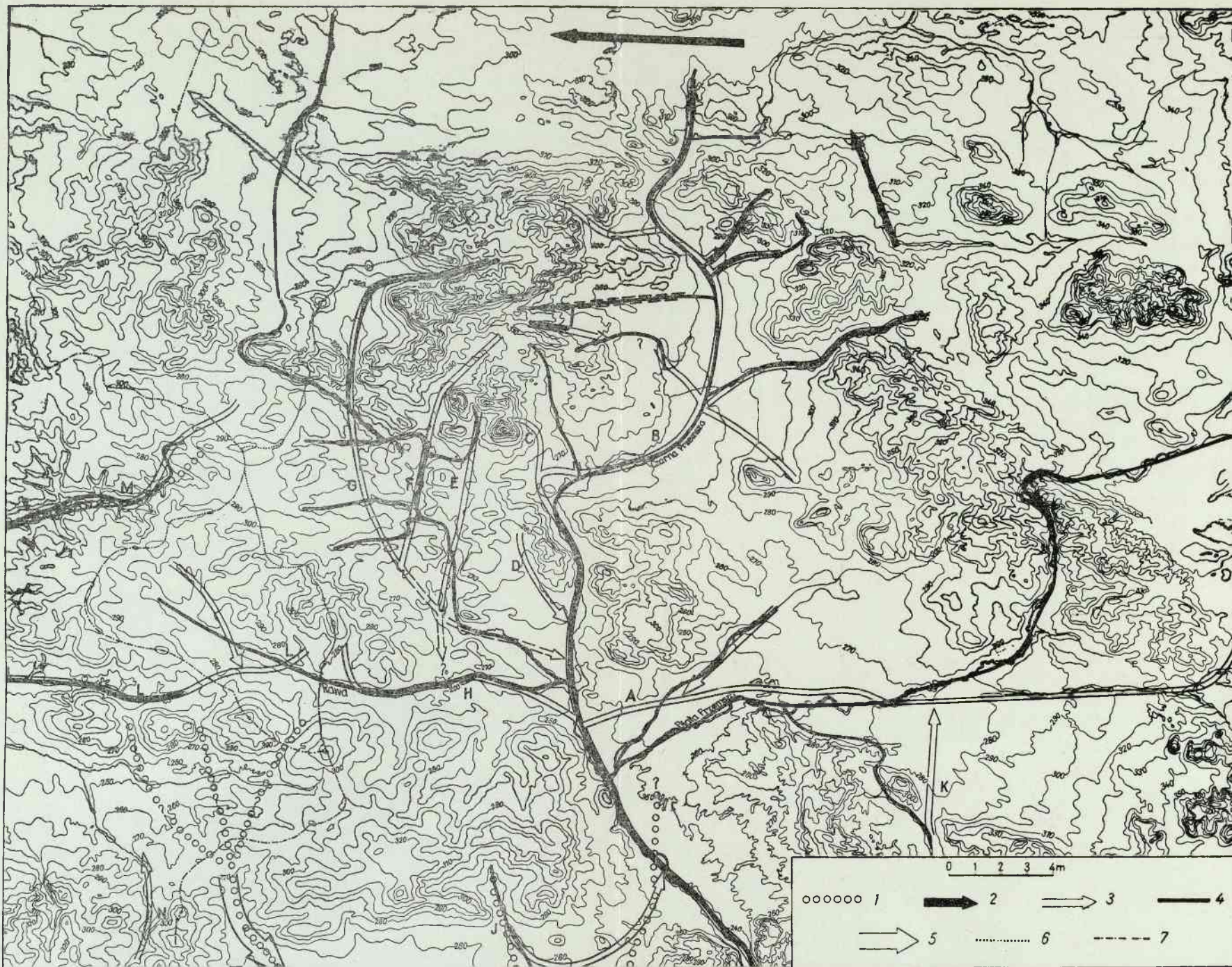
Nowe wiercenia i nowy materiał zebrany przy szczegółowych zdjęciach geologicznych w okresie międzywojennym i powojennym spowodowały zmianę poglądów na charakter i genezę nierówności powierzchni podtrzęciorzędowej na Śląsku. I tak A. S. M a k o w s k i [85, 86] dowiódł istnienia na obszarze Kotliny Raciborskiej szeregu neogeńskich „kadłubów” i zapadlisk tektonicznych przecinających poziom gipsowy. S. C z a r n o c k i [25] uważa twierdzenie Stahla, Patteisky’ego i Folprechta o wyłącznie erozyjnym pochodzeniu dolin za zbyt daleko idące. Również P e t r a s c h e c k [97] przytoczył liczne dowody na wpływ młodych nieciągłych ruchów tektonicznych na ukształtowanie powierzchni podtrzęciorzędowej.

Wreszcie, w świetle bogatego materiału dokumentacyjnego przytoczonego przez Kucińskiego i Miturę [74] ukształtowanie powierzchni podtrzeciorzędowej jest wynikiem działania czynników erozyjnych i tektonicznych. Formy erozyjne są niewielkie i nieliczne w przeciwieństwie do dużych rozległych garbów i zapadlisk ograniczonych stromymi krawędziami uskokowymi.

Wiek zagłębień powierzchni paleogeńskiej. Górna granica wieku tych dolin może być określona dzięki osadom dolno- i środkowortońskim występującym w ich obrębie. Natomiast sprawa dolnej granicy wieku tych obniżen nie jest ustalona. Lewiński i Samsonowicz [116] określili ją jako dolny oligocen, ponieważ według Michaela już w środkowym oligocenie (rupelu) w doliny te wdarło się morze. Poglądowi temu przeciwstawił się Petrascheck [97] stwierdzając, że na starotrzeciorzędowy wiek osadów w Palowicach i Zawadzie brak dowodów paleontologicznych. Słuszność wniosku Petraschecka potwierdziły najnowsze wyniki badań paleontologicznych nad domniemanymi osadami oligoceniowymi, uzyskane przez badaczy czechosłowackich. Tak więc na Wyżynie Śląskiej sprawa dolnej granicy wieku dolin przedortońskich wymaga dalszych badań. Niemniej jednak na podstawie znajomości dotychczas zebranych materiałów można stwierdzić, że po eocenie a przed transgresją morza w dolnym tortonie południowa część Wyżyny Śląskiej została obniżona w kierunku południowym i zachodnim. Świadczy o tym przetrwały układ dolin przedortońskich (ryc. 5): pra-Bytomki, rynny mikulczyckiej, rynny makoszowskiej [149], pra-Mlecznej [139], Szklarni, Hołdunowa i pra-Przemszy. To tektoniczne pochylenie starotrzeciorzędowej powierzchni degradacyjnej ku południowi, które umożliwiło jej erozyjne rozczłonkowanie, można wiązać z fazą orogenezy karpackiej w okresie oligo-mioceniowym.

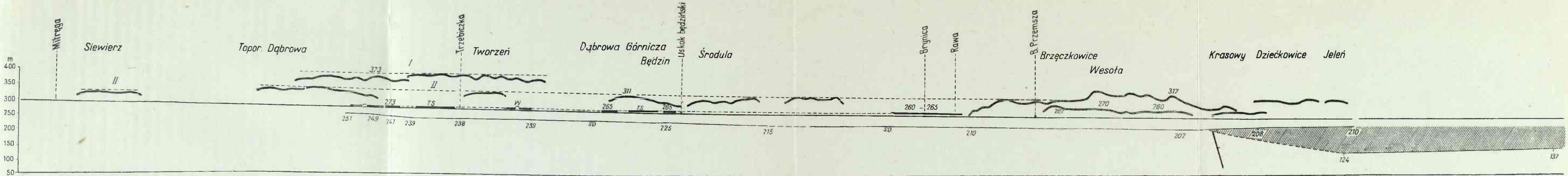
Ogólny kierunek odwodnienia ku południowi wskazuje, że przed tortonem największe wypiętrzenie Wyżyny Śląskiej znajdowało się prawdopodobnie na obszarze dzisiejszego progu w okolicy Grodzca, Twardowic i Ząbkowic Będzińskich.

Doliny rozcinające paleogeńską powierzchnię degradacyjną są starsze od zjawisk tensjonalnych, ponieważ uskoki zaburzają przebieg tych dolin (jak np. doliny pra-Bytomki i Hołdunowa) lub też rozbijają ich ciągłość (dolina pra-Mlecznej [139]). Uskoki zaburzają również przebieg południowej części doliny pra-Przemszy, której fragment wyścielony osadami dolnego i środkowego tortonu uchował się w Krasowym. Od Krasowego i Dzieńkowic biegnie ona w kierunku SSW ku Hołdunowowi, Smardzowicom i Imielinowi. Z jej przekrojów poprzecznych przedstawionych na ryc. 6 wynika, że głębokość wcięcia przedortońskiego wynosiła 170—190 m.



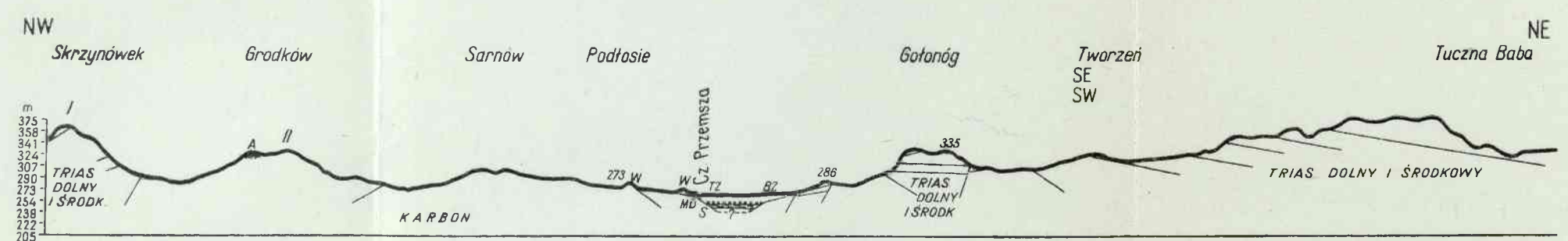
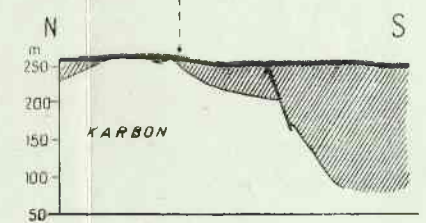
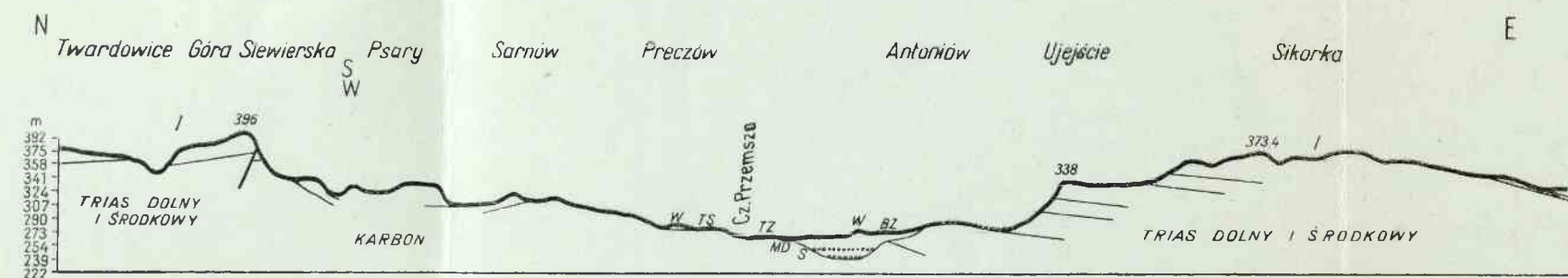
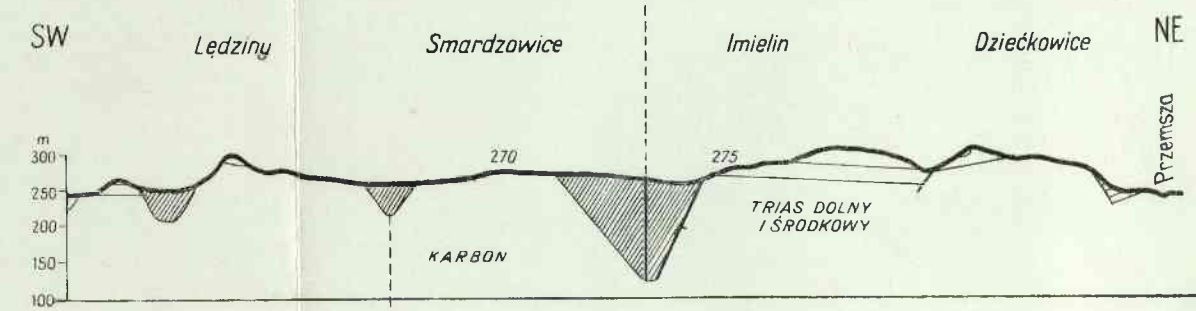
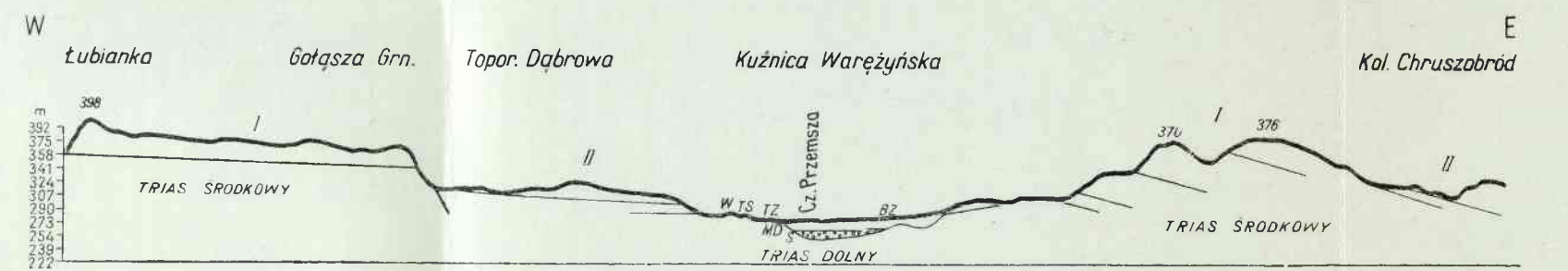
Ryc. 5. Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Śląskiej

1 — doliny przedczerwonołódzkie; 2 — kierunki odwodnienia zaproża w młodszym trzeciorzędzie; 3 — doliny staroplejstoceny; 4 — doliny młodoplejstoceny; 5 — kierunki odpływu wód proglacjalnych (stadium Odry); 6 — staroplejstoceny dział wód; 7 — młodoplejstoceny dział wód; stare rynny: A — Białej Przemszy, B — Czarnej Frzemszy, C — gżichowska, D — małobądzka, E — grodziecka, F — Wielonki, G — Jaworzniaka, H — Rawy, J — lędzińska, K — ciężkowiecka, L — Kochłówek, M — Bytomki, N — Jamny

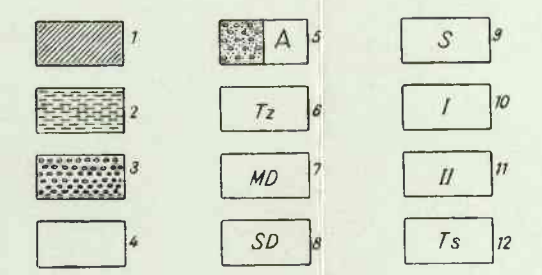


KOTLINA DĄBROWSKA

PŁASKOWIŻ BYTOMSKO-KATOWICKI



0 1 2 3 4 5 km



Ryc. 6. Przekroje podłużne i poprzeczne przez dolinę Czarnej Przemszy

1 — osady tortońskie wypełniające przedtortońskie doliny; 2 — mułki i ropy; 3 — zwiery; 4 — piaski; 5 — pagórki moreny ablacyjnej (stadium Odry); Tz — terasa zalewowa; Ts — terasa średnia; W — wydmy; MD — dno młodoplejstoczeńskiej doliny; SD — dno doliny przed zlodowaczeniem środkowopolskiego; S — seria osadów z okresu zlodowaczenia środkowopolskiego; I — starotrzeciorzędowa powierzchnia degradacyjna; II — sarmacko-plejstoceńska powierzchnia degradacyjna

Przebieg górnego, północnego odcinka przedtortonńskiej doliny pra-Przemszy w obrębie przedproża i proggu środkowotriasowego nie jest znany. W dorzeczu Przemszy bowiem paleogeńska powierzchnia degradacyjna została silnie przeobrażona przez późniejszą działalność czynników endo- i egzogenicznych. W ogólnym zarysie dolina pra-Przemszy mogła mieć kierunek południkowy i ciągnąć się od Będzina lub Dąbrowy Górniczej przez Jęzor, Brzęczkowice i Brzezinkę po Dzieckowice i Krasowy.

#### ROZWÓJ RZEŻBY PROGU ŚRODKOWOTRIASOWEGO W TORTONIE

Przed tortonem, w związku z sawijską i styryjską fazą ruchów górotwórczych w Karpatach, południowa część Wyżyny Śląskiej, pocięta głębokimi dolinami, została tektonicznie obniżona w kierunku zachodnim i południowym, a następnie zalana przez morze miocenińskie.

#### Wiek i kierunek najstarszej transgresji miocenińskiej

Wiek i kierunek najstarszej transgresji miocenińskiej na Wyżynie Śląskiej nie są dotychczas ustalone. Według poglądu Kracha [70] na Śląsk morze wkroczyło w helwecie od SW, od Moraw, rynną pra-Odry i sięgnęło po Kłodnicę. Morze dolnotortonńskie zalało obszar Kotliny Raciborskiej i Kozielskiej i wkroczyło przedtortonńskimi dolinami rzeczynymi i zapadliskami tektonicznymi w głąb Wyżyny Śląskiej. O okresach spływania się morza w dolnym tortonie ma świadczyć występowanie margli i wapieni z mięczakami lądowymi i słodkowodnymi.

Poglądowi Kracha przeciwstawił Alexandrowicz [1, 2, 3] własną koncepcję opartą na wynikach badań mikrofaunistycznych. Alexandrowicz na podstawie rozmieszczenia różnych facji tortonu dolnego wnosi, że z początkiem tortonu Wyżyna Śląska była obszarem wyżej wypiętrzoną niż niecka Nidy. Morze dolnotortonńskie zalało bowiem najpierw południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich i południową część Wyżyny Miechowskiej wraz z obszarem położonym na południe od Krakowa. Tutaj tworzyły się osady morskie (wapień, margle, piaski). W strefie brzeżnej ku zachodowi osady te przechodziły w utwory słonawowodne, słodkowodne i lądowe, miejscami zawierające pokłady lignitu. Na Wyżynie Śląskiej wyściełają one dna dolin przedtortonńskich i niektórych zapadlisk [71, 149] oraz leje krasowe okolicy Bytomia [105]. Otoczaki wapienne i piaskowcowe stwierdzone w spągu utworów morskich (Łędziny, Mikołów, Krywałd) mogą być pochodzenia rzecznoego i wskazywać na nasilenie erozji na Wyżynie Śląskiej. Lignity świadczą

o istnieniu lasów. Klimat był ciepły (średnia roczna temperatura wynosiła 20 do 22° [138]), prawdopodobnie dość wilgotny, sprzyjający rozwojowi zjawisk krasowych.

### Tortońska rzeźba zrębowa

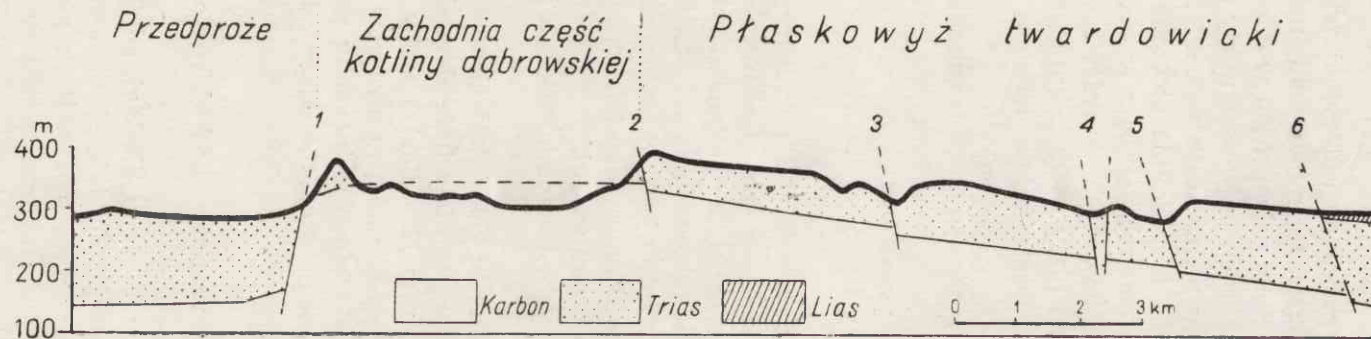
Po osadzeniu się słodkowodnych i słonawowodnych utworów w dolnym opolu, a przed górnym opolem, w którym nastąpiła transgresja morza, wzmogły się ruchy tektoniczne. Skały tworzące eoceńską powierzchnię degradacyjną zostały pocięte szczelinami i uskokami. Wzdłuż nich zapadły się pewne jej części i powstały stopnie uskokowe, rowy zapadliskowe i zręby tektoniczne [1].

Północna część starotrzeciorzędowej powierzchni degradacyjnej została przemieszczona wzdłuż uskoku będzińskiego i w ten sposób powstał tektoniczny próg środkowotriasowy. Od południowego zachodu jest on ograniczony wyraźną krawędzią założoną na uskoku będzińskim i fleksurze brzeźnej, a od północy niewielkimi uskokami schodowymi równoległymi do uskoku będzińskiego (ryc. 7), toteż ma on cechy zrębu.

Wielkość zrzutu uskoku będzińskiego jest różna. Z analizy mapy strukturalnej powierzchni karbonu w skali 1:50 000 [29] wynika, że na zachód od Porąbki wynosi ona 50 m, w Będzinie 150 m, a u stóp Góry Doroty 150—200 m. W Grodźcu wielkość zrzutu zmniejsza się do 100 m, a w Wojkowicach Komornych wynosi zaledwie 30 m. Na wschód od Piasków uskok będziński wygasa i przechodzi we fleksurę brzeźną. Te dane mogą wskazywać, że uskok będziński jest podwójnym uskokiem zawiasowym. Mniejszy uskok zawiasowy biegnie od Piasków do Grodźca i rozwiera się w kierunku wschodnim; większy uskok zawiasowy ciągnie się od Zagórza po Grodziec i otwiera się ku zachodowi. Tutaj uskoki urywają się na poprzecznym uskoku obcinającym od wschodu płat utworów triasowych zachowanych na Górze Kijowej. Uskok będziński ma lokalnie charakter uskoku schodowego.

Na zachód od Wojkowic Komornych uskok będziński przechodzi we fleksurę brzeźną. Ciągnie się ona w kierunku wschodnim od Bobrownik po Grodziec. W obrębie tej fleksury warstwy zapadają ku południowi pod kątem 25—30°, a nawet przekraczającym 40°.

Z analizy przebiegu i wysokości zrzutu uskoku będzińskiego wynika, że paleogeńska powierzchnia degradacyjna została najsilniej zaburzona w okolicy Grodźca, w miejscu zetknięcia się dwóch uskoków zawiasowych. Powierzchnia progu jest tu oddzielona uskokiem od powierzchni przedproża. Natomiast w kierunku zachodnim, gdzie zanikają opisane deformacje tektoniczne, powierzchnia progu łączy się z powierzchnią przedproża.



Ryc. 7. Tektonika progu środkowotriasowego

Uskoki: 1 — będziński, 2 — brzękowicki, 3 — toporowicki, 4 — zakamięński, 5 — boguchwałowicki, 6 — przypuszczalny uskoki sie-wierski



## Tektonika progu środkowotriasowego

Część paleogeńskiej powierzchni degradacyjnej podniesiona wzdłuż uskoku będzińskiego została pocięta mniejszymi uskokami (ryc. 2). Wzdłuż tych uskoków powierzchnia paleogeńska w obrębie progu uległa rozbiciu na mniejsze płyty, z których najwyższe miały charakter zrębów tektonicznych. Zręby te uległy niemal całkowitemu zniszczeniu, a na ich miejscu powstały obniżenia denudacyjne otoczone stokami progów inwersyjnych. Rozmieszczenie dawnych zrębów w obrębie progu można odtworzyć na podstawie zachowanych skrzydeł zrzuconych, niegdyś obrzeżających silnie podniesione płyty powierzchni starotrzeciorzędowej, oraz na podstawie wysokości bezwzględnej powierzchni utworów karbońskich występujących w spągu skał triasowych.

Przypuszczalnie najwyżej wzniesiony był fragment powierzchni degradacyjnej, który znajduje się dzisiaj w zachodniej części kotliny dąbrowskiej. Jedynymi ocalałymi przed zniszczeniem szczątkami tego zrębu są niewielkie płyty pokrywy triasowej, tworzące czapy ostańców denudacyjnych w Grodźcu.

Na północ od tego zrębu rozpościerał się rozległy płat powierzchni degradacyjnej (ryc. 7) odpowiadający dziś płaskowyżowi twardowickiemu. Powierzchnia jego opada niewielkimi stopniami uskokowymi w kierunku północno-wschodnim, ku subsekwentnemu obniżeniu Małejpanwi. Płaskowyż twardowicki na wschodzie jest również ograniczony uskokiem o wysokości zrzutu około 50 m. Zrzucone zostało skrzydło SE tworzące dziś wzniesienia w Dąbrowie Toporowskiej.

Tektonika garbu strzemieszycko-trzebiesławickiego jest bardziej jednolita.

Przedproże zrzucone wzdłuż uskoku będzińskiego zostało pocięte uskokami. Rozbiły one obniżoną powierzchnię degradacyjną na rowy (pogłębiona niecka bytomska, rów Kłodnicy) i zręby tektoniczne (mikołowski i katowicki), a jej część południowa oberwała się wzdłuż wielkiego uskoku książęcego ku południowi w kierunku zapadliska podkarpackiego. W ten sposób powstał próg ograniczający od południa przedproże.

## Zasięg morza tortońskiego

W opolu górnym na obszar Wyżyny Śląskiej, silnie wgiętej ku zachodowi ku Kotlinie Kozielskiej i opadającej stopniami uskokowymi w kierunku południowym, wkroczyło morze. Brak zlepieńców podstawowych, klifów, dużych teras abrazyjnych świadczy o słabej działalności niszczącej morza, a szybkie ujednoczenie się serii osadów o znacz-

nej miąższości dowodzi, że zalew morza miał bardzo szybki przebieg [2, 63, 70].

Na Wyżynie Śląskiej dokładny zasięg morza tortońskiego nie jest znany. Dużej miąższości pokłady morskich utworów tortonu uchowały się tylko w kotlinach otaczających od południa i zachodu ten obszar. Natomiast w obrębie płaskowyżu bytomsko-katowickiego szczątki tych osadów występują w przedtortońskich rynnach dolinnych, w mioceńskich rowach zapadliskowych, w rozwartych szczelinach tektonicznych przecinających wapień i dolomity triasowe oraz piaskowce karbońskie w okolicy Zabrze, Bytomia, Łagiewnik, Lipin i Chorzowa, a także w lejach krasowych okolicy Bytomia [105 i in.]. Dane te upoważniają do wysnucia wniosku, że w tortonie na pewno była zalana zachodnia i środkowa część przedproża. Natomiast próg wznosił się ponad poziom tego morza. Utwory mulaste i ilaste, bez domieszek materiału terygenicznego, osadzone w zbiornikach świadczą o słabym niszczeniu progów nie objętego zalewem. Również pod koniec tortonu dolnego erozja rzeczna nie przybierała większych rozmiarów ze względu na klimat pustynny, sprzyjający silnemu zagęszczaniu soli w płytkich zatokach basenu morskiego i powstaniu łu z gipsami o różnym wykształceniu.

Brak osadów tortonu górnego w obrębie przedproża wskazuje, że z początkiem tortonu górnego ruchy wynurzające, w wyniku których morze ustąpiło w kierunku wschodnim, zaznaczyły się podniesieniem środkowej części progów środkowotriasowych wraz z przedprożem. Temu podnoszeniu towarzyszyło dalsze wginanie wschodniej części Kotliny Koziełskiej, w której utworzyło się wielkie jezioro słonawowodne [133 i in.]. Te szerokopromienne ruchy mogą być oddźwiękiem ruchów tektonicznych obniżających na południu obszar Kotliny Raciborskiej [1, 74, 79, 85, 97, 140].

#### ROZWÓJ RZEŻBY PROGU ŚRODKOWOTRIASOWEGO W SARMACIE I PLIOCENIE

Dolna granica wieku form sarmacko-plioceńskich może być określona dzięki osadom morza tortońskiego wypełniającym zagłębienia powierzchni paleogeńskiej. Górną granicę wieku wyznaczają najstarsze utwory plejstoceny, wypełniające i konserwujące formy sarmacko-plioceńskie.

Po ustąpieniu morza z Wyżyny Śląskiej południowa zrębowa część obszaru była odpreparowywana spod pokrywy osadów dolno- i środkowotortońskich. Natomiast obszar północny, nie objęty zalewem (próg środkowotriasowy), był rozcinany przez Dramę (dopływ Kłodnicy), Przemszę i jej dopływy.

Możemy sądzić o tym na podstawie osadów korelacyjnych wypełniających górnortortońską rynną doliny pra-Dramy, wyciętą w morskich łałach dolnego i środkowego tortonu [14]. Są to piaszczysto-żwirowe utwory deltowe z otoczkami skał triasowych o średnicy do 4 cm. W Pyskowicach osady te zazębiają się z łałami górnortortońskimi z roślinnością przypuszczalnie odpowiadającą florze górnortortońskiej z Gliwic Starych. Według S z a f e r a [133] ogólny charakter bogatej flory tej miejscowości wskazuje na klimat śródziemnomorski, okresami zbliżony do podzwrotnikowego. Ten wilgotny klimat, odznaczający się obfitością wód opadowych i cieków stale płynących, sprzyjał rozcinaniu i niszczeniu progu środkowotriasowego.

### Przebieg cofania progu uskokowego

Rzeki szybciej rozcinały i niszczyły południowy stromy stok progu środkowotriasowego, zbudowany ze skał o różnej odporności, a wolniej połogi stok północny zbudowany z bardziej odpornych wapieni i dolomitów. Toteż rzeki spływające w kierunku południkowym wykorzystały stare, przedtortońskie obniżenia dolinne. Na ten antecedentny charakter dolin rzecznych w południowej części dorzecza Przemszy zwrócił już uwagę L e w i ń s k i.

Rozcinanie i niszczenie południowego tektonicznego stoku progu środkowotriasowego nie przebiegało równomiernie. Silne rozczłonkowanie i nierównomierne cofnięcie progu w stosunku do linii uskoku będzinśkiego dowodzi, że przebieg tego niszczenia był zróżnicowany i nawiązywał do litologii i tektoniki progu oraz do wysokości zrzutu.

Niszczenie i cofanie północno-zachodniego odcinka progu tektonicznego (do Wojkowic Komornych) przebiegało powoli dzięki dość jednolitej budowie geologicznej. Próg jest tutaj zbudowany z dolomitów i wapieni (ryc. 1), a wysokość jego wynosi około 30 m. Przebieg progu, w ogólnych zarysach prostolinijny, jest zgodny z przebiegiem uskoku i fleksury brzeżnej. Zwartość progu przerywają wąskie doliny rzeczne (strugi Radzionkowskiej, Brynicy i Jaworznika) oraz plejstocenijskie niecki denudacyjne. Pomiedzy wylotami tych dolin uchowały się jeszcze li-ca progu uskokowego.

Niszczenie południowo-wschodniego odcinka progu tektonicznego przebiegało energiczniej. Pomiedzy Wojkowicami Komornymi a Strzemieszycami, w wyniku niszczącej działalności czynników denudacyjnych i rozczłonkowania przez rzeki, próg ma dziś przebieg zatokowy i jest oddalony o 13 km od linii uskoku. Pomiedzy Będzinem a Strzemieszycami w płaszczyźnie uskokowej były odsłonięte utwory mało odporne, z przewagą osadów łupkowych. Skały te były silnie wypiętrzone w na-

brzmieniu powstałym na miejscu przecięcia podłużnego siodła Kozłowa Góra — Strzemieszyce z elewacjami poprzecznymi. Szybkiemu niszczeniu krawędzi sprzyjało tu również gęste pocięcie skał paleozoicznych, co zmniejsza odporność tych utworów na rozmywanie i denudację. Pomiędzy Wojkowicami Komornymi a Będzinem próg uskokowy został rozczłonkowany dolinami o przebiegu południkowym (Wielonka, struga Grodziecka). Pomiędzy ich wylotami uchowały się ostańce denudacyjne, świadki dawnego zasięgu progu. Pomiędzy Będzinem a Strzemieszycami tektoniczny próg, zbudowany przeważnie z mało odpornych łupków karbońskich, uległ całkowitemu zniszczeniu. Próg był tu rozcięty południkową doliną Czarnej Przemszy, która dzięki niżej położonej podstawie erozyjnej (stroma do  $80^\circ$  płaszczyzna uskokowa miała tu 50—150 m wysokości) i większemu spadkowi żywo wcinała się w mało odporne skały.

### Rozwój rzeźby krawędziowej

W wyniku szybkiego cofania się zboczy w obrębie doliny ówczesnej Przemszy i jej dopływów (w zasięgu dawnego kopułowego nabrzmienia) zostały wypreparowane czoła wapieni i dolomitów triasowych i powstał denudacyjny próg czołowy. Na obwodzie tego „guza” próg czołowy jest zwrócony do wnętrza.

Wskutek nierównomiernego boczego i wstecznego cofania się zboczy doliny Przemszy i jej dopływów rozwinęła się kotlina inwersyjna o szerokim, zrównanym dnie, wyciętym w skałach o różnej odporności. Fragmenty tego dna pochylonego ku południowi uchowały się w postaci niewielkich spłaszczeń na wysokości 300—320 m n.p.m. Odpowiadają one poziomowi II stwierdzonemu przez Lewińskiego na tym obszarze.

Rozmieszczenie fragmentów poziomu II. W kotlinie dąbrowskiej fragmenty spłaszczeń tego poziomu przetrwały na szerokich (do 0,7 km) płaskich garbach zbudowanych z wapieni warstw gogolińskich w Dąbrowie Toporowskiej, Przeczycach, Wojkowicach Kościelnych i Strzemieszycach Wielkich 320 m (ryc. 6). Po lewej stronie pra-Przemszy ówczesne dno kotliny było wycięte w skałach łupkowych, ilastych i piaszczysto-żwirowych karbonu, permu i dolnego triasu. Toteż powierzchnia ta, odpowiadająca ekshumowanej permskiej powierzchni zrównania, dzięki małej odporności skał uległa zniszczeniu, a na jej miejscu rozciąga się długie, połogie podnóże (260—270 m n.p.m.) denudacyjnego progu czołowego (ryc. 6).

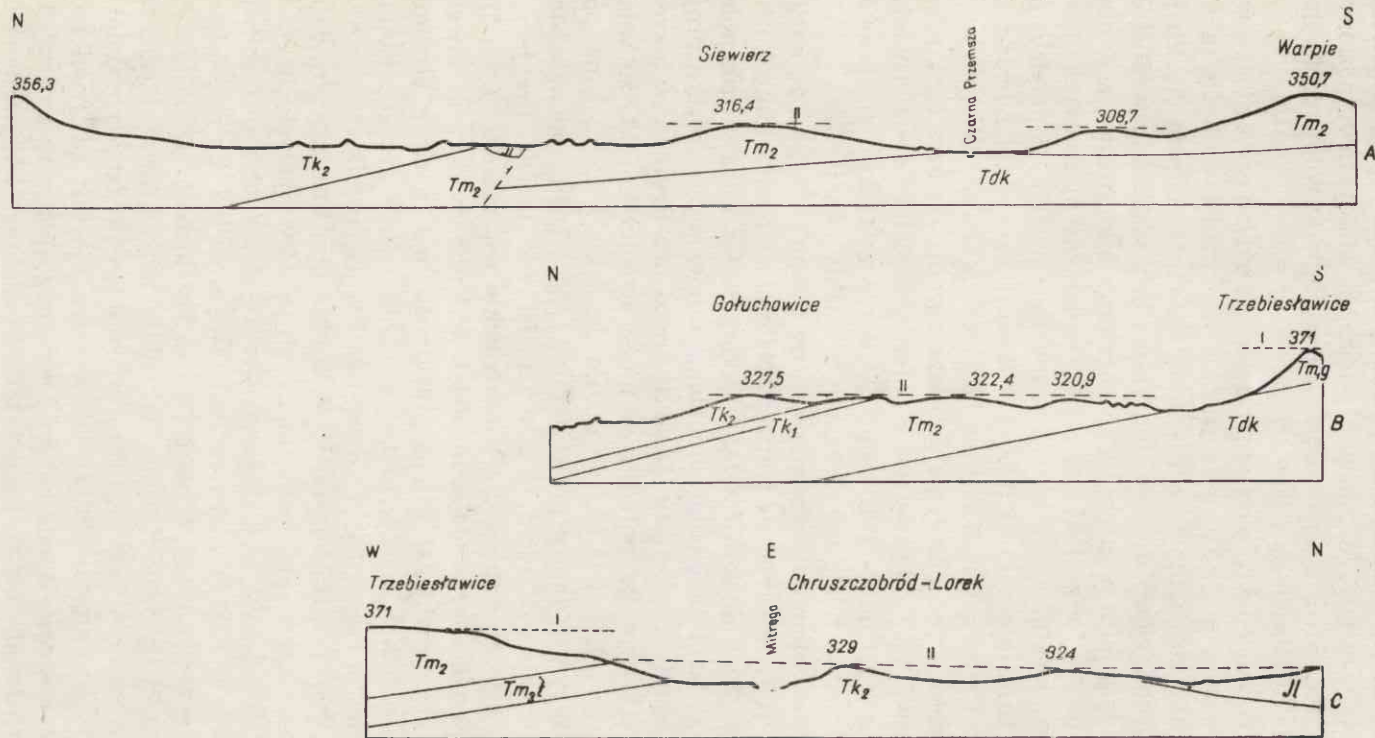
Nierównomierne niszczenie stromego, litologicznie zróżnicowanego progu doprowadziło do powstania w jego obrębie teras denudacyjnych

opadających schodowo. Terasy te są szczególnie dobrze rozwinięte pomiędzy Ujejscem a Strzemieszycami (ryc. 6). Z przebiegu dzisiejszego progu denudacyjnego można wnosić o zatokowym przebiegu tego progu w okresie młodotrzeciorzędowym. O starości tych zatok świadczą fragmenty poziomu II, występujące w ich obrębie, jak np. niewielkie fragmenty poziomu II zachowane na garbie wododzielnym między dorzeciami Wielonki i Strugi Łągiskiej na wysokości 300—310 m n.p.m. (ekshumowana permska powierzchnia zrównania) oraz w dolinie Trzebieczki. Fragmenty poziomu II w postaci teras skalnych występują tu na wysokości 315—320 m n.p.m. w obrębie wapieni i dolomitów dolnego i środkowego wapienia muszlowego.

Poziom II w kotlinie dąbrowskiej przechodzi w kierunku południowym w powierzchnię przedproża o wysokości około 300 m (w Dąbrowie Górniczej, Będzinie, Małobądzi, Klimontowie, Czeladzi, w widłach Rawy i Brynicy oraz w okolicy Mysłowic). W obrębie przedproża poziom 300 m ma założenia przedtortońskie, a powstał w wyniku częściowego zniszczenia (wzdłuż dużych dolin rzecznych) starotrzeciorzędowej powierzchni degradacyjnej obniżonej wzdłuż uskoku będzińskiego (ryc. 6). Na przedprożu rozmiary tego niszczenia były jednak niewielkie. Świadczą o tym małe deniwelacje między poziomem I a II, podobieństwo budowy geologicznej przedproża i powierzchni progu oraz stare formy krasowe zachowane na tym obszarze.

Na zaprożu spłaszczenia poziomu II panują w obniżeniu subsekwentnym Chruszczobrodu (ryc. 8). W jego południowej części znajdujemy wyraźne spłaszczenia na wysokości 330 m n.p.m. Ku północy powierzchnia ta obniża się do 320 m. Spłaszczenia są wycięte w dolomitach diploporowych oraz w iłach pstrych i brekcjach górnego kajpru. W Tucznej Babie i Chruszczobrodzie ponad te spłaszczenia wznosi się powierzchnia garbu strzemieszycko-trzebiesławickiego (poziom I) wyraźnym progiem denudacyjnym o wysokości do 45 m.

Według Lewińskiego o poziom II jest również wykształcony u stóp progu jurajskiego pod Kromołowem, Ogrodzieńcem, w Piwoni i Zawierciu na wysokości 340 m n.p.m. W obniżeniu subsekwentnym Małejpanwi fragmenty poziomu II są nieliczne. Uległy one bowiem zniszczeniu w wyniku walki o dział wód, jaka na tym obszarze toczyła się między dopływami Odry i Wisły. Wierzchołki spłaszczonych wzniesień w Siewierzu, Łubnym i Miasteczku Śląskim znajdują się w poziomie 310—325 m. Na północ od wsi Łubne w obręb poziomu II wchodzi fragmenty tektonicznie obniżonej skrasowiałej górnotriasowej powierzchni ścięcia odpreparowanej spod pokrywy lądowych osadów retyko-liasu. W obniżeniu Małejpanwi poziom II jest oddzielony od poziomu I występującego w obrębie progu środkowotriasowego wyraźnym prostoliniowym progiem



Ryc. 8. Przekroje podłużne i poprzeczne przez subsekwentne obniżenie Chruszczobrodu

I — powierzchnia degradacyjna o założeniu starotrzeciorzędowym; II — młodotrzeciorzędowe dno obniżenia;  $Tm_{2g}$  — wapień muszlowy dolny;  $Tdk$  — dolomit kruszonośny;  $Tm_2$  — dolomit diploporowy;  $Tm_{2g}$  — wapień muszlowy górny;  $Tk_1$  — kajper dolny;  $Tk_2$  — kajper górny

o wysokości 40 m (w stosunku do poziomu II), który prawdopodobnie ma założenie tektoniczne. W obrębie obniżenia Małejpanwi poziom II obniża się ku zachodowi, a spłaszczenia są wycięte w wapieniach, iłach i brekcjach wieku liasowego i triasowego.

Kierunki odwodnienia progu środkowotriasowego w młodszym trzeciorzędzie. Z przedstawionych faktów wynika, że w obrębie kotliny dąbrowskiej poziom II obniża się ku południowi, w obrębie zaproża — w obniżeniu Chruszczobrodu wzdłuż doliny Mitręgi w kierunku północnym ku obniżeniu Małejpanwi, a w obniżeniu Małejpanwi — ku zachodowi. Na tej podstawie można zrekonstruować kierunki odwodnienia progu środkowotriasowego. Pomiędzy Bobrownikami a Strzemieszycami próg środkowotriasowy był odwadniany przez ówczesną Przemszę na południe do dorzecza Górnej Wisły (ryc. 5). Natomiast subsekwentne obniżenie Chruszczobrodu i górna część obniżenia Małejpanwi były odwadniane do dorzecza Odry przez dzisiejszą górną Przemszę i jej dopływ Mitręgę. Do dorzecza Odry była prawdopodobnie odwadniana także północna część kotliny Józefki.

Za takim kierunkiem odwodnienia kotliny przemawia fakt, że kotlina Józefki jest szeroko otwarta ku północy. Natomiast na południu kotlina ta, w przeciwieństwie do kotliny dąbrowskiej, jest zamknięta równoleżnikowym wałem wzniesień bobrownickich, stanowiących resztkę progu. Przeciwno odwodnieniu kotliny Józefki przez pra-Brynice w okresie przedczwartorzędowym ku południowi może świadczyć fakt, że wąska dolina przełomowa Brynicy nie wykazuje związku z zagrzebaną podczwartorzędową rynną doliny pra-Bytomki, której górny odcinek sięga tylko po Brzozowice—Kamień. Na tej podstawie można przyjąć, że przełom Brynicy przez wzniesienia bobrownickie jest młodszy (ryc. 5).

W okresie przedczwartorzędowym dział wód między dorzecziami górnej Wisły i Odry przebiegał zatem prawdopodobnie garbem strzemieszycko-trzebieszawickim, wzniesieniami w okolicy Przeczyc, a następnie przecinał płaskowyż twardowicki i dzisiejszą kotlinę Józefki.

Wiek poziomu II. Poziom II w obrębie przedproża pokrywa się mniej więcej z zasięgiem pionowym morskich osadów tortońskich. Na tej podstawie przyjął Lewiński, że poziom II jest wieku tortońskiego. Osady tortońskie wyznaczały bowiem podstawę erozyjną dla rzek odwadniających dorzecze Przemszy. Biała i Czarna Przemsza oraz jej dopływy Rawa i Brynica miały wtedy płynąć do zatoki morza tortońskiego, zajmującej okolice Sosnowca. Dojrzałe formy dolin wówczas wymodelowanych świadczyłyby o długim okresie ich tworzenia — tak, że „powierzchnia tego zrównania dopasowała się do ówczesnego poziomu morza”. Pogląd Lewińskiego nie potwierdza jednak charakter osadów morskich wypełniających dolny odcinek przedtortońskiej doliny pra-Przemszy,

zachowanej na południe od uskoku książęcego. Wśród ilów tortonu brak tutaj jakichkolwiek skał triasowych, które dowodziłyby rozcinania progów przez ówczesną Przemśkę.

Wiek poziomu II można określić na następującej podstawie: spłaszczenia wyznaczające poziom II Lewińskiego, powstałe po rozcięciu progów tektonicznych w górnym tortonie, są starsze od długiego stoku progów czołowego (ryc. 6). W tym stoku wycięte są głębokie preglacjalne doliny Czarnej Przemśy i jej dopływów. Ich powstanie Lewiński wiąże ze wzmoczoną erozją wsteczną dopływów Wisły, która w górnym pliocenie przełamała się przez Wyżynę Małopolską. Poziom II i długi stok denudacyjnego progów czołowego mają zatem założenia neogeńskie i powstały w sarmacie i pliocenie. Bliższe określenie wieku poziomu II nie jest możliwe ze względu na brak datowanych osadów.

O intensywnym niszczeniu obszaru Wyżyny Śląskiej w sarmacie-pliocenie mogą także świadczyć zwirowiska pliocenijskie zachowane w Kotlinie Kozielskiej na wysokości około 260 m n.p.m. Na powierzchni brackich i słodkowodnych osadów ilastych górnego tortonu, a pod utworami staroplejstocenijskimi, leży tu kilkumetrowej grubości kompleks żwirów o średnicy 7–10 cm. Żwiry te składają się głównie ze skał triasu i kulmu z domieszką granitów sudeckich i 0,1–0,5% piaskowców karpaccyckich [136]. Żwiry kwarcowe wykazują ślady wietrzenia chemicznego. Skład petrograficzny zwirowisk wskazuje na to, że większość materiału pochodzi z niszczenia obszaru Wyżyny Śląskiej otaczającej od północy Kotlinę Kozielską.

Warunki rozwoju rzeźby krawędziowej. Rozwój rzeźby krawędziowej (kotlin inwersyjnych otoczonych denudacyjnymi progami czołowymi oraz obniżeniami subsekwentnymi) był przypuszczalnie wynikiem cyklicznych przemian klimatycznych w młodszym trzeciorzędzie [12, 133, 134].

Mortensen [91] na podstawie analizy rzeźby krawędziowej w południowo-zachodniej części Stanów Zjednoczonych A. Pn. (Llano Estacada, Grand Canyon i Texas) dochodzi do wniosku, że w klimacie suchym i półsuchym dużą rolę rzeźbotwórczą odgrywa erozja boczna okresowych rzek, spłukiwanie powierzchniowe i bruzdowe (*Rinnenspülung*) oraz deflacja. Dzięki intensywnej deflacji i spłukiwaniu powierzchniowemu, działającemu od góry, powierzchnie progów są obniżane, a stoki progów wydłużają się (cofanie bierne). Mortensen zwraca uwagę na fakt, że w klimacie suchym stoki progów często są strome, a u ich stóp leżą liczne bloki skalne, co może sugerować bardzo żywe cofanie progów. Tymczasem osady trzeciorzędowej formacji Ogallala występujące na przedpolu progów wskazują, że rozmiary cofnięcia progów od trzeciorzędu są niewielkie. W klimacie suchym i półsuchym progi nie są czyn-



ne. Natomiast w klimacie półwilgotnym i wilgotnym Mortensen obserwował żywe cofanie progów wskutek erozji źródeł wpływających na kontakcie skał o różnej przepuszczalności (cofanie czynne). W klimacie wilgotnym progi mają przebieg zatokowy.

Według poglądu Büdela [21] młodotrzeciorzędowe powierzchnie degradacyjne, zaznaczające się na obszarze albu szwabsko-frankońskiego, powstały również w wyniku zrównywania przez erozję rzek i splukiwania powierzchniowego. W obrębie neogenu Büdel nie wyróżnia jednak faz suchych i wilgotnych. Na podstawie występowania na powierzchniach degradacyjnych czerwonych ilastych produktów wietrzenia uważa, że powierzchnie te tworzyły się w klimacie tropikalnym lub subtropikalnym, okresowo suchym, zbliżonym do klimatu monsunowego SE części Stanów Zjednoczonych A. Pn. (a więc bardziej wilgotnym).

W obrębie kotliny dąbrowskiej i na przedprożu brak trzeciorzędowych osadów korelacyjnych, na podstawie których można by wnosić o procesach modelujących badany obszar w mio-pliocenie. Charakter osadów młodotrzeciorzędowych znalezionych na terenie Polski wskazuje jednak, że w mio-pliocenie zaznaczały się na przemian suche i wilgotne fazy klimatyczne [134, 138]. Na tej podstawie autorka przyjmuje, że w okresie młodotrzeciorzędowym obszar środkowej części progów środkowotriasowego był modelowany przez różne czynniki.

W nawiązaniu do wyników badań Mortensena można przyjąć, że na Wyżynie Śląskiej w suchszych fazach sarmatu i pliocenu przeważało zrównywanie. Zbadany teren był zapewne modelowany przez erozję boczną rzek epizodycznych lub okresowych, intensywne splukiwanie powierzchniowe i bruzdowe, przypuszczalnie i przez deflację.

Natomiast w wilgotniejszych fazach miocenu i pliocenu przeważała erozja, która doprowadziła do rozczłonkowania denudacyjnego progów czołowego przez doliny obsekwentne. Pewną rolę w formowaniu progów czołowego, zbudowanego z warstw skalnych o różnej przepuszczalności, odgrywało zapewne także osiadanie wapieni i dolomitów na plastycznym podłożu ilasto-łupkowym.

Inaczej przebiegało formowanie denudacyjnego progów tylnego zbudowanego z dolomitów i wapieni, które zapadają pod nieprzepuszczalne ility kajprowe. Taka budowa geologiczna progów nie sprzyjała tworzeniu się dużych źródeł. Dlatego próg tylny jest zwarty, słabiej rozczłonkowany i ma przebieg prostoliniowy.

Warunki klimatyczne panujące w wilgotnych fazach mio-pliocenu sprzyjały także dalszemu wietrzeniu chemicznemu oraz rozwojowi powierzchniowych i podziemnych form krasowych, a także powstawaniu ilastych produktów wietrzenia wapieni i dolomitów.

## Wnioski

Rozdział ten można zamknąć następującymi wnioskami:

1. W okolicy Będzina próg środkowotriasowy ma założenia tektoniczne, a więc powstanie tego progu nie podpada pod ogólne prawa rozwoju rzeźby krawędziowej.

2. Przebieg niszczenia progu tektonicznego nawiązywał ściśle do tektoniki i odporności wychodni skalnych. W neogenie w obrębie skośnie ustawionej płyty, atakowanej przez procesy denudacyjne, rozcinanej przez Czarną Przemśkę i jej dopływy, rozwinęła się rzeźba krawędziowa.

3. Resztki starotrzeciorzędowej powierzchni degradacyjnej uchowały się w obrębie progu na wychodniach skał odpornych. Natomiast w skałach mało odpornych zostały wypreparowane obniżenia denudacyjne o charakterze kotlin inwersyjnych i obniżeń subsekwentnych (inwersja rzeźby).

4. W miocenie i pliocenie w obniżeniach denudacyjnych rozwinął się poziom II reprezentowany przez dna kotlin i obniżeń subsekwentnych. Geneza degradacyjnego poziomu II jest złożona, jest to powierzchnia policykliczna. W kotlinie dąbrowskiej w obręb tego poziomu wchodzi odpreparowana i częściowo ścięta powierzchnia podtriasowa (permska powierzchnia zrównania) odpowiadająca *Basislandterrasse* Schmitthennera, a na przedprożu — starotrzeciorzędowa powierzchnia degradacyjna, obniżona wzdłuż uskoku będzińskiego.

5. W nawiązaniu do wyników badań Mortensena autorka przyjmuje, że rozwojowi rzeźby krawędziowej sprzyjały cykliczne przemiany klimatyczne stwierdzone w młodszym trzeciorzędzie.

ROZWÓJ RZEŻBY PROGU ŚRODKOWOTRIASOWEGO  
W STARSZYM PLEJSTOCENIE

W okresie czwartorzędowym próg środkowotriasowy pozostawał w zasięgu różnych warunków klimatycznych, toteż obszar ten był modelowany przez różne czynniki morfogenetyczne. W starszych okresach lodowcowych próg był niszczoney głównie przez wody proglacjalne i egzarację transgredujących lodowców. W młodszym plejstocenie, w warunkach środowiska peryglacjalnego, decydujące znaczenie rzeźbotwórcze miały peryglacjalne procesy wietrzeniowe i zboczowe oraz deflacja. W okresach cieplejszych przeważała erozja rzeczna. Wreszcie w holocenie na czoło procesów rzeźbotwórczych wysuwa się działalność gospodarcza człowieka.

## Ślady najstarszego zlodowacenia

W okresie zlodowacenia krakowskiego Wyżyna Śląska została całkowicie pokryta lądolodem. W równinnym obszarze południowym oraz w obniżeniach między wzniesieniami zrębowymi uchowały się płyty silnie zwietrzałej gliny morenowej, pochodzącej przypuszczalnie z tego okresu [66]. Natomiast w obszarze północnym Wyżyny Śląskiej, silnie rozczłonkowanym przez czynniki endo- i egzogeniczne, osady tego zlodowacenia były silnie niszczone po ustąpieniu lądolodu. Dlatego śladem najstarszego zlodowacenia są tu tylko głązy narzutowe.

Na zbadanym obszarze szczątki osadów tego zlodowacenia uchowały się na dnie zagrzebanej doliny pra-Przemszy w postaci bruku morenowego wymieszanego ze żwirami pochodzenia lokalnego. Na podstawie występowania w tym materiale znacznych ilości grubych, dobrze obtoczonych ziarn kwarców o powierzchni silnie rozziaranej przez wietrzenie chemiczne i innych skał pochodzenia lokalnego, oraz analogii tych utworów do żwirowisk o podobnym składzie petrograficznym, wyściełających dno wschodniej części Kotliny Chrzanowskiej, których wiek S. Sie d l e c k i określił jako „leżący w granicach między trzeciorzędem a czwartorzędem” [122], autorka przyjmowała, że osady te są wieku preglacjalnego. Wiercenia przeprowadzone w październiku i listopadzie 1959 r. na obszarze wschodniej części kotliny dąbrowskiej wykazały, że na dnie doliny pra-Czarnej Przemszy leżą grube żwiry, wśród których występują ziarna kwarcu ze śladami wietrzenia chemicznego, otoczaki granitu oraz okruchy czarnobrunatnego porfiru pochodzenia skandynawskiego. Żwiry lokalne z domieszką materiału eratycznego pochodzą zatem z rozmycia moreny najstarszego zlodowacenia. Autorka koryguje więc własną omyłkę co do wieku żwirowisk wyściełających dno przedczwartorzędowej rynny Czarnej Przemszy i uważa, że seria osadów leżących powyżej żwirowiska wczesnoplejstoczeńskiego została osadzona w okresie zlodowacenia środkowopolskiego, a nie krakowskiego.

Dane z wierceń przytaczane w dalszej części tego rozdziału wykazały, że żwiry mieszane występują w postaci smug wśród piasku wyściełającego kopalne dno doliny pra-Czarnej Przemszy. Żwiry były osadzone przez bystre wody zapewne w nurcie rzeki, a piasek pochodzący z rozmycia piaskowcowych i piaszczystych utworów dna kotliny — w pobliżu zbroczy rynny.

Niewielka ilość materiału eratycznego wśród żwirów lokalnych świadczy o bardzo intensywnym i długotrwałym niszczeniu osadów zlodowacenia krakowskiego po ustąpieniu lądolodu. W wyniku rozczłonkowania dna kotliny głębokimi rynnami dolinnymi materiał ten był stale prze-

mywany i, przypuszczalnie, odprowadzany przez rzeki intensywnie erodujące i dlatego uchowały się tylko soczewki żwirów. Pojedyncze ziarna żwiru i głązy narzutowe występują także w kilku miejscach w obrębie zachodniej części kotliny dąbrowskiej oraz na otaczających ją wzniesieniach. Ale głązy te ze względu na dobry stan zachowania i ich stosunek do innych osadów czwartorzędowych wiązać należy ze zlodowaceniem młodszym — środkowopolskim.

Na podstawie zachowanych szczątków osadów nic więcej nie można powiedzieć o roli zlodowacenia krakowskiego w kształtowaniu progu, ponieważ w obrębie kotliny utwory z tego okresu uległy zniszczeniu przez późniejszą denudację i erozję.

### Kopalna rzeźba progu środkowotriasowego i przedproża sprzed okresu zlodowacenia środkowopolskiego

Pod pokrywą osadów czwartorzędowych wyściełających dno kotliny dąbrowskiej ukryta jest sieć starych dolin rzecznych Czarnej Przemszy i jej dopływów. Wiek tych dolin nie jest definitywnie ustalony. Mamy dwa poglądy na wiek podczwartorzędowych rynien erozyjnych: 1) pogląd o preglacjalnym wieku rynien (Lewiński, Jahn [51], Radłowska \*), 2) pogląd o interglacjalnym wieku zagrzebanych dolin rzecznych (Mycielska)\*\*.

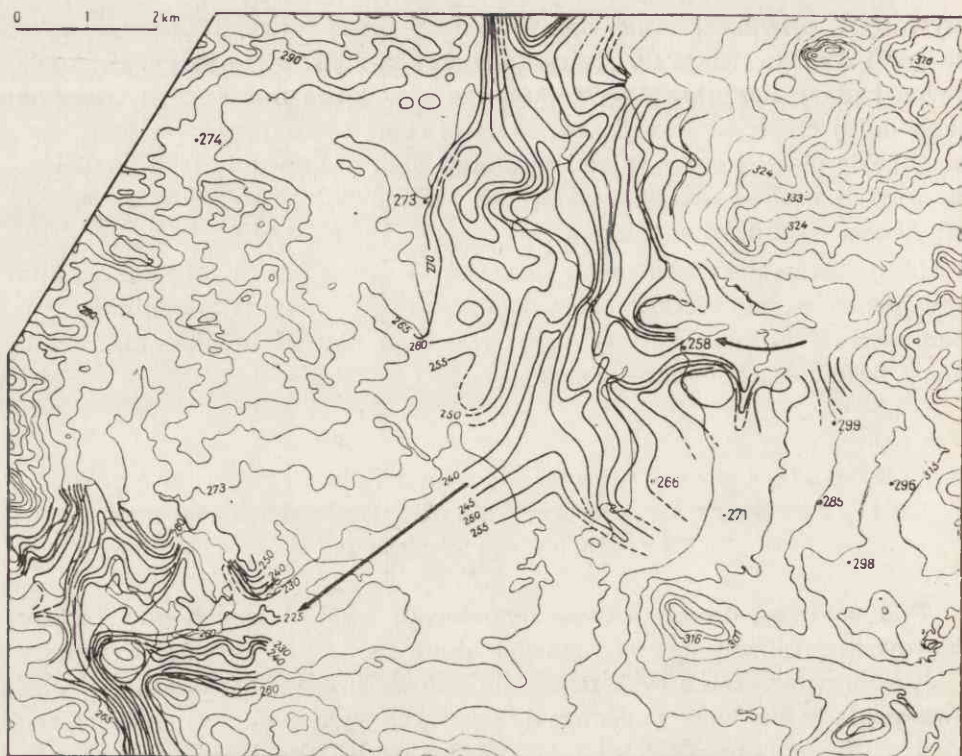
O preglacjalnym wieku starych dolin rzecznych może świadczyć żwirowisko leżące na kopalnym dnie doliny Czarnej Przemszy. Przeważają w nim skały lokalne ze śladami wietrzenia chemicznego. Domieszka materiału eratycznego jest niewielka (przemycie). Grube żwiry o bliżej nie określonym charakterze i wieku pokrywają także dno podczwartorzędowej doliny Rawy [105] i Białej Przemszy w Borze Biskupim [113], w okolicach Mysłowic [83] i w Lędzinach [72].

Bieg i ukształtowanie tych dolin, ukrytych pod pokrywą osadów czwartorzędowych, można odtworzyć na podstawie analizy dużej ilości wierceń.

W rzeźbie podczwartorzędowej progu środkowotriasowego (ryc. 9) zaznacza się wyraźna rynna dolinna Czarnej Przemszy. Do jej biegu nawiązuje dolina dzisiejsza.

\* C. Radłowska — Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. „Prace Geograficzne” PAN, nr 38, 1963.

\*\* E. Mycielska-Dowgiałło — Morfogenezą południowej części Wyżyny Sandomierskiej (m-pis U.W.).



Ryc. 9. Kopalna rzeźba dna kotliny dąbrowskiej

Pomiędzy Boguchwałowicami a Kuźnią Warężyńską podczwartorzędowe dno doliny, wycięte w wapieniach i dolomitach, znajduje się 20 m głębiej niż dno dzisiejsze. Kopalna dolina jest wąska, a zbocza strome (ryc. 6).

Poniżej Kuźnicy Warężyńskiej dno doliny znajduje się 31 m głębiej w stosunku do dna dzisiejszego (w Wojkowicach Kościelnych 251 m, w Pustkowie koło Kuźnicy Warężyńskiej 249 i 241 m, a 1 km na północ od Ratanic oraz w Niepiekle i Piekle poniżej 238 m). Szerokość kopalnej doliny wyciętej w mało odpornych iłach, piaskach i łupkach paleozoicznych dochodzi do 1500 m.

W podczwartorzędowej rzeźbie wschodniej części kotliny dąbrowskiej zaznaczają się także doliny ówczesnych dopływów pra-Przemszy, wcięte w denudacyjny próg czołowy (doliny między Wojkowicami Kościelnymi a Karsowem, dolina Ujejska, dolina Trzebiczki oraz dolina ciągnąca się od Tworznia Gołonoskiego ku NW).

Koło Podłósia podczwartorzędowa dolina Czarnej Przemszy skręca na zachód. Na odcinku od Dąbrowy Górniczej po Będzin i Gzichów

podczwartorzędowa rynna dolinna jest wyrzeźbiona na kontakcie mało odpornych łupków namuru i bardziej odpornych warstw rudzkich (westfal A). Dno kopalnej doliny, której szerokość dochodzi do 1 km, znajduje się w Brzozowicy koło Będzina w poziomie 225 m n.p.m., tj. 35 m poniżej dna dzisiejszego.

W Będzinie bieg starej doliny nie jest zgodny z przebiegiem doliny dzisiejszej. Kopalna rynna wyścielona osadami plejstoceniowymi ciągnie się pomiędzy Górą Doroty na zachodzie a wzniesieniem gzychowskim na wschodzie, po czym skręca ku SSE. W Gzichowie do doliny pra-Przemczy uchodzi krótka wąska rynna o kierunku południkowym. Bierze ona początek na wschodnich stokach Góry Doroty.

Na obszarze przedproża, czyli płaskowyżu bytomsko-katowickiego, podczwartorzędowe dno doliny Czarnej Przemczy zostało stwierdzone w Małobądzi w poziomie 215 m n.p.m, a w północnej części Sosnowca w poziomie 212 m [33, 83]. Na odcinku od Będzina do Sosnowca rzeka ponownie wcięła się głęboko w dolomity i wapienie. Szerokość kopalnej doliny między Małobądzią a Środulą koło Sosnowca wynosi 750 m. Dalszy ciąg opisywanej rynny Czarnej Przemczy można śledzić w Mysłowicach (poniżej ujścia Rawy, 210 m) i na północ od Dzieńkowic (202 m). Tu do doliny pra-Przemczy uchodzi podczwartorzędowa rynna lędzińska [72] (ryc. 5).

Z przytoczonych danych wynika, że na bieg i ukształtowanie podczwartorzędowej doliny Czarnej Przemczy wpłynęła zróżnicowana budowa geologiczna podłoża. W obrębie wapieni i dolomitów odpornych na złobienie podczwartorzędowa rynna doliny Czarnej Przemczy ma cechy stosunkowo młodej doliny o zboczach stromych i wąskim dnie. Natomiast w obrębie mało odpornych łupków i piaskowców karbońskich rynna jest szersza i ma cechy doliny bardziej dojrzałej. Na tę zależność formy doliny od odporności skał podłoża zwrócił już uwagę L e w i ń s k i.

W kierunku południowym był też odwadniany obszar progu i przedproża, położony na zachód od Będzina i Gzichowa (ryc. 5). W okolicy Grodzca stok tektoniczny został rozczłonkowany przez krótką dolinę grodziecką. Dalszy jej ciąg można prześledzić w obrębie przedproża. Pomiędzy Grodzcem a Czeladzią ciągnie się tu obniżenie wyścielone osadami czwartorzędowymi. Głębokość jego dna nie jest znana. Równoległe do doliny grodzieckiej biegnie dolina Wielonki. D o k t o r o w i c z - H r e b n i c k i podaje, że w dolinie tej podczwartorzędowe dno zostało stwierdzone w kilku punktach na głębokości 25 m, czyli około 250 m n.p.m. Ku południowi w przedłużeniu doliny Wielonki znajduje się rynna dolinna dzisiejszej Brynicy. Podczwartorzędowe dno doliny Brynicy w Milowicach leży na wysokości około 241 m.

Także pra-Jaworznik odwadniający wschodnią część kotliny Józefki płynął równolegle do Wielonki. U wylotu dzisiejszej doliny Jaworznika występuje szerokie obniżenie. Ciągnie się ono w kierunku południowym przez Dąbrówkę Wielką i Bańgów po Siemianowice. Doktorowicz-Hrebnicki [33] słusznie zauważył, że obniżenie to jest przecięte w poprzek wszystkimi dolinami prawobrzeżnych dopływów dzisiejszej Brynicy. Na tej podstawie można przyjąć, że kopalna rynna w Bańgowie jest od nich starsza. Dno obniżenia leży przypuszczalnie w poziomie około 240 m n.p.m.

Podczwartorzędowe rynny Wielonki — dolnej Brynicy wraz z rynną grodziecką i doliną Jaworznika — Bańgowa łączyły się koło Milowic. Dalszy bieg doliny dolnej pra-Brynicy nie jest znany ze względu na brak wierceń.

W Mysłowicach do doliny Przemszy uchodziła dolina dolnej Rawy. Górny odcinek doliny Rawy nie był odwadniany na wschód do dorzecza Przemszy, ale na SW do doliny Kochłówki. Dane z wierceń wykazały, że pomiędzy wzniesieniami Kochłowic i Załęskiej Hałdy dno rynny pra-Kochłówki znajduje się na głębokości 80 m od powierzchni terenu. Północna część kotliny Józefki była zapewne odwadniana w kierunku NW do obniżenia Małejpanwi.

Ówczesny dział wód między dorzecziami Odry i Wisły przecinał zatem w poprzek płaskowyż twardowicki i biegł od Zawady przez Twardowice po Siemonię, a następnie przez górę Mołojkę, Dobieszowice, Bobrowniki, Brzeziny Śląskie i Chorzów w kierunku Katowic, Murcek i Mikołowa.

Na Wyżynie Śląskiej przebieg dolin sprzed okresu zlodowacenia środkowopolskiego w ogólnych zarysach nawiązuje do przebiegu dolin założonych w okresie przedczwartorzędowym. Natomiast sieć dolin rzecznych założonych na powierzchni zasypania utworami zlodowacenia środkowopolskiego często nie nawiązuje do przebiegu starych dolin. Zmiany sieci dolin rzecznych po okresie zlodowacenia środkowopolskiego omówiono na str 77—78.

#### Stratygrafia osadów czwartorzędowych (profile odsłoneń i wierceń)

W czwartorzędzie obniżenia zaznaczające się o obrębie progu środkowotriasowego zostały wypełnione osadami o różnej miąższości i genezie. Są to utwory pochodzenia:

- a) rzeczno (piaski, żwiry i mułki),
- b) rzecznołodowcowego (piaski i żwiry mieszane),
- c) lodowcowego (gliny morenowe, żwiry eratyczne),
- d) jeziornego (iły i mułki zastoiskowe),
- e) zboczowego (utwory soliflukcyjne i proluwialne),
- f) wietrzeniowego (głina i gruz zwietrzelinowy),
- g) eolicznego (piaski wydymowe),
- h) organicznego (torfy).

Analiza tych osadów służy do zrekonstruowania przebiegu procesów morfogenetycznych na tym obszarze w plejstocenie. Doskonały wgląd w budowę pokrywy osadów czwartorzędowych wypełniających dolinę pra-Przemyszy w SW części kotliny dąbrowskiej daje kopalnia odkryw-kowa węgla kamiennego „Brzozowica” koło Będzina. W latach 1955—1958 w południowej części kopalni o długości 1000 m i przeszło 90 m głębokości odsłaniał się następujący profil:

0,0 — 0,25 m	Gleba
0,25 — 0,75 m	Piasek kwarcowy, kremowy, różnoziarnisty
0,75 — 2,0 m	Piasek kwarcowy, żółty, różnoziarnisty, warstwowany na przemian z piaskiem brudnożółtym, drobnoziarnistym. Piasek zawiera liczne żwirki i żwiry (kwarcze, krzemienie, kwarcyty, piaskowce i granity) o średnicy 0,3—5,0 cm. Piaski i żwiry są zaburzone kriogenicznie
2,0 — 4,6 m	Mułki pylaste, kremowopopielate, warstwowane z piaskiem kwarcowym, średnioziarnistym, słabo obtoczonym; w stropie mułki wykazują zaburzenia kriogeniczne
4,6 — 4,7 m	Ił tłusty, brunatny
4,7 — 5,5 m	Torf czarny, zbity
5,5 — 5,7 m	Ił tłusty, brunatnoszary
5,7 — 6,2 m	Piasek biały, na ogół drobnoziarnisty, warstwowany poziomo, z wkładkami piasku brudnożółtego, drobnoziarnistego, zglinionego. W piasku uchowały się miejscami pionowe korzenie drzew
6,2 — 6,3 m	Piasek szarobrunatny, zgliniony, poziomo warstwowany
6,3 — 6,5 m	Piasek kwarcowy, szarobiały, różnoziarnisty ze żwirami dobrze obtoczonymi o średnicy 1—9 cm. (Piaskowce, kwarcze różnobarwne, krzemienie — eolity uderzeniowe, kwarcyty, rzadziej granity, dolomity i wapienie). Żwiry wypełniają kieszenie o szerokości 0,4—0,6 m i głębokości 0,2—0,3 m, wymyte w powierzchni szarych iłów wstęgowych
6,5 — 15,1 m	Mułki i iły warwowe barwy szarej, wapniste
15,1 — 17,0 m	Piasek i żwiry skał krystalicznych
17,0 — 20,0 m	Głina zwałowa, szarobrunatna, piaszczysta, wapnista, przepętniona drobnymi okruchami wapieni i dolomitów, w spągu zawierająca porwaki gliny ciemnobrązowej oraz brązowych iłów warwowych, piasku żółtego i piasku szarozielonego, silnie zaburzonych glacitektonicznie
20,0 — 22,5 m	Iły wstęgowe, brunatne, wapniste, zaburzone glacitektonicznie



- 22,5 — 27,3 m Piasek kwarcowy, szarozółty, słabo obtoczony (często półgraniasty) z domieszką okruchów wapieni, dolomitów, płytek piaskowców, kongrekcji związków żelaza i nielicznych żwirków eratywnych o średnicy 0,2—2,0 cm, największej do 9,1 cm
- 27,3 — 28,9 m Żwiry wapienne, dolomityczne, piaskowcowe, tkwiące w piasku, szarym, różnoziarnistym
- 28,9 — 38,0 m Piasek kwarcowy, jasnoszary lub kremowy, drobno- i średnioziarnisty, słabo obtoczony, tworzący grube ławice na przemian poziomo i przekątnie uwarstwione; piasek jest przelawicowy z mułkiem i łem plastycznym, niebieskawym, zawierającym szczątki flory dryasowej (*Dryas octopetala* L., *Armeria Iverseni* Szafer, *Salix polaris* Whlb., *S. reticulata* L., *Thalictrum alpinum* L., *Saxifraga oppositifolia* L. i in.).
- 38,0 — 40,0 m Żwiry dobrze obtoczone (kwarcze, kwarcyty, zlepieńce, krzemienie, rzadziej nieregularne bryłki porfiru, wapienie i dolomity o średnicy 1—10, a nawet 12 cm, okruchy czerwonych nacieków wapiennych, kawałki *Araucaria* tkwiące w piasku różnoziarnistym zabarwionym związkami żelaza na brunatno (osad wód kopalnych). W stropie warstwy żwiru są przemyte i zawierają wtrącenia łu plastycznego, niebieskawego z roślinnością tundrową niższą, Łupki, piaskowce i węgiel (karbon).

Górna seria osadów aż do poziomu szarej moreny, a więc do głębokości 19 m, została rozcięta rynną, którą wypełniają:

- 0,0 — 0,2 m Gleba torfiasta
- 0,2 — 8,5 m (miejscami do 10 m) Piaski kwarcowe, szarokremowe, różnoziarniste z wkładkami piasku bardzo gruboziarnistego, żwirków i słabo obtoczonych żwirów kwarcowych, wapiennych, piaskowcowych i krystalicznych o średnicy 0,2—3,0 cm. W głębokości 3 m piaski zawierały soczewki łu zbitego, niebieskawego i mułku szarego z licznymi listkami *Betula nana* L. W pobliżu zachodniego, kopalnego zbocza doliny piaski rzeczne zająbiają się z mułkami i piaskami, tworzącymi pokrywę proluwialno-soliflukcyjną. Mułki zboczowe zawierają liczne szczątki roślinności tundrowej (*Salix herbacea* L., *S. polaris* Whlb., *Saxifraga oppositifolia* L., *Thalictrum alpinum* L., *Polygonum viviparum* L. i in.)
- 8,5 — 12,0 m Żwiry, głazy i bloki wapienne oraz skał krystalicznych o średnicy 0,2—0,4 m, miejscami silnie zwiertzałe, oraz żwiry wapienne i piaskowcowe o średnicy 2,0—5,0 cm, tkwiące w piasku grubo- i średnioziarnistym, żółtym i szarym, często żelazistym. Żwiry zawierają kości ssaków plejstocenijskich (mamut, koń, nosorożec). W zagłębieniach wśród żwirów znajdują się mułki piaszczyste, szarozielone, wapniste, poziomo warstwowane, zawierające cienkie wkładki piasku drobnoziarnistego, kości gryzoni (dwa gatunki lemingów), pokrywy chrząszczy oraz szczątki roślin tundrowych, m. in.: *Salix herbacea* L., *S. reticulata* L., *S. polaris* Whlb., *S. retusa* L., *Armeria Iverseni* Szafer, *Helianthemum* cf. *alpestre* L. (Jacq.) D. C., *Cerastium alpinum* L. Mułki podziurawione są kanalikami po korzeniach roślin.

Powyżej Będzina budowę pokrywy osadów plejstocęńskich wyścielających dno wschodniej części kotliny dąbrowskiej poznano dzięki 132 wierceniom oraz nielicznym odsłonięciom naturalnym i sztucznym. Niżej autorka przytacza opis czterech najgłębszych wierceń.

#### Wiercenie 1

273 m n.p.m., 100 m poniżej mostu nad Przemszą w Wojkowicach Kościelnych:

0,0 — 0,9	m	Gleba torfiasta
0,9 — 2,1	m	II szary
2,1 — 13,2	m	Piasek drobnoziarnisty, jasnożółty
13,2 — 20,4	m	Żwiry o średnicy do 35 mm
20,4 — 21,4	m	Żwiry o średnicy do 60 mm (przeważają żwiry kwarcowe, odłamki wapieni o krawędziach zaokrąglonych, często z wyżerami, rogowce szarozółte, jeden otoczak granitowy)

#### Wiercenie 2

272 m n.p.m., w odległości około 150 m na wschód od Czarnej Przemszy w Kuźnicy Warężyńskiej:

0,0 — 0,3	m	Torf
0,3 — 1,7	m	Piasek barwy rdzawej z humusem
1,7 — 3,8	m	Piasek średnioziarnisty, jasnożółty
3,8 — 4,9	m	Piasek ze żwirem
4,9 — 7,0	m	Piasek drobnoziarnisty
7,0 — 19,0	m	Piasek z otoczkami kwarcowymi, kwarcytowymi i piaskowcowymi o średnicy do 5 cm oraz okruchami kwarcu szarobiałego
19,0 — 29,5	m	Piasek różnoziarnisty, jasnoszary
29,5 — 31,0	m	Żwiry złożone z otoczków kwarcowych, zlepieńcowych, piaskowcowych, okruchów wapienia szarobiałego i dolomitu kruszczońskiego, o krawędziach zaokrąglonych, długości do 8 cm, drobne okruchy materiału eratycznego

#### Wiercenie 3

273 m n.p.m. w odległości 375 m od wiercenia 2 w Kuźnicy Warężyńskiej:

0,0 — 0,15	m	Gleba piaszczysta
0,15 — 1,8	m	Piasek drobnoziarnisty, ciemnożółty
1,8 — 8,0	m	Piasek drobnoziarnisty, szarozółty
8,0 — 10,5	m	Piasek różnoziarnisty, jasnoszary
10,5 — 16,0	m	Piasek różnoziarnisty, szarozółty z pojedynczymi żwirkami
16,0 — 17,5	m	Piasek drobno- i średnioziarnisty, jasnożółty
17,5 — 25,2	m	Piasek drobnoziarnisty, szary (jasny)
25,2 — 31,40	m	Piasek drobnoziarnisty, szary (ciemny)
niżej		II ciemnoczerwony

## Wiercenie 4

269 m n.p.m., w odległości 750 m na NNW od przysiółka Kostrowizna:

0,0 — 0,7	m	Gleba torfowa
0,7 — 14,7	m	Piasek jasnożółty drobno- i średnioziarnisty, w dolnej części zawiera nieliczne otoczaki kwarcu, krzemienia, piaskowca kwarcytowego i dolomitów o średnicy 1—2 cm
14,7 — 17,7	m	Piasek średnio- i różnoziarnisty z otoczkami kwarcowymi, piaskowcowymi, granitowymi, wapiennymi i dolomitowymi o średnicy 1—4 cm
17,7 — 30,2	m	Piasek jasnożółty, średnio- i drobnoziarnisty, słabo ilasty
30,2 — 30,4	m	Piasek z otoczkami kwarcu i okruchami piaskowca kwarcytowego o średnicy 4—10 cm
30,4 — 33,0	m	Łupek ciemnoszary, ilasty

Na podstawie przytoczonych przekrojów geologicznych odkrywek i wierceń można ustalić następującą stratygrafię utworów plejstocenских wypełniających kotlinę dąbrowską oraz odtworzyć przebieg zdarzeń i procesów, które warunkują rozwój morfologiczny proggu środkowotriasowego w okresie czwartorzędowym:

Na dnie kopalnej doliny Czarnej Przemszy, wyciętej w utworach pstrego piaskowca, czerwonego spągowca i karbonu, leży warstwa piasków różnoziarnistych i grubych żwirów (ryc. 10 A). Ich skład petrograficzny wskazuje, że materiał pochodzi z niszczenia skał lokalnych oraz, przypuszczalnie, z rozmycia pokrywy utworów morenowych najstarszego zlodowacenia. Żwiry te są oddzielone wyraźną powierzchnią erozyjną od nadległej serii osadów z okresu zlodowacenia środkowopolskiego.

Żwiry są na ogół dobrze obtoczone, w stropie przemyte. Kształtowane były w różnych środowiskach. Przemawiają za tym duże (10—12 cm) okruchy wapieni i dolomitów o pokroju słupkowym i krawędziach słabo zaokrąglonych, świadczące o krótkim transporcie rzeczonym materiału pochodzącego z rozcinania denudacyjnego proggu przez Czarną Przemszę i jej dopływy. Cechy te mogą również wskazywać na brak silniejszego wietrzenia chemicznego, dzięki czemu uchowały się wapień i dolomity. Natomiast rozżarta powierzchnia żwirów kwarcowych dowodzi działania intensywnego wietrzenia chemicznego w starszych okresach geologicznych (perm, trias, trzeciorzęd). Ślady zaś wietrzenia mrozowego i soczewki łu z typową florą dryasową, stwierdzone w górnej części warstwy żwirów, wskazują na przeobrażenie pierwotnego materiału w warunkach środowiska peryglacjalnego. Rozproszony materiał eratyczny wymyty został z moreny.

Na podstawie charakteru opisanego osadu można dać pogląd na przebieg rzeźbienia proggu środkowotriasowego w okresie od ustąpienia łądolodu zlodowacenia krakowskiego do transgresji łądolodu zlodowacenia

środkowopolskiego. Wielkość i dobre obtoczenie żwirów leżących na dnie rynny pra-Przemśy o wyrównanym spadku świadczy o obfitości wód płynących, a to wskazuje, że w czasie osadzania się żwirów panował klimat wilgotny. Na podstawie analizy składu petrograficznego oraz mapy powierzchni podczwartorzędowej (ryc. 9) można wnosić o sedymentacji materiału pochodzącego z niszczenia zboczy denudacyjnego progu czołowego przez Czarną Przemśę i jej dopływ.

Wnioski o rozcinaniu progu czołowego oraz jego czynnym cofaniu przez erozję wód płynących w klimacie wilgotnym są zgodne z poglądem Mortensena [91] na rozwój rzeźby krawędziowej. Również Büdel [21] intensywną erozję plejstoceńską w Europie środkowej wiąże ze zmianą klimatu na bardziej wilgotny.

#### Przebieg transgresji lądolodu w okresie zlodowacenia środkowopolskiego

Seria piasków (ryc. 10, B) i żwirów mieszanych (ryc. 10, C) leżących nad żwirowiskiem została osadzona w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego. Są to utwory rzeczne i fluwioglacjalne.

Piaski anaglacjalne wykazują typowe uławicenie torencjalne, świadczące o nieregularnych przepływach wód peryglacjalnych. Piaski drobnoziarniste są osadem wód spokojnie płynących, szeroko rozlewających się po dnie doliny pokrytym tundrą dryasową. Natomiast piaski różnoziarniste zostały zdeponowane przez wody o większej masie i prędkości. O peryglacjalnych warunkach środowiska, w którym osadzał się utwór, świadczą także syngenetyczne struktury kriogeniczne, miejscami zaburzające wkładki mułku, oraz mały stopień obtoczenia ziarn.

Powyżej piasków anaglacjalnych występują piaski różnoziarniste i żwiry z domieszką materiału eratycznego (ryc. 10, C). Są to osady rzeki peryglacjalnej (ryc. 12, C) transportującej dużo żwiru słabo obtoczonego (54%), zazębiające się z osadami wód proglacjalnych spływających ze zbliżającego się lądolodu. Na takie środowisko akumulacji wskazuje także słaby stopień obtoczenia ziarn piasku (często półgraniastych), niespokojne warstwowanie piasków i żwirów oraz mrozowe spękanie żwirów kwarcowych i krzemieni. W składzie petrograficznym żwirów uwagę zwraca znaczny udział (47%) wapieni i dolomitów triasowych. Z tej liczby tylko 20% żwirów wapiennych i dolomitowych jest dobrze obtoczonych. Pozostałe żwiry wapienne i dolomitowe są słabo obtoczone.

Materiał ten pochodzi z rozmycia gruzowych pokryw wietrzeniowych i soliflukcyjnych oraz ze stożków sypanych przez wody okresowe u wyłotów dolin. Znaczna ilość żwirów ze skał należących do różnych pozio-

mów stratygraficznych dolnego i środkowego triasu świadczy o dużej dostawie materiału ze stoków progu czołowego przez procesy soliflukcyjne do rzek.

W dolnej serii piasków żwiry wapienne i dolomitowe występują sporadycznie. Natomiast w górnej serii rośnie udział materiału gruboziarnistego; to można wiązać z coraz większą dostawą materiału zbrozowego w miarę oziębiania się klimatu i zastępowaniem strefy tundrowej strefą gruzową. Wyraźny i ostry kontakt między dolną i górną serią dowodzi, że przejście do klimatu arktycznego było szybkie, a to świadczy o szybkiej transgresji lodowca.

Cienkoławicowe, brunatne iły warwowe (ryc. 10, D) wskazują na zabarykadowanie doliny pra-Przemszy poniżej Będzina przez lob lodowcowy i powstanie jeziora zastoiskowego w południowo-zachodniej części kotliny dąbrowskiej. Iły zostały silnie zaburzone glacitektonicznie przez transgredujący lądolód. Osady zastoiskowe składają się z naprzemianległych warstewek mułku piaszczystego barwy szarozielonej, iłu brunatnego i szarego (warstewki „letnie”) oraz iłu czarnego, zbitego, o lśniącej powierzchni (warstewki „zimowe”).

Po krótkotrwałej oscylacji, w czasie której nastąpił silniejszy dopływ wód płynących (świadczy o tym 0,5-metrowa warstwa piasku przegradzająca iły), czoło lodowca ponownie zbliżyło się do brzegów zbiornika wodnego, po czym lądolód pokrył obszar zastoiska. Transgredujący lądolód silnie zdeformował podłoże, po którym się przesuwał. W spągu moreny występują wyraźne łuski i pakiety, które lądolód wyorał z podłoża, przesunął i sfałdował w kierunku ruchu. W dolnej części osadów zaburzonych glacitektonicznie przeważają struktury łuskowe zbudowane z brunatnych ilów warwowych i przypuszczalnie z porwaków pstrych ilów. Ogólna miąższość osadów spiętrzonych w spągu moreny dochodzi do 5 m\*.

#### Kierunki transgresji lądolodu w okresie stadium Odry

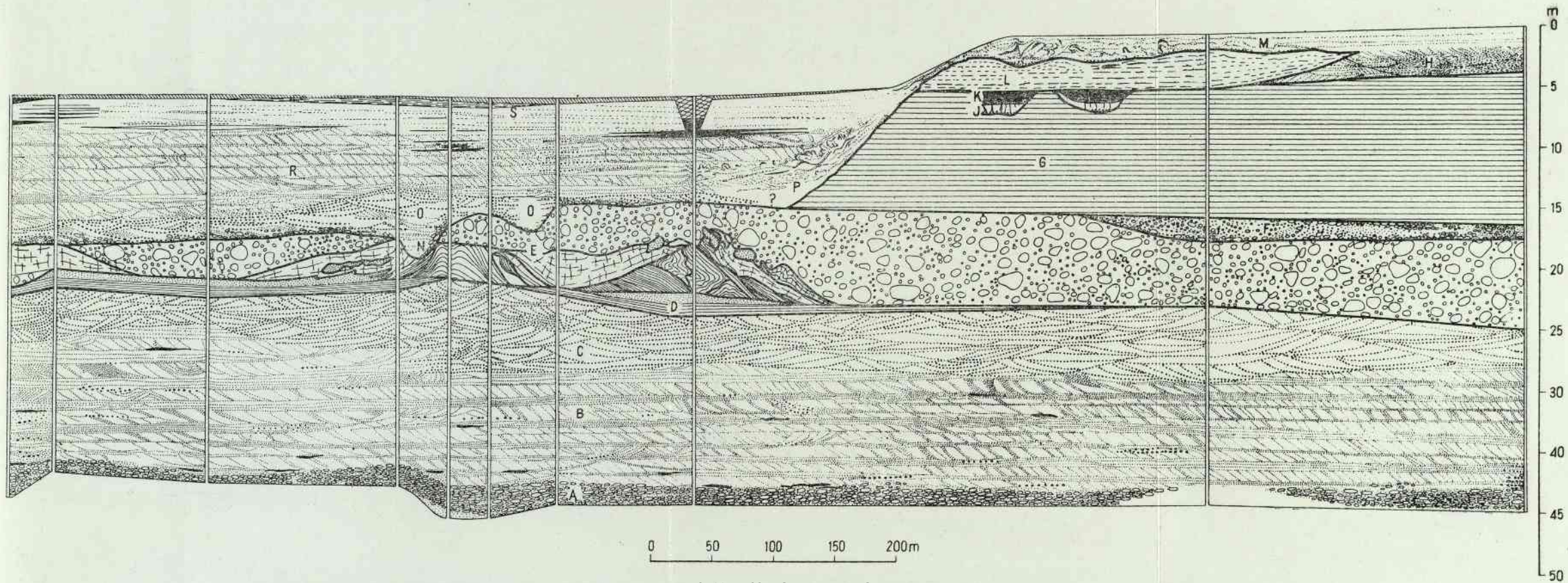
Opisane struktury glacitektoniczne świadczą o tym, że w czasie transgresji podłoże przymarzało do spągu lodowca, dzięki czemu materiał lokalny był wyorywany w postaci łusek, pakietów i warstw, a następnie

---

\* Glacitektoniczne struktury fałdowe i nasunięcia obserwował także Doktorowicz-Hrebnicki [33] w obrębie warstw cienkopłytkowego wapienia triasowego w kilku miejscach na terenie Wojkowic Komornych, a w obrębie łupków karbońskich w okolicy Gródkowa i Strzyżowic.

E

W



Ryc. 10. Przekrój geologiczny przez utwory czwartorzędowe wypełniające dolinę Czarnej Przemszy w Brzozowicy (objaśnienia w tekście)

przesuwany, spiętrzany i fałdowany. Wynikiem egzaracji jest całkowite zniszczenie pokładu brunatnych iłów wstęgowych w zachodniej części kopalni „Brzozowica”. Przeważający NNE—SSW bieg struktur glaci-tektonicznych wskazuje, że łądolód nasunął się od strony WNW. Łądolód wniknął zapewne najpierw w obniżenie Odry, następnie rozprze-strzenił się na boki, wykorzystując obniżenia pochodzenia tektonicznego (Kotlina Kozielska) i denudacyjnego (subsekwentne obniżenie Małejpanwi, kotlina Józefki), po czym pokrył cały obszar płaskowyżu bytomsko-katowickiego, a najpóźniej płaskowyż twardowicki i położoną w jego „cieniu” kotlinę dąbrowską. O takim kierunku transgresji łądolądu i jego krótkich lobów można sądzić na podstawie składu gliny morenowej.

Glina morenowa zawiera często kawałki lignitów trzeciorzędowych wydartych przez łądolód z obniżenia Odry i Kotliny Kozielskiej [66]. Lob, który wykorzystał szerokie obniżenie przedproża, zabarykadował dolinę Czarnej Przemszy pomiędzy Będzinem a Sosnowcem, w rezultacie czego w zachodniej części kotliny dąbrowskiej powstało jezioro zastoiskowe. Dopiero po osadzeniu się w nim brunatnych iłów warwowych nasunęły się na kotlinę od WNW główne masy łądolądu i zabu-rzyły osady zastoiskowe.

W starszej fazie zlodowacenia środkowopolskiego, czyli stadium Odry [66], łądolód sięgnął po okolice Mikołowa i Dąbrowy Górniczej. O zasięgu łądolądu po okolice Mikołowa świadczą według Karas-Brozowskiej i Starkla [59, 60] m. in. pagóry spiętrzonej moreny czołowej i stożki sandrowe rozpościerające się na ich przedpolu w obrębie Kotliny Oświęcimskiej. O pokryciu łądolodem okolic Dąbrowy Górniczej świadczą według Doktorowicz-Hrebnickiego płyty gliny morenowej występujące na wschód od Dąbrowy.

### Przebieg deglacji

W czasie deglacji łądolód pozostawił na silnie zaburzonym podłożu glinę zwałową. Miąższość jej dochodzi do 8 m. Skład petrograficzny moreny wykazuje dużą domieszkę materiału z podłoża, po którym posuwał się łądolód. Miejscami morena jest zbudowana prawie wyłącznie z materiału lokalnego, gdzie indziej zawiera go tylko 40%.

Glinę morenową o podobnym wykształceniu znalazł również Doktorowicz-Hrebnicki [33] w dolinie Wielonki.

Szczałki moreny leżą w obniżeniu tworząc spłaszczenia erozyjno-denudacyjne u stóp progu inwersyjnego na północ od Gródkowa. Pojedyncze głazy znajdowano na stokach garbów otaczających dolinę Ja-

worzniaka na południowy wschód od Siemoni ([129] i obserwacje własne), na obszarze płaskowyżu bytomsko-katowickiego w okolicy Małobądzi, Będzina i Sosnowca [83] oraz w piaskowniach położonych między Mysłowicami a Dańdówką.

Materiał lokalny i eratyczny występujący w postaci szarobrunatnej gliny zwałowej w Brzozowicy jest dobrze zachowany w przeciwieństwie do silnie zwietrzałej gliny morenowej najstarszego zlodowacenia w północnej części Kotliny Oświęcimskiej [66]. Ta świeżość materiału morenowego oraz brak czerwonego zabarwienia moreny czerwonymi łąkami zwietrzelinowymi wieku trzeciorzędowego przemawia za młodszym wiekiem moreny z Brzozowicy, a więc środkowopolskim. Morenę tę wiązała autorka poprzednio [44, 45] z okresem zlodowacenia krakowskiego.

Występowanie struktur glacitektonicznych oraz analiza składu petrograficznego pozwalają przypuszczać o silnej działalności niszczącej łądolodu transgredującego podczas zlodowacenia środkowopolskiego. Wynikiem egzaracji było zapewne dalsze zdzieranie zwietrzliny z powierzchni progu, dzięki czemu trzeciorzędowe i interglacjalne produkty wietrzenia chemicznego uchowały się tylko w zagłębieniach krasowych. Dowodem egzaracji i detrakcji są porwaki skał podłoża stwierdzone w spągu gliny morenowej. Doktorowicz-Hrebnicki przypuszcza, że zerwaniu i przesunięciu przez łądolód uległ płat wapienia na południowo-zachodnim stoku Góry Doroty, dzięki czemu leży on tutaj znacznie niżej aniżeli warstwa takiegoż wapienia na szczycie ostańca [33]. O silnej egzaracji świadczą także duże bloki wapienne (ponad 2 m długości) występujące wśród gliny morenowej. Słabe na ogół zaokrąglenie ich krawędzi wskazuje na krótki transport i bliskość miejsca, skąd zostały wydarte z podłoża. Bloki te przypuszczalnie pochodzą z obszaru płaskowyżu twardowickiego, który uległ dalszemu obniżeniu. Obfitość drobnego materiału w morenie może świadczyć o silnej detersji. Wyglądy lodowcowe nie zachowały się ze względu na niejednorodną odporność skał dolnego i środkowego triasu na procesy niszczące.

W Brzozowicy nierówna powierzchnia szarobrunatnej gliny morenowej pokryta jest piaskami i żwirami (ryc. 10, F) osadzonymi przez wody proglacjalne w okresie deglacjacji. Po krótkotrwałej fazie erozji, w czasie której glina morenowa i utwory fluwioglacjalne zostały ścięte jedną powierzchnią, osadziły się szare mułki i łąki rytmicznie warstwowane. Osadziły się one w jeziorze zajmującym dolinę Czarnej Przemszy po okolicy Sosnowca. Natomiast łąki te nie zostały stwierdzone w dolinie Białej Przemszy. Wobec tego można przypuszczać, że przyczyną „podparcia wód” i zabarykadowania wylotu doliny Czarnej Przemszy był stożek sypany przez Białą Przemszą.



Utwory te (ryc. 10, G) mają bardzo charakterystyczny wygląd. Są to ility zwięzłe czarne, przegrodzone grubymi warstwami szarego mułku drobno- i rytmicznie warstwowanego. Duża ilość cienkich jasnych warstewek świadczy o żywym rytmie akumulacji obfitych wód roztopowych w czasie lata, które przypuszczalnie było dłuższe niż w czasie osadzania się dolnych, brunatnych ilów warwowych. W niektórych warstewkach zaznacza się wpływ silniejszego falowania, być może wywołanego burzami. Doprowadziło ono do zaburzenia w sedimentacji warstewek. O silnych ruchach wody mówią też „konkrecje” ilitu zawieszzone w masie szarego mułku. Gruby pokład ilów i mułków rytmicznie warstwowanych świadczy o intensywnej akumulacji materiału pochodzącego z rozmywania zboczy doliny Czarnej Przemszy (łupki karbońskie).

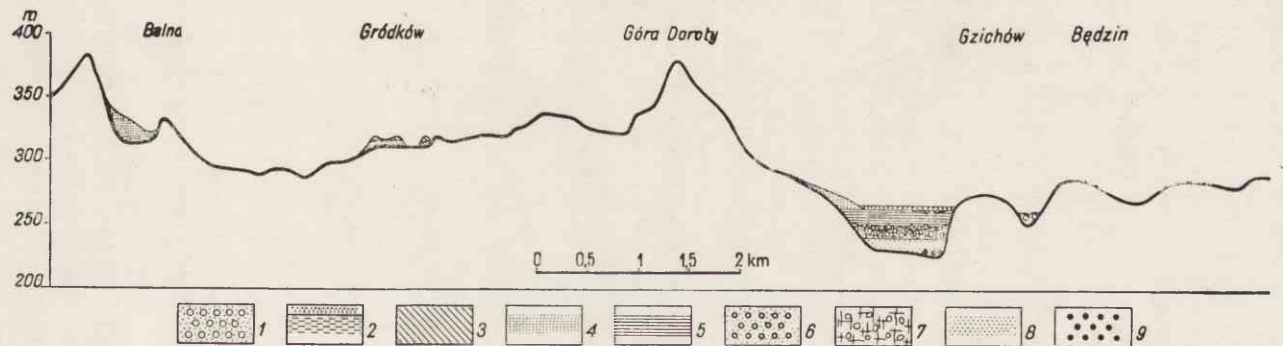
Różnoziarniste piaski fluwioglacjalne z domieszką materiału eratycznego leżące powyżej szarych ilów warstwowanych (265 m) wskazują na ponowne wzmoczenie dopływu wód rzecznołodowcowych (ryc. 10, H, ryc. 11). Piaski te okrywają stoki wzniesień otaczających kotlinę dąbrowską; nie występują w obrębie kotliny. Na płaskowyżu twardowickim piaski te leżą na wysokości 370 m, a na stokach progu inwersyjnego obrzeżającego od zachodu kotlinę dąbrowską występują (na północ od Strzyżowic) na wysokości około 360 m, w Skrzynówku na wysokości 340 m, na zachód od klinkierni w Gródkowie na wysokości 320 m. W obrębie garbu strzemieszycko-trzebieszawickiego piaski sięgają do wysokości bezwzględnej 375—380 m.

Według Doktorowicz-Hrebnickiego i Lewińskiego na płaskowyżu bytomsko-katowickim piaski występują do wysokości 270—280 m. Podobne „wysokie zasypanie” piaskami zlodowacenia środkowopolskiego stwierdził Lewiński w dorzeczu Białej Przemszy. Powierzchnia tego zasypania obniża się ku południowi i południowemu wschodowi. W obrębie dolin piaski znajdują się na wtórnym złożu, wymyte z pokrywy piaszczystej pierwotnie sięgającej znacznie wyżej.

W Gródkowie w zachodniej części kotliny dąbrowskiej na tych piaskach (340 m) leży niewielki płat moreny głazowej (ryc. 11). Utwory morenowe budują tu wydłużone, równoległe do siebie pagóry, ciągnące się z WNW na ESE. Pagóry te zostały już opisane przez Lewińskiego i Doktorowicz-Hrebnickiego [33].

Trzy ostańcowe pagórki denudacyjne, o podobnej budowie i wysokości względnej około 4 m, występują również na SE od wsi Chrobakowe nad rzeczką Pagor (277 m n. p. m.).

Podobne pagóry zostały także opisane przez Assmanna [6, 8, 11] na obszarze progu środkowotriasowego między Górą Anny a Tarnowskimi Górami. Geneza tych pagórków nie jest wyjaśniona. Lewiński



Ryc. 11. Przekrój przez zachodnią część kotliny dąbrowskiej

- 1 — piaski i żwiry rzeczne zlodowacenia bałtyckiego; 2 — mulki i piaski rzeczne, stadium Warty; 3 do 7 — utwory stadium Odry; 3 — morena ablacyjna; 4 — piaski fluwioglacjalne; 5 — szare ily i mulki limniczne; 6 — żwiry fluwioglacjalne; 7 — glina morenowa; 8 — piaski i żwiry rzeczne i fluwioglacjalne fazy anaglacjalnej stadium Odry; 9 — żwiry mieszane

i Assmann [6] pagóry te uważali za kemy. Biernat [14] i Assmann [11] wiążą te formy z postojem lądolodu w czasie recesji. Według J a h n a [53] morena głazowa (*Blockpackung*) reprezentuje morenę ablacyjną powstałą przez wytapianie materiału morenowego ze szczelin i powierzchni poślizgu w wielkich płytach martwego lodu w klimacie powoli ocieplającym się.

W czasie recesji lądolodu stadium Odry zróżnicowane ukształtowanie progu środkowotriasowego sprzyjało deglacjacji arealnej. Lód szybciej tajał na wzniesieniach, natomiast w obniżeniach denudacyjnych utrzymywał się dłużej tworząc wielkie płyty martwego lodu. W tych obniżeniach między stokami wzniesień a brzegami płyt martwego lodu obfite wody roztopowe osadzały piaski kemowe. W kotlinie dąbrowskiej sięgają one do wysokości 320—380 m. Po całkowitym wytopieniu się mas lodowych na znacznie niższym dnie zagłębienia ablacyjnego (250—340 m) powstały pagóry pochodzące z wytapiania materiału morenowego ze szczelin.

### Interstadiał przedwarciański

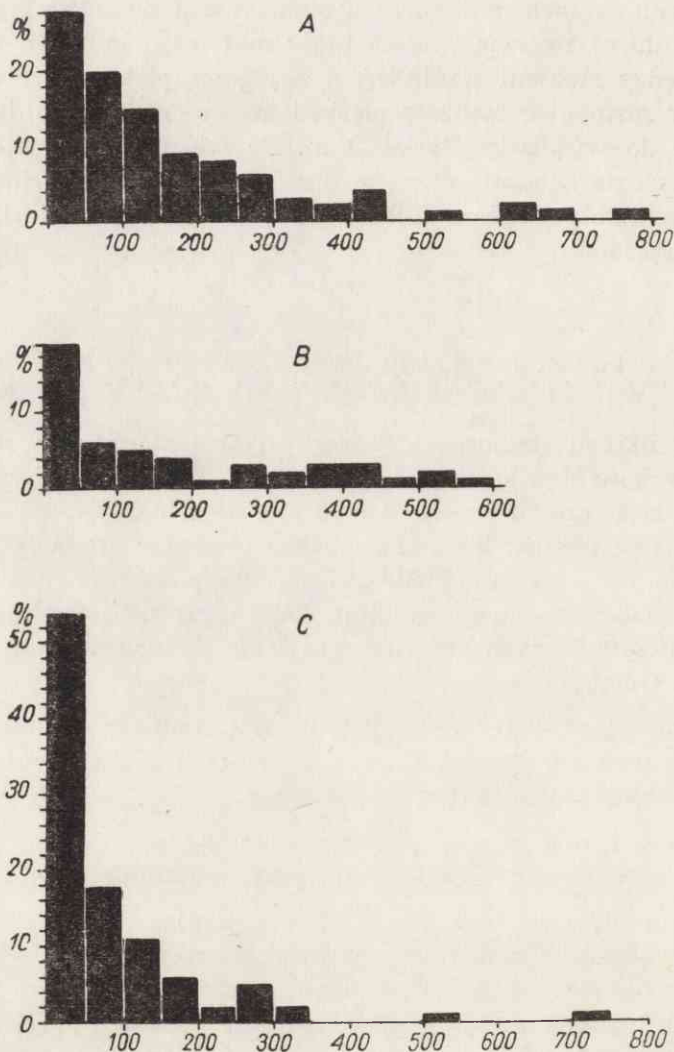
Osady z okresu stadium Odry wyścielające nierówną warstwą szerokie preglacjalne dno kotliny dąbrowskiej zostały rozcięte przez Czarną Przemszę, dzięki czemu powstały rynny erozyjne. W Brzozowicy rynny te występują w pobliżu krawędzi dzisiejszej terasy średniej, a dno ich znajduje się na wysokości 260—261 m. Na podstawie stosunku tych rynien do osadów z okresu stadium Odry oraz do wypełniających je utworów interstadialnych autorka przyjmuje, że powstały one u schyłku stadium Odry.

Rynny te są wycięte w szarych iłach i mułkach rytmicznie warstwowanych (ryc. 10, J; ryc. 16) oraz w piaskach gruboziarnistych przykrytych piaskiem na ogół drobnoziarnistym.

W obrębie rynny zbocze jest nierówne. Zaznaczają się tu stopnie świadczące o zsuwaniu się materiału, przypuszczalnie przemarzniętego.

Seria akumulacyjna (ryc. 10, J, K) wypełniająca to zagłębienie obejmuje żwiry, gładziki i piaski oraz osady organogeniczne. Na dnie zagłębienia występują kieszenie wypełnione żwirami i gładzikami lokalnymi i eratykami. Stopień zaokrąglenia materiału wskazuje (ryc. 12, A), że żwiry zostały osadzone przez rzekę w środowisku peryglacjalnym, a więc jeszcze u schyłku stadium Odry. Materiał ten pochodzi ze zdegradowanej moreny dennej i, przypuszczalnie, z utworów fluwioglacjalnych.

Wyżej leżą białe piaski zasębiające się z mułkami szarymi (ryc. 16), na których leży piasek i mułek ilasty ciemnobrunatny, przykryty przez starszy torf leśny sprasowany (ryc. 10, K). Świadczy to, że ówczesne bagniste dno doliny Czarnej Przemszy porastał las. Na autochtoniczne pochodzenie torfu wskazują pionowe korzenie drzew zachowane miejscami w szarobiałym piasku. Torf zawierał łodygi bylin i duże pnie drzew, najczęściej świerka.



Ryc. 12. Morfogramy żwirów w Brzozowicy

A — żwiry wypełniające kieszenie na powierzchni szarych ilów i mułków; B — żwiry w stropie terasy średniej; C — żwiry podmorenowe (anaglacjalne)

W 1956 r. były widoczne dwie soczewki torfu 50 m długości, 0,8 m grubości. W 1957 r. został odsłonięty jeden przeszło 100 m długości pokład torfu, leżący poziomo. W miarę poszerzania odkrywki i przesuwania południowej ściany kopalni w kierunku krawędzi terasy średniej, zmniejszała się grubość torfu. I tak w kwietniu 1958 r. warstwa torfu miała zaledwie 20—30 cm grubości, natomiast miąższość białych piasków leżących w jego spągu wzrosła do 2 m. Była to zapewne brzeżna część zabagnionego zagłębienia interstadialnego. Powierzchnia torfu grubo okrytego młodszymi mułkami i piaskami była wyraźnie wgięta i pochylona ku osi dzisiejszej doliny Czarnej Przemszy w wyniku osiadania materiału w strefie denudacji przykrawędziowej. Badany starszy torf wyeksploatowano w jesieni 1959 r.

O interstadialnym wieku torfu można wnosić na podstawie charakteru roślinności i jego stosunku do otaczających form i osadów. Torf jest młodszy od starszego stadium zlodowacenia środkowopolskiego (stadium Odry), ponieważ leży na dnie rynny wyciętej w utworach z tego okresu. Torf jest natomiast starszy zarówno od nadległych utworów z florą tundrową z okresu stadium Warty, jak i od osadów zlodowacenia bałtyckiego, które wyściełają dno doliny wyciętej przed okresem tego zlodowacenia w szarych iłach warwowych, torfie i pokrywających go osadach. W stropie osady te wykazują zaburzenia kriogeniczne, które wiążą się wiekowo z peryglacjalnymi strukturami glebowymi występującymi w obrębie pokrywy z okresu ostatniego zlodowacenia, okrywającej zbrocze młodoplejstoceńskiej doliny Czarnej Przemszy. Na tej podstawie można przyjąć, że torf powstał w interstadiale oddzielającym starsze stadium zlodowacenia środkowopolskiego od stadium warciańskiego.

Interstadialny charakter torfu potwierdza opracowanie L. Stuchlika [44, 45]. Analiza torfu wykazała, że interstadium ten był trójfazowy. Zaczynał się okresem subarktycznym, w którym panowały lasy sosnowo-brzozowe. W optimum klimat był borealny lub umiarkowanie chłodny, dominowały lasy mieszane z przewagą drzew szpilkowych. U schyłku interstadiumu klimat stał się ponownie surowy, subarktyczny, rośliny zielne przeważały nad drzewiastymi.

### Stadium Warty

Na powierzchni starszego torfu leżą mułki, piaski i żwiry, które autorka wiąże ze stadium Warty. Na tworzenie się tych osadów w klimacie peryglacjalnym wskazują:

1. Mułki żółtopopielate zawierające ziarna kwarcu słabo obtoczonego wykazują syngenetyczne zaburzenia kriogeniczne.

2. Powierzchnia mułków jest ścięta i przykryta piaskami różnoziarnistymi, słabo obtoczonymi, z domieszką żwirów. Na podstawie stopnia zaokrąglenia materiału (ryc. 12, B) można przyjąć, że jest to osad rzeki peryglacialnej, z domieszką materiału fluwioglacialnego.

3. W dolnej części piasków przykrywających mułki występowała soczewka łu barwy prawie czarnej (jesień 1957 r.). łu zawierał szczątki roślinności tundrowej, składającej się z wierzby i *Armeria Iverseni* S z a f e r.

Opisane fakty przemawiają za tym, że są to osady z okresu stadium Warty, gdy czoło lądolodu zatrzymało się w odległości około 100 km na północ od Będzina. Utwory te tworzą pokrywę akumulacyjną rozległej terasy średniej, której krawędź znajduje się na wysokości 4—6 m nad poziomem dna dzisiejszego.

Terasa średnia jest dobrze rozwinięta na prawym brzegu Czarnej Przemszy w obrębie kotliny dąbrowskiej między Kuźnicą Warężyńską a Gołaszczą na wysokości 277 m n. p. m., tj. około 6 m n. p. dna dzisiejszej doliny, między Gołaszczą a Preczowem oraz koło Borów Łagiskich (8 m n. p. dzisiejszego dna doliny Czarnej Przemszy). Na północ od Będzina terasa średnia, około 1000 m szeroka, wnika w głąb doliny Łagiskiej.

Powstanie równiny terasy średniej było predysponowane występowaniem formy starszej (długiego stoku denudacyjnego progu czołowego, rozciągającego się w poziomie terasy średniej (260—270 m n. p. m.). Terasa średnia ma charakter terasy erozyjnej, zbudowanej z mało odpornych skał starszego podłoża (w Kuźnicy Warężyńskiej — pstre łu i piaski pstrego piaskowca, w Gołaszce i Preczowie — łupki malinowickie, w Łagiszy — łupki i piaskowce warstw porębskich i grodzieckich). Lokalnie powyżej zwężenia doliny Czarnej Przemszy w Będzinie osadziły się piaski, torfy i mułki.

Zbocze terasy średniej pokryte jest utworami soliflukcyjno-proluwialnymi, które w Brzozowicy zazębiają się z osadami rzecznyymi wypełniającymi młodoplejstocęską dolinę Czarnej Przemszy. Na tej podstawie można przyjąć, że pokrywa z okresu stadium Warty została rozcięta przez Czarną Przemszę u schyłku zlodowacenia środkowopolskiego, w wyniku czego powstała terasa średnia\*.

---

\* Również w dolinie Odry Assmann stwierdził występowanie młodszej terasy średniej, której pokrywa pochodzi z okresu stadium Warty [7].

## Rozwój rzeźby progu środkowotriasowego w młodszym plejstocenie

Pokrywa z okresu stadium warciańskiego, interstadiu przedwarciańskiego oraz szarych iłów i mułków rytmicznie warstwowych została rozcięta przez Czarną Przemszę aż do poziomu szarobrunatnej gliny morenowej z okresu stadium Odry i powstała szeroka rynna dolinna. Stosunek do utworów rozciętych i wypełniających rynnę świadczy o jej uformowaniu po okresie stadium Warty a przed akumulacją osadów dolinnych z okresu ostatniego zlodowacenia, a więc w okresie obejmującym schyłek zlodowacenia środkowopolskiego i cały interglacjał eemski.

### Młodoplejstoceńskie zmiany sieci dolinnej

Po ustąpieniu lądolodu stadium Odry a przed okresem zlodowacenia bałtyckiego na Wyżynie Śląskiej nastąpiły zmiany sieci rzecznej. Bieg młodoplejstoceńskiej doliny Czarnej Przemszy, niemal całkowicie zagrzebanej pod pokrywą osadów rzecznych i zbczowych z czasów ostatniego zlodowacenia, zrekonstruowano na podstawie wierceń. Na obszarze wschodniej części kotliny dąbrowskiej dno młodoplejstoceńskiej doliny Czarnej Przemszy zaznacza się na wysokości 256—261 m. Różnica wzniesień między powierzchnią terasy średniej a dnem omawianej doliny wynosi koło Gołaszki około 16 m, koło Preczowa 15—17 m, a w Brzozowicy 17—19. Szerokie dno młodoplejstoceńskiej doliny leży 10—12 m poniżej dna dzisiejszego.

Po okresie zlodowacenia środkowopolskiego Czarna Przemsza zmieniła bieg (ryc. 5 i 11). Przepiętowała garb będziński zbudowany ze skał triasowych okrytych piaskami wysokiego zasypania z okresu deglacjacji zlodowacenia przedostatniego i wycięła w nim wąską dolinę przełomową. Wiercenie w tej epigenetycznej dolinie koło mostu w Będzinie przebiło piaski ze żwirami i osiągnęło dno na głębokości zaledwie 10 m poniżej dzisiejszego. Dno doliny przełomowej jest zatem zawieszane ponad dnem doliny kopalnej, ciągnącej się między Górą Doroty a wzniesieniem w Gzichowie.

W rzeźbie podczwartorzędowej dna kotliny dąbrowskiej zaznaczają się także dolne odcinki dolin obsekwentnych, nacinających denudacyjny próg czołowy, a mianowicie: rynna doliny gołonoskiej, dolina Trzebiczki, szeroka rynna oddzielająca pagór ostańcowy od progu w Antonowie koło Ząbkowic Będzińskich, oraz doliny w Ujejscu, Karsowie i Wojkowicach Kościelnych. Po okresie zlodowacenia środkowopolskiego nastąpiło zatem dalsze erozyjne rozczłonkowanie progu. Doliny ob-

sekwentne rozbiły wzniesienia otaczające kotlinę na liczne garby międziodolinne o przebiegu równoleżnikowym. W zachodniej części kotliny dąbrowskiej sieć dolin wykazuje ścisły związek z budową geologiczną obszaru; doliny wykorzystują wąskie strefy synklinalne zbudowane z łupków karbońskich. Od schyłku glacjału środkowopolskiego poprzez cały interglacjał eemski była także pogłębiana dolina Wielonki [33] i Jaworznika [129].

Szczególnie duże zmiany sieci rzecznej nastąpiły w tym okresie na obszarze płaskowyżu bytomsko-katowickiego (ryc. 5). W okresie zlodowacenia środkowopolskiego stare doliny zostały zasypane osadami fluwioglacjalnymi, zastoiskowymi i morenowymi. Na powierzchni zasypania rozwinęła się nowa sieć dolin, tylko częściowo nawiązujących do układu sieci dolin z okresu przedczwartorzędowego (np. dolina Bytomki) i przed zlodowaceniem środkowopolskim. I tak Rawa odgrzebała spod pokrywy osadów z okresu przedostatniego zlodowacenia starą rynną pra-Rawy wyżłobioną na kontakcie piaskowców i łupków warstw rudzkich oraz łupków warstw orzeskich. Natomiast bieg prawobrzeżnych dopływów dzisiejszej Brynicy, wyciętych w osadach z okresu zlodowacenia środkowopolskiego, jest całkowicie niezależny od starej rzeźby. Nie zostały też odpreparowane następujące rynny: pra-Jaworznika, małobądzka, lędzińska i czeladzka. Zmianom sieci rzecznej towarzyszyły zjawiska epigenezy. Brynica przepiłowała garb bobrownicki okryty utworami plejstocenskimi, następnie nawiązała do biegu starej doliny pra-Wielonki.

Po ustąpieniu lądolodu stadium Odry nastąpiło zatem przesunięcie działu wód między dorzeczami Odry i Wisły. Dorzecze Brynicy i górny odcinek dorzecza Rawy zostały włączone do dorzecza Wisły. Nowy młodoplejstocenski dział wód, który pokrywa się z działem dzisiejszym, ciągnie się od wzniesień w Miasteczku Śląskim przez Nakło — Bytom — Nowy Bytom — Hajduki i Katowice-Brynów w kierunku Murcek i Miłkowa.

Faza młodoplejstocenskiej erozji zaznaczyła się także w Kotlinie Kozielskiej rozcięciem osadów z okresu zlodowacenia przedostatniego. A. Jahn [52] stwierdził głębokie rozcięcie sięgające do 20 m poniżej dna doliny Kłodnicy w Gliwicach i Pyskowicach.

#### Rozwój rzeźby progów środkowotriasowego w okresie zlodowacenia bałtyckiego

Występowanie struktur kriogenicznych i pokryw soliflukcyjno-proluwialnych dowodzi, że w czasie zlodowacenia bałtyckiego Wyżyna Śląska znajdowała się w zasięgu klimatu arktycznego i subarktycznego.



W tym okresie czoło lądolodu znajdowało się w odległości około 200 km od wyżyny, pokrytej wówczas tundrą, na której powstała wieczna marzłóć, a silne wietrzenie mechaniczne dostarczało materiału pokrywom soliflukcyjnym, proluwialnym i aluwialnym (rzecznym).

### *Wietrzenie mrozowe*

Skały progu środkowotriasowego różnie reagują na działanie mrozu. Skały margliste i ilaste, nasiąkliwe, zazwyczaj cienkopłytkowe, są słabo spojone i kruche. Ze względu na niewielkie rozmiary i nieregularne kształty porów woda nie może w nich zamarzać swobodnie. Powstające kryształki lodu wywierają silne ciśnienie na ścianki szczelin. W wyniku tego skała szybko traci spoiwość, kruszy się i rozpada na cienkie płytki grubości kilku milimetrów. Po rozdrobnieniu płytek dalszym działaniem zamarzającej wody tworzy się ilasta zwietrzelina, która w klimacie o cechach peryglacjalnych szczególnie łatwo była przemieszczana przez ruchy grawitacyjne, splukiwana przez wody opadowe i roztopowe, a po wyschnięciu wywiewana przez wiatr. Dlatego warstwa ilastej zwietrzliny jest cienka (do 1 m).

Natomiast wapienie i dolomity dzięki gęstemu uszczelinieniu i dużej przepuszczalności odznaczają się małym stopniem nasycenia wilgocią; dlatego były bardziej wytrzymałe na działanie mrozu. Wniosek ten potwierdzają obserwacje dotyczące wykształcenia peryglacjalnego profilu wietrzeniowego skał. W zwietrzelinie skał wapiennych i dolomitowych, *in situ* lub przemieszczonych dzięki soliflukcji, uderza przewaga rumoszu grubego — nieregularnych brył — nad cienkimi, niewielkimi płytkami, oraz stosunkowo niewielka ilość szarozielonej peryglacjalnej zwietrzliny gliniastej. Obserwacje te są zgodne z wynikami badań Hempla [48] i Fezera [40] nad wietrzeniem skał wapienia muszlowego.

Warstwa zwietrzałej skały sięga średnio do głębokości 1,5 m. W profilach wietrzeniowych skał tworzących powierzchnie płaskie lub słabo nachylone zaznaczają się często trzy strefy: pod warstwą holocenijskiej gleby gliniasto-piaszczystej (0,2—0,3 m) występuje warstwa rumoszu silnie zgniecionego i pofałdowanego wskutek procesów kriogenicznych. Strefę drugą tworzy gruz płytkowy, kriogenicznie słabo zaburzony. Świadczy on o największej głębokości odmarzania letniego. Niżej występuje skała o strukturze nienaruszonej, pocięta pojedynczymi głębokimi szczelinami, często poszerzonymi przez procesy krasowe.

Mięgłość warstwy kriogenicznie silnie zaburzonej wynosi 1,1—1,2 metra. W tej strefie powstały liczne peryglacjalne struktury glebowe.

Formy kriogeniczne są zróżnicowane w zależności od charakteru skały. I tak festony gruzowe i strzałki rozwinęły się głównie w rumoszu zwietrzelinowym I wapienia falistego, wapieni z *Pecten* i *Dadocrinus* oraz w górnych poziomach wapienia jamistego retu. W dolomicie kruszczo- nośnym zawierającym mało domieszek marglistych zaznacza się słaba segregacja termiczna gruzu. Natomiast w warstwach zlepieńcowych gór- nych warstw gogolińskich występują głębokie kliny lodowe, przecina- jące zarówno skałę zwietrzałą, jak i skały o strukturze nienaruszonej. W mułkach i piaskach ilastych strefa odmarzania letniego sięgała w okresie ostatniego zlodowacenia do głębokości około 2 m. Świadczą o tym inwolucje słupowe i fałdowe o rozpiętości pionowej 2 m odsło- nięte w Brzozowicy.

Należy podkreślić, że w zasięgu strefy odmarzania letniego znajdo- wały się także niektóre dobrze przewietrzane jaskinie w okolicy Ząb- kowic Będzińskich [43]. Można o tym wnosić na podstawie klinów mro- zowych przecinających jaskiniowe mułki warwowe i piaski.

#### Procesy zboczowe

O procesach modelujących próg środkowotriasowy w okresie ostat- niego zlodowacenia można wnosić na podstawie analizy pokryw soli- flukcyjno-proluwialnych znajdujących na zboczach lub u podnóży pro- gów. Odsłonięcia tych utworów są nieliczne.

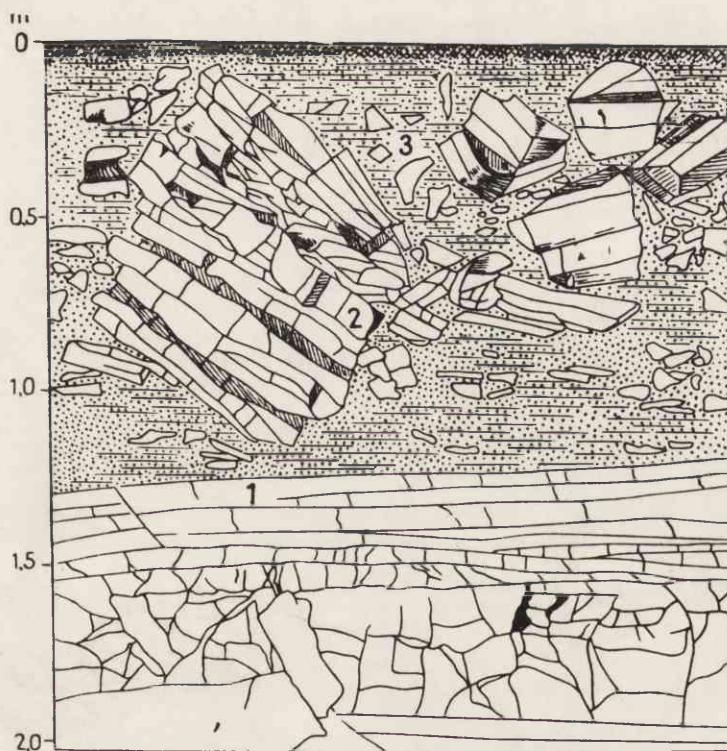
Na prawym zboczach doliny Trzebiczki w niewielkiej niecce o nachy- leniu zboczy 3° (kamieniołom przy drodze prowadzącej z Ujejsca do Ząbkowic) widoczne są pochylone pakiety skalne i grube bloki wapieni tkwiące w żółtobrunatnej glinie piaszczystej przepelnionej drobnym gruzem (ryc. 13). Ułożenie materiału oraz brak form osuwiskowych wskazuje na grawitacyjny ruch bloków w środowisku peryglacialnym.

Okolo 750 m na zachód od Ujejsca u podnóży denudacyjnego progu czołowego na łąkach pstrego piaskowca leżą w piasku duże bloki wapie- nia marglistego ponad 1,1 m grubości. Bloki te pochodzą zapewne z obry- wów powstających na kontakcie skał ilastych i marglistych oraz wa- pieni i dolomitów.

Wiercenie w Antoniowie, przeprowadzone na wysokości 277,83 m u stóp denudacyjnego progu czołowego, wskazuje, że dolna część stoku jest tu okryta grubą pokrywą o następującej budowie:

- 0,0 — 0,2 m Gleba czarna torfiasta
- 0,2 — 1,7 m Piasek żółtoszary średnioziarnisty
- 1,7 — 3,1 m Piasek żółtoszary drobno- i średnioziarnisty
- 3,1 — 3,6 m Piasek szary średnio- i drobnoziarnisty

- 3,6 — 3,9 m Piasek szary drobnoziarnisty z wkładkami piasku gruboziarnistego  
 3,9 — 4,4 m Piasek szarozółty średnio- i drobnoziarnisty  
 4,4 — 5,2 m Ił barwy rdzawej żelazisty, z drobnymi okruchami marglu, piaskowca, kwarcytów, krzemieni, HCl—  
 5,2 — 5,7 m Ił barwy rdzawej z licznymi okruchami wapienia dolomitycznego i krzemieni  
 5,7 — 6,5 m Ił brunatny z drobnymi żwirkami oraz okruchami dolomitów i wapieni  
 6,5 — 7,4 m Ił zielonkawy z szarymi plamami, kruchy, mało plastyczny, z okruchami piaskowca i wapieni dolomitycznych  
 7,4 — 10,3 m Ił brunatny szaro i czerwono smugowany, słabo piaszczysty, HCl — (prawdopodobnie pstry piaskowiec).



Ryc. 13. Żabkowice Bielowizna. Pokrywa zboczowa

1 — wapień falisty; 2 — bloki i rumosz wapienny; 3 — gлина piaszczysta

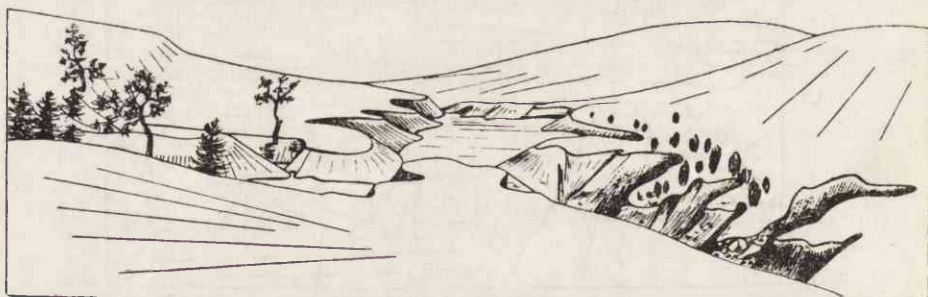
Następstwo warstw i pochodzenie materiału z różnych warstw dolnego i środkowego triasu oraz z osadów morenowych i fluwioglacjalnych świadczy o soliflukcyjnym charakterze utworu. Bliższa charakterystyka tej pokrywy nie jest możliwa ze względu na brak odsłonięcia.

W Tapkowicach, w niewielkim kamieniołomie założonym w górnym odcinku niecki rozcinającej denudacyjny próg tylny (nachylenie zbocza 2—3°), na podłożu zbudowanym z wapieni marglistych retu leży pokrywa soliflukcji swobodnej (ryc. 14).



Ryc. 14. Tapkowice. Struktury amorficzne

1 — piasek; 2 — glina brunatna; 3 — piasek z krzemieniami; 4 — marglista zwietrzelina;  
5 — margle i dolomity margliste retu



Ryc. 15. Chruszczobród. Dolina o zboczach stromych i dnie wyścielonym osadami zboczowymi z okresu ostatniego zlodowacenia

W Chruszczobrodzie, w dolinie rozcinającej denudacyjny próg tylny (ryc. 15) odsłaniają się liczne bloki (długości około 0,5 m) i drobniejszy rumosz dolomitu diploporowego, tkwiące w piasku, miejscami wyraźnie smugowanym w kierunku nachylenia kopalnego zbocza. Piasek świadczy o zdzieraniu starszych osadów czwartorzędowych ze wzniesień

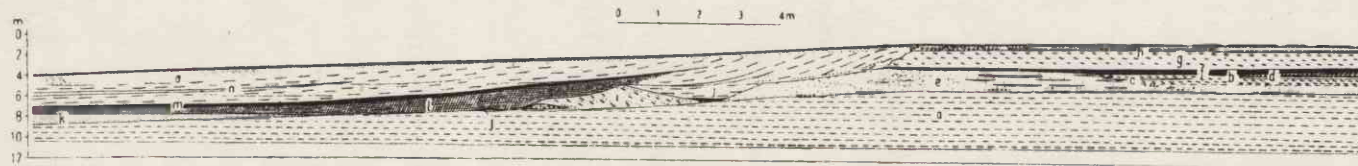
przez procesy zboczowe, a rumosz skalny — o niszczeniu i cofaniu zboczy w wyniku odpadania i spełzywania zwietrzeliny wraz z piaskami. Toteż górna część zbocza jest cofnięta, stroma (nachylona do 30°), pozbawiona pokrywy piaszczystej. Ukazują się w nim skały starszego podłoża.

Piaski żółte rytmicznie warstwowane, z cienkimi wkładkami piasku ilastego, wyściełają także dna innych dolin, uchodzących do doliny Trzebieczki i Czarnej Przemszy, gdzie zazębiają się z piaskami rzecznyymi (jak w Przeczycach). Piaski proluwialne otulają także stoki garbu wznoszącego się między dolinami Wielonki i strugi łagiskiej. Spokojny na ogół rytm akumulacji piasków zboczowych wskazuje na laminarny charakter spływu wód.

Doskonały wgląd w budowę utworów okrywających zbocze kopalnej młodoplejstocenijskiej doliny Czarnej Przemszy daje odsłonięcie w Brzozowicy. W spągu pokrywy zboczowej znajdują się obalone ostrokrawędziste pakiety piasków, mułków i ilów (ryc. 16). Wyraźne zarysy poszczególnych skib wskazują, że materiał był przemarznięty. Zbocze podcinane przez rzekę było zatem modelowane przez zerwy i ruchy osuwiskowe w środowisku peryglacjalnym. Te osunięte przemarznięte masy skalne okryte są mułkowo-piaszczystymi namywami zboczowymi barwy szarzielonej. Gruba pokrywa namywów świadczy o intensywnym spłukiwaniu i osadzeniu materiału zboczowego, dzięki czemu osunięte piaski i mułki nie uległy zniszczeniu. W ich stropie występuje około 1-metrowej grubości warstwa ciemnobrunatnego iltu, który ku górze przechodzi w młodszy torf leśny zawierający liczne szyszki sosny (ryc. 16). Dokładny wiek i charakter młodszego torfu leśnego nie jest znany. Prawdopodobnie powstał on w jakimś klimacie leśnym typu borealnego (interstadiał oryniacki?). W dolnej części kopalnego zbocza torf jest zaburzony kriogenicznie (inwolucje słupowe o rozpiętości pionowej 2 m) (ryc. 17, warstwa *a* i *b*). Natorfie leży płaszcz mułków i piasków zboczowych, których materiał pochodzi z niszczenia utworów zbocza. Ten płaszcz osadów pokrywowych jest dwudzielny, przegrodzony utworem glinionym barwy brunatnej (gleba kopalna?).

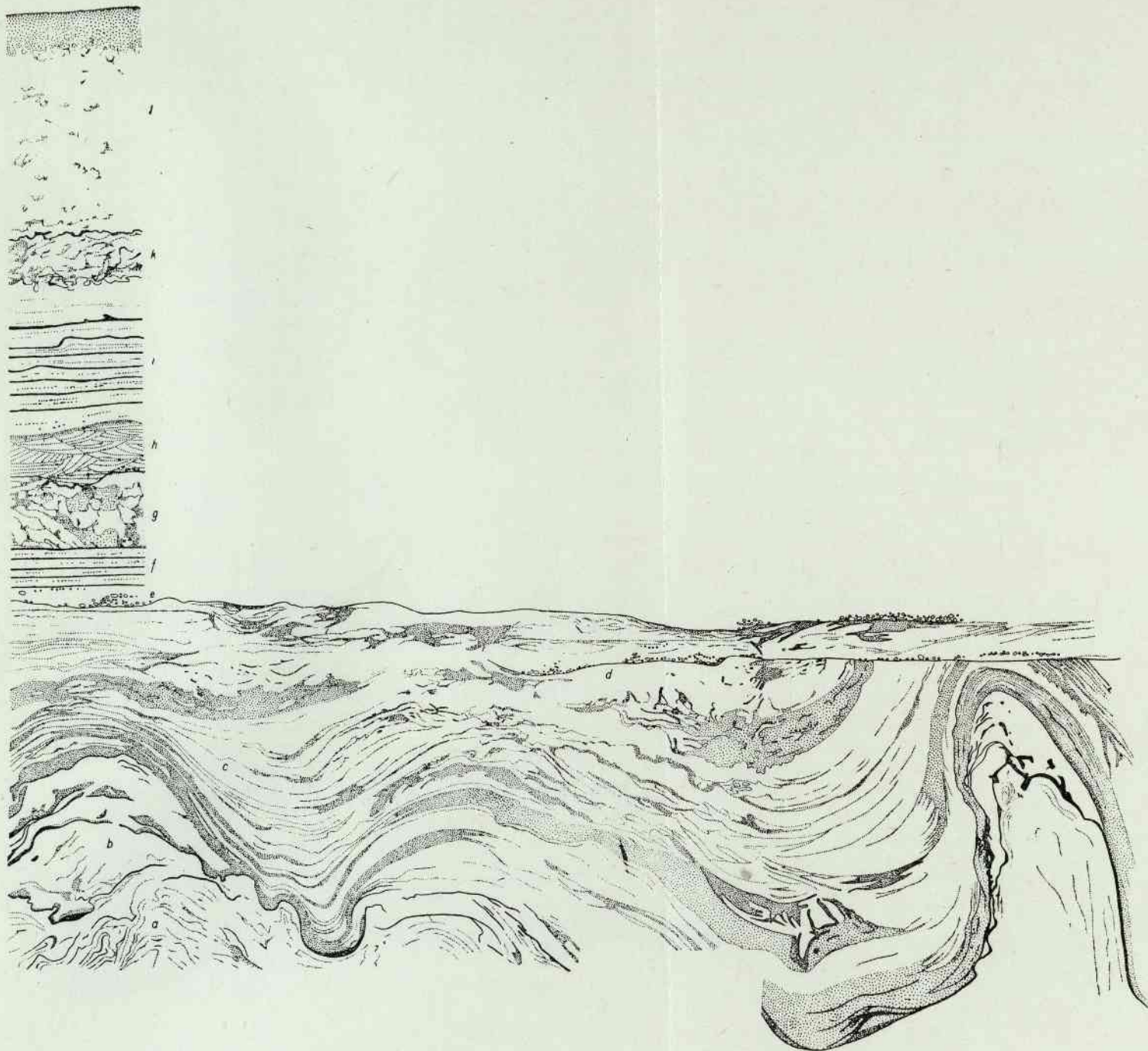
Serię dolną tworzą szare mułki na przemian rytmicznie warstwowane z piaskiem drobnoziarnistym (peryglacjalne namywy zboczowe — warstwa *c*) oraz mułki szare i żółte o strukturze plamistej (syngeneetyczne zaburzenia spływowe — warstwa *d*).

Górna seria osadów pokrywowych leży niezgodnie nad serią dolną. Seria górna obejmuje: warstwę *f* — mułkowate i piaszczyste, rytmicznie warstwowane namywy zboczowe, warstwę *g* — mułkowaty utwór soliflukcyjny, warstwę *h* — piasek pylasty, przewiany, warstwę *i* —



Ryc. 16. Profil terasy średniej w Brzowicy

*a* — szare ily i mulki rytmicznie warstwowane; *b* — mułek szarozielony; *c* — piaski i żwiry ze smugami mulku; *d* — ił czarny; *e* — piasek biały rzeczny; *f* — starszy torf leśny; *g* — mułek żółty; *h* — piasek żółty ze żwirami; *i* — osunięte masy żółtego mulku i piasku ze żwirami; *j* — mulki i piaski namyte; *k* — piasek biały rzeczny; *l* — mułek łąsty, czarny; *m* — młodszy torf leśny; *n* — mulki szare i pomarańczowe oraz piaski pochodzenia zboczowego; *o* — piasek żółty, namyty



Ryc. 17. Pokrywa zboczowa w Brzozowicy (objaśnienia w tekście)  
<http://rcin.org.pl>

piaszczyste namywy zboczowe przykryte przez piaski i warstwę *k* — mułki silnie zaburzone kriogenicznie.

Te epigenetyczne struktury kriogeniczne wiążą się czasowo z inwocjami fałdowymi w stropie terasy średniej. Rozpiętość pionowa zaburzeń dochodzi do 2 m. W stropie występuje piasek (warstwa 1), miejscami plamisty (holocen?).

Mułki pokrywy zboczowej zawierają soczewki bardzo obfitej roślinności tundrowej: *Salix herbacea* L., *S. polaris* W h l b., *Saxifraga oppositifolia* L., *Thalictrum alpinum* L., *Polygonum viviparum* L. i in.

W Brzozowicy te utwory zboczowe zazębiają się z osadami rzecznyymi z okresu zlodowacenia bałtyckiego, wypełniającymi młodoplejstoceńską dolinę Czarnej Przemszy. Na tej podstawie autorka przyjmuje, że pokrywa zboczowa powstała również w czasie ostatniego zlodowacenia. Z charakteru i następstwa opisanych osadów wynika, że pokrywy zboczowe tworzyły się w kilku etapach. W najstarszej fazie procesów zboczowych zbocze młodoplejstoczeńskiej doliny Czarnej Przemszy, podcinane przez rzekę, było modelowane przez zerwy i ruchy osuwiskowe w środowisku peryglacjalnym. W fazie przejściowej wzmożone spłukiwanie doprowadziło do powstania grubych namywów. Ocieplenie klimatu zaznaczyło się powstaniem młodszego torfu leśnego. Po okresie akumulacji utworów organogenicznych nastąpiło ponowne oziębienie klimatu. W środowisku peryglacjalnym fazy wzmożonego spłukiwania i namywania mułków oraz rytmicznie warstwowanych piasków zboczowych były przegradzane fazami wzmożonej soliflukcji. Fazy głębokiego odmarzania letniego zaznaczyły się rozwojem głębokich, peryglacjalnych struktur glebowych. Piaski przewiane (warstwa *h*), przegradzające utwory soliflukcyjne i namywy zboczowe, wskazują na ożywienie się działalności wiatru w środowisku peryglacjalnym. Dowodem tego są także głązy i żwiry ze śladami eolizacji (wielogrance dwustronne i trójgranca) rozrzucone po polach w Gródkowie, Karsowie, Chruszczobrodzie i Podossach.

Powstaje pytanie: czy stwierdzone fazy i typy akumulacji zboczowej są wynikiem wahań klimatycznych, czy też są one zjawiskami ściśle lokalnymi? Na pytanie to nie można odpowiedzieć ze względu na brak materiału porównawczego z innych terenów Wyżyny Śląskiej. Büdel [20] na podstawie bogatego materiału obserwacyjnego zebranego na obszarze Europy środkowej dochodzi do wniosku, że najmniejsze zmiany klimatu (temperatury i wilgotności powietrza) rzędu kilkadziesiątu lub kilkuset lat nie wpływały na położenie czoła lądolodu, ale w strefie tundrowej i stepowej mogły wywołać niewielkie zmiany w typie sedimentacji.



### Formy degradacyjne

Niszczące i budujące procesy denudacyjne utworzyły w obrębie progu środkowotriasowego formy, które przetrwały do dziś: schodkowe stoki denudacyjne, ostańce i ostrogi denudacyjne, spłaszczenia podstokowe (*glacis d'erosion*) oraz doliny nieckowate.

Rozwój stoków. Rozwój stoków nawiązywał ściśle do ich budowy geologicznej. Próg środkowotriasowy jest zbudowany ze skał o różnej odporności na wietrzenie mrozowe (por. s. 79, 80)) i różnej podatności na przemieszczanie.

Budowa geologiczna i przebieg niszczenia w środowisku peryglacjalnym pozwalają wyróżnić:

1. Stoki zbudowane w części górnej z grubych zespołów wapieni i dolomitów przeławiconych z marglami, w części dolnej — z ilów, piasków i łupków (stoki denudacyjnego progu czołowego). Takie stoki nie rozwijały się równomiernie. Ich niszczenie postępowało inaczej w obrębie podnóża i w części dolnej, a inaczej w części górnej. W obrębie podnóża i dolnej części stoku zachodziło przede wszystkim przemieszczanie materiału pochodzącego z niszczenia górnej części stoku. Materiał ten był składany u stóp progu w starszych obniżeniach erozyjnych (por. profil w Brzozowicy), lub też rozmywany i odprowadzany na zewnątrz przez wody okresowo płynące. Miejscami dolna część stoku jest otulona pokrywami zboczowymi (Antoniów), które wskazują, że stok był niszczone przez procesy soliflukcyjne i splukiwanie. Materiał pokryw zboczowych pochodzący z niszczenia różnych warstw triasu i różnych osadów plejstoceniśkich świadczy o odpreparowywaniu wzniesień spod pokrywy utworów czwartorzędowych i o zdzieraniu rumoszu zwietrzelinowego z górnej części stoku. Duże bloki skalne leżące u podnóża progu czołowego (Ujejsce) mogą wskazywać, że stok progu był także modelowany przez ruchy masowe (obrywy). W ten sposób cofała się górna część stoku progu czołowego, a rosło podnóżie. Dlatego dolna część stoku tego progu jest długa, a profil jej wklęsły.

Natomiast w górnej części stok progu czołowego w obrębie kotliny dąbrowskiej jest stromy, a profil schodkowy, świadczący o zróżnicowanym cofaniu się stromych odcinków stoku wskutek selektywnego wietrzenia mechanicznego skał o różnej odporności.

W kotlinie dąbrowskiej dolny odcinek progu czołowego, wymodelowany w skałach mało odpornych, ma profil wklęsły, a nachylenie powierzchni 3—6°. Odcinek ten jest oddzielony wyraźnym załomem od stoku nachylonego 8—20° i wyrzeźbionego w bardziej odpornych wapieniach i dolomitach retu i dolnych warstw gogolińskich. Ponad nim występuje spłaszczenie rozwinięte w obrębie marglistych warstw gogo-

lińskich górnych (tab. 2) w Ujejściu na wysokości 330 m, w Ząbkowicach Będzińskich 340 m, a około 350 m na terenie wsi Łosień. Geneza tego spłaszczenia denudacyjnego jest złożona. Występowanie w obrębie spłaszczenia pod pokrywą rumoszu starych lejów krasowych wypełnionych czerwonym iłem zwietrzelinowym może wskazywać, że ma ono założenia starsze — przypuszczalnie młodotrzeciorzędowe; piaski zaś kemowe pokrywające go na terenie Łosnia mogą świadczyć, że było ono konserwowane w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. Pokrywa soliflukcyjna spoczywająca na tym spłaszczeniu świadczy, że w interglacjale eemskim i w okresie ostatniego zlodowacenia spłaszczenie to zostało odgrzebane spod pokrywy piasków i było przeobrażane przez procesy soliflukcyjne.

Ponad tym poziomem wznosi się wyraźnym stopniem wyższe spłaszczenie denudacyjne, które wytworzyło się w dolomicie kruszczośnym na wysokości 370 m w Ujejściu, a 361 m koło Łosnia. Poziom ten wyznaczają powierzchnie szerokich zaokrąglonych garbów. Ponad nimi występuje najwyższe spłaszczenie, odpowiadające resztkom starotrzeciorzędowej powierzchni degradacyjnej (375—380 m).

Spłaszczenia strukturalne zaznaczają się także na obszarze płaskowyżu twardowickiego. Strzępy górnych warstw gogolińskich budują najwyższe wzniesienia, które górują nad rozległymi spłaszczeniami denudacyjnymi wymodelowanymi w dolnych warstwach gogolińskich.

Selektywne wietrzenie mechaniczne doprowadziło również do wymodelowania załomów i spłaszczeń strukturalnych na zboczach doliny Trzebiczki (między Ząbkowicami Będzińskimi a Chruszczobrodem) i na stokach ostańców denudacyjnych w Grodźcu i Gołogou.

2. Również stoki zbudowane na przemian z pasywnych wapieni i dolomitów oraz aktywnych margli (stoki wzniesień między Preczowem a Karsowem zamykające od północy kotlinę dąbrowską) były ruchliwe. Świadczą o tym wyraźne spłaszczenia podstokowe o charakterze *glacis d'erosion*, wykształcone w dolnej części stoku.

Pomiędzy Karsowem a Przeczycami spłaszczenia te są wycięte w marglistych górnych warstwach gogolińskich, mają zarys trójkąta. W części górnej przechodzą w dna denudacyjnych niecek zboczowych. W ten sposób spłaszczenia podstokowe wnikają zatokami w obręb progów. Nachylenie powierzchni *glacis d'erosion* wynosi w części górnej 5—6°, w części dolnej 2—3°, natomiast otaczających je stoków 8—12°. W części dolnej spłaszczenia podstokowe przechodzą w powierzchnię akumulacyjną zbudowaną z utworów pochodzenia zboczowego, zazębiających się z utworami rzecznyymi. Na wschód od Wojkowic Kościelnych w dolnej części ponad spłaszczeniem sterczy niewielki, 3-metrowy ostaniec denudacyjny zbudowany z wapienia. W Wojkowicach Kościelnych i Karso-

wie spłaszczenia podstokowe są od siebie oddzielone szerokimi ostrogami denudacyjnymi, w obrębie których uchowały się obniżone fragmenty poziomu II.

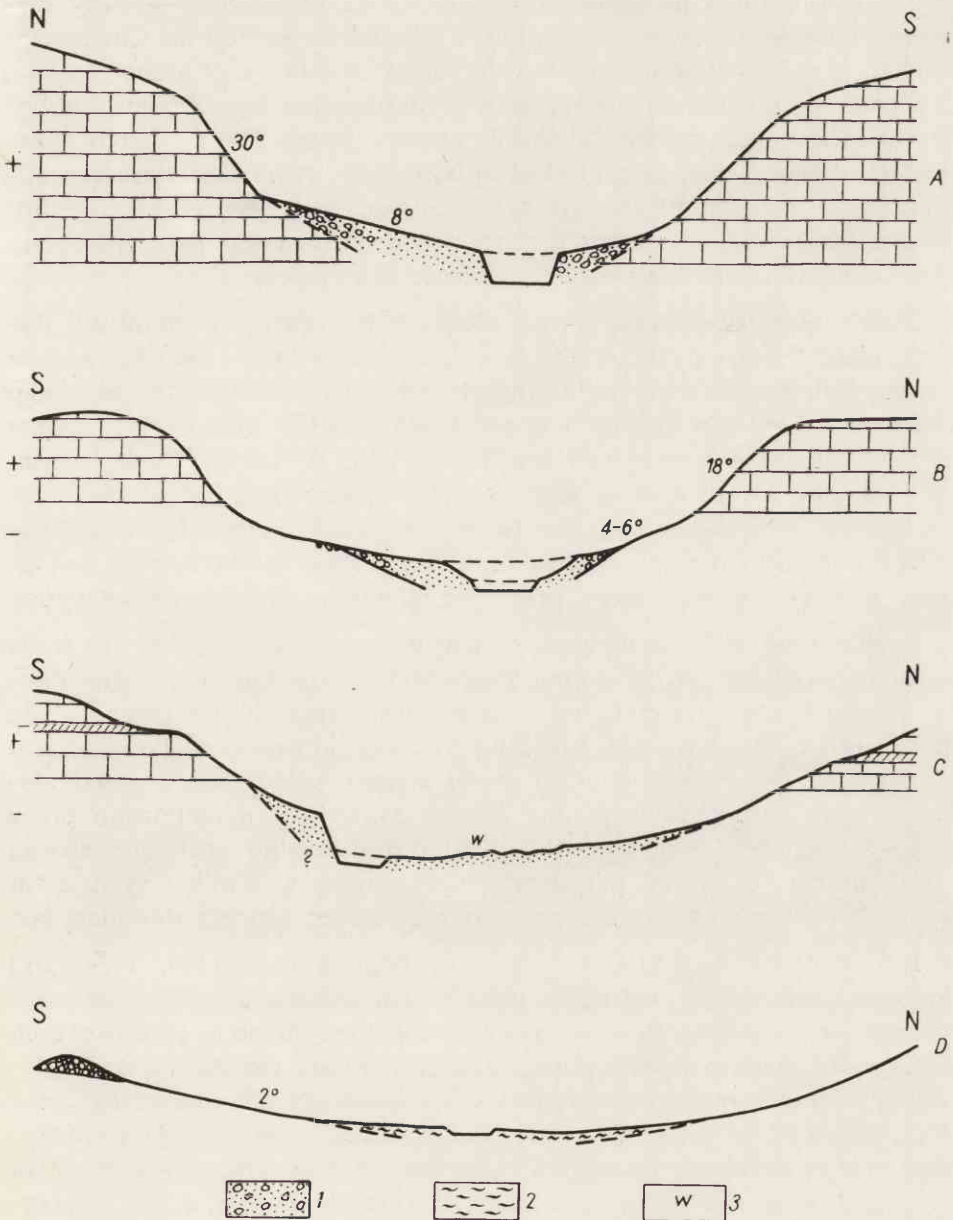
O starym, przedczwartorzędowym założeniu spłaszczeń podstokowych mogą świadczyć zagłębienia krasowe wypełnione czerwonym iłem. W górnej części są one ścięte i przykryte cienką (do 0,5 m) warstwą rumoszu soliflukcyjnego (Karsów) lub piasku z rumoszem (NW od Wojkowic Kościelnych). Spłaszczenia te powstały zatem przy współdziałaniu peryglacialnych procesów denudacyjnych przez przeobrażenie fragmentów poziomu II. Niszczenie poziomu II postępowało od wylotów dolin, które w starszym i młodszym plejstocenie rozczłonkowały go.

3. Natomiast stoki zbudowane w całości z wapieni zawierających mało domieszek marglistych (stok proggu tektonicznego koło Wojkowic Komornych) jako mniej ruchliwe zostały słabiej przeobrażone. Stok proggu tektonicznego jest krótki, a profil jego lekko wklęsły lub wyrównany, co świadczy o bardziej równomiernym niszczeniu i cofaniu stoku przez peryglacialne procesy stokowe.

Doliny o wygładzie niecek. Próg czołowy jest silnie pościęty obsekwentnymi i resekwentnymi dolinami nieckowatymi. Natomiast denudacyjne progi tylne są słabo rozczłonkowane. Wśród dolin można wydzielić niecki duże i małe.

Niecki duże ryc. 18 o nachyleniu zboczy 2—18° mają od kilkuset do 3000 m długości, 20—30 m głębokości i 300—400 m szerokości. Zbocza ich przechodzą w stoki bez załomów. Spadek dna wynosi 2—6°. W górnym odcinku niecki rozszerzają się i spływają (w okolicy Sikorki), lub też rozgałęziają się na kilka małych niecek. Niecki nacinające próg czołowy są suche, natomiast wymodelowane w nieprzepuszczalnych łupkach są stale lub okresowo podmokłe. Niecki takie występują w zachodniej części kotliny dąbrowskiej o bardziej zróżnicowanej budowie geologicznej. W okolicy Sarnowa i Malinowic zbocza tych dolin o nachyleniu 5—10° bez żadnego załomu przechodzą w dno doliny wyścielone namułami torfiastymi wieku holocenijskiego. W dolinach wymodelowanych w łupkach i piaskowcach karbońskich (np. na północ od Strzyżowic — Kolonii Belna) lub wyciętych w ilach i wapieniach triasowych spłaszczenia przydenne są nachylone 2—6° ku osi dolin.

Nachylenie zboczy wznoszących się ponad tymi spłaszczeniami wykazuje ścisły związek z odpornością skał. W dolinach nacinających skały o różnej odporności na wietrzenie mechaniczne (np. w Myszkowicach — skały margliste retu łatwo wietrzejące, mażące się oraz krystaliczne wapienie dolnych warstw gogolińskich, bardziej zbite) nachylenie zboczy wynosi w części dolnej 4°, a w górnej 17—18°. Natomiast w dolinach wyciętych w skałach o podobnej odporności na wietrzenie mecha-



Ryc. 18. Doliny o założeniu starszym, przemodelowane przez procesy peryglacialne

A — Brzękowice Wał; B — Zakamień; C — Toporowice; D — Chrobakowe; + wapienie i dolomity; — ropy i łupki; 1 — piasek (lokalnie zawierający rumosz); 2 — namywy piaszczyste; 3 — wydmy

niczne (np. dolinka na południe od przysiółka Mierzęcice — Przy Kościele — dolne warstwy gogolińskie, i dolinka na zachód od Chruszczobrodu — dolomity diploporowe) zbcza są strome, nachylone do  $30^\circ$ , a u podnóży ciągną się spłaszczenia akumulacyjne zbudowane z utworów soliflukcyjno-proluwialnych. W okolicy Łośnia na zboczach o skrawiałej powierzchni leżą gliniasto-piaszczyste utwory zawierające rumosze soliflukcyjne. W innych dolinach (np. w Ujejscu i Starosiedlu) przeważają piaszczyste utwory zbczowe pochodzące z niszczenia starszych osadów czwartorzędowych (głównie kemowych).

Niecki małe zaznaczają się na zboczach i w górnych odcinkach dużych, rozgałęzionych dolin nieckowatych. Szerokość małych niecek wynosi kilkanaście metrów, a długość ich dochodzi do kilkudziesięciu metrów. Nachylenie zbczów wynosi  $2-3^\circ$ , spadek dna  $6-7^\circ$ . Zbcza niecek otulone są pokrywami soliflukcyjnymi. W Tąpkowicach w górnym odcinku niecki rumosze soliflukcyjne tworzą smugi w glinie zwietrzelinowej, co wskazuje na warstwowe spływanie materiału. W Ząbkowicach Będzińskich na zboczach dolinki leżą bloki i gruby rumosze świadczący o modelowaniu zbczów przez peryglacjalne procesy denudacyjne.

Pochodzenie dolin o wygładzie niecek jest złożone. Założenie mają staroplejstocenie (m. in. dolina Trzebiczki, dolina Ujejska, rynna między Wojkowicami Kościelnymi a Karsowem oraz dolina ciągnąca się od Tworznia Gołonoskiego ku NW). Żłobki krasowe zachowane pod pokrywą soliflukcyjną w dolnej części zbczów wskazują, że przed zlodowaczeniem bałtyckim wapienne zbcza dolin były modelowane przez procesy krasowe. Pokrywy soliflukcyjno-proluwialne otulające zbcza niecek oraz spłaszczenia przydenne występujące w obrębie tych dolin świadczą o ich przeobrażeniu przez peryglacjalne procesy denudacyjne.

Rozmiary cofnięcia progów. Istnieją próby [40, 132 i in.] określenia rozmiarów cofnięcia progów pochodzenia erozyjno-denudacyjnego na podstawie objętości pokryw soliflukcyjnych u podnóży tych progów. Na zbadanym terenie próby takie nie dały rezultatów ze względu na zróżnicowaną budowę pokryw i odprowadzanie materiału przez wody okresowo płynące. W czasie zlodowacenia krakowskiego i środkowopolskiego obniżenia na tym terenie zostały zasypane grubą warstwą osadów fluwioglacjalnych, zastoiskowych i morenowych, które konserwowały starszą rzeźbę. Toteż w warunkach klimatu peryglacjalnego, w okresie stadium Warty i ostatniego zlodowacenia, starsza rzeźba była przede wszystkim odpreparowywana spod pokrywy osadów czwartorzędowych. W budowie zaś młodszych pokryw soliflukcyjno-proluwialnych brały udział zarówno starsze utwory czwartorzędowe, jak i skały podłoża, litologicznie silnie zróżnicowane (iły, łupki, piaski, piaskowce,

wapień, dolomity). Wskutek tego określenie zawartości procentowej materiału lokalnego w pokrywach soliflukcyjno-proluwialnych na podstawie wierceń, których opisy przeważnie są bardzo schematyczne (np. piasek, żwirek, glina itp.), jest niemożliwe. Materiał lokalny tworzy często nieregularne smugi wśród przemieszczonych osadów czwartorzędowych. Poza tym trudno ustalić przeciętną miąższość pokryw, ponieważ podłoże, na którym spoczywają, jest nierówne.

Rozmiary cofnięcia progu tektonicznego na niewielkim odcinku od Żychcic po Wojkowice Komorne — Skrzynówek można obliczyć na podstawie odległości krawędzi od linii uskoku będzińskiego. W Skrzynówku odległość ta wynosi 900—1000 m. Wartość ta odpowiada rozmiarom cofnięcia tego odcinka progu tektonicznego od tortonu, w którym powstał uskok. Dzięki większej stabilności stoku progu tektonicznego w okolicy Wojkowic Komornych (por. str. 50), niszczenie jego w środowisku peryglacjalnym było słabsze. Natomiast na odcinku od Grodzca po Strzemieszyce próg uskokowy, zbudowany z mało odpornych łupków, piasków i iłów, aż 13 km cofnął się od tortonu.

W wyniku cofania frontального progów oraz niszczenia postępującego od dolin w głąb i na boki, szerokie garby międzydolinne uległy zakrągleniu. Kurczyły się fragmenty starotrzeciorzędowej powierzchni degradacyjnej.

### *Akumulacja rzeczna*

Wypełnienie młodoplejstocęńskich dolin utworami zboczowymi i rzecznyymi zawierającymi florę tundrową oraz faunę typową dla ostatniego zlodowacenia upoważnia do przyjęcia w okresie zlodowacenia bałtyckiego akumulacji klimatycznej związanej ze strefą peryglacjalną. Stratyfografię tych osadów oparto przede wszystkim na profilu z Brzozowicy.

Wśród utworów wypełniających młodoplejstocęńską dolinę Czarnej Przemszy i okrywających jej zbocza zaznacza się tu kilka serii osadowych, oddzielonych powierzchniami erozyjnymi lub osadami organogenicznymi. Świadczą one o kilku etapach zasypywania doliny, a charakter osadów — o zmianach klimatu i czynników rzeźbotwórczych.

Dno młodoplejstocęńskiej doliny Czarnej Przemszy wycięte w szarobrunatnej morenie zlodowacenia środkowopolskiego jest nierówne. Występują tu zagłębienia erozyjne o średnicy od 3 do 4 m, wypełnione piaskiem drobnoziarnistym, przeławiconym z siwym mułkiem piaszczystym. Na zboczach zagłębień leży miejscami warstwa żwirów pochodzących z rozmycia moreny stadium Odry (ryc. 10, N).

Powierzchnia piasków i mułków jest ścięta i przykryta żwirami, głazami i blokami skał pochodzenia lokalnego i eratycznego. Wśród żwirów występują soczewki piasku drobnoziarnistego, gliniastego (ryc. 10, O). Głazy granitowe są silnie zwiertzałe. Materiał ten pochodzi z rozmycia moreny stadium Odry, wyściełającej dno młodoplejstoczeńskiej doliny Czarnej Przemszy, z charakterystyczną znaczną domieszką rumoszu wapiennego. Słabe obtoczenie materiału wskazuje na bardzo krótki transport rzeczny. Rumosz wapienny pochodzi zapewne z progu strukturalnego zamykającego od południa kotlinę dąbrowską, objętego ruchami soliflukcyjnymi. Żwiry i głazy wymieszane z rumoszem zawierają kości ssaków plejstoczeńskich. Wśród żwirów występują płytkie zagłębienia (2—2,5 m głębokości) wypełnione szarozielonymi mułkami, warstwowanymi poziomo. W górnej części mułków znaleziono dwa pokłady ciemnobrunatnej substancji podobnej do torfu, o miąższości 0,2 i 0,55 m. Analiza makroskopowa szczątków roślinnych wykonana przez L. Stuchlika wykazała, że substancja ta składa się z mchów i szczątków roślinności tundrowej: *Salix herbacea* L., *S. reticulata* L., *S. polaris* Whlb., *S. retusa* L., *Armeria Iverseni* Szafer, *Helianthemum alpestre* L. (Jacq.) D. C., *Cerastium alpinum* L. i in. Drobniutkie kanaliki po korzeniach roślin zachowane w mułkach dowodzą autochtonicznego pochodzenia flory tundry.

Wyżej leżą niezgodnie piaski rzeczne (ryc. 10, R) z soczewkami niebieskawego ilitu zawierającego listki *Betula nana* L. Wskazują one na akumulację piasków rzecznych w środowisku peryglacjalnym. Materiał piasków i żwirów tej serii pochodzi zapewne z pokryw piasków kemo-wych, przemieszczonych po stokach i zboczach dzięki ruchom masowym i spłukiwaniu. Piaski rzeczne zazębiają się z utworami soliflukcyjno-proluwialnymi, których skład omówiono na str. 83. Utwory zboczowe zawierają soczewki bardzo obfitej roślinności tundrowej. Iły z florą o identycznym składzie występują także wśród piasków rzecznych w piaskowni w Gołonogu na głębokości 5—6 m. Świadczy to o równoczesności akumulacji rzecznej i zboczowej.

W Brzozowicy wśród utworów dolinnych można zatem wyróżnić trzy serie osadów: dolną — piaszczysto-mułkową, środkową — gruzowo-żwirową, oraz górną — piaszczystą.

Dolna seria osadowa świadczy o fazie klimatu zimnego, przypuszczalnie wilgotnego (tundra subarktyczna). Zbocza doliny były zapewne utrwalone przez roślinność tundrową, dlatego procesy zboczowe dostarczały materiału drobnoziarnistego.

Powstanie środkowej serii osadowej jest związane z fazą potężnego wietrzenia mechanicznego na stokach i zboczach pozbawionych lub skąpo okrytych roślinnością tundrową. Tundra występowała przypuszczalnie

tylko w zagłębieniach na ówczesnym dnie doliny Czarnej Przemszy, w miejscach chronionych od wiatrów. Obfitość grubego gruzu może wskazywać na silne uprzątanie zwietrzliny przez soliflukcję swobodną aż do podłoża litej skały. Charakter osadów serii środkowej wskazuje na zaostrenie klimatu (strefa tundry arktycznej).

W czasie krótkotrwałej zmiany warunków klimatycznych na bardziej wilgotne (przerwa interstadialna?) żwiry i rumosz wapienny zostały ścięte powierzchnią erozyjną. Na niej osadziła się górna seria piasków dolinnych. Obfite szczątki roślinne zawarte w tych osadach wskazują, że w trzeciej fazie sedymentacji zbocza doliny były utrwalone przez bujną roślinność tundrową. Toteż procesy zboczowe (spłukiwanie, soliflukcja związana) dostarczały przede wszystkim materiału drobnoziarnistego, złożonego z piasków, rzadziej mułków. Zarówno charakter osadów, jak i rozmiary inwolucji słupowych (do 2 m wysokości) wskazują na cieplejsze i wilgotniejsze lata w strefie tundry krzewinkowej, w związku z czym podłoże rozmarzało głęboko.

Trzy fazy akumulacji rzecznej stwierdzone w Brzozowicy zaznaczają się także w sąsiednich dolinach rozcinających próg środkowotriasowy i płaskowyż bytomsko-katowicki. W dolinach Wielonki [33] i Brynicy koło Milowic [69] żwiry, wśród których przeważa wapienno-dolomitowy materiał triasowy, leżą zawsze niezgodnie na dolnych, piaszczysto-mułkowatych osadach z roślinnością tundrową, a pod górnymi zespołami piasków dolinnych przewarstwionych z mułkami, również zawierającymi szczątki flory tundry. W Milowicach w dolnej serii osadów dolinnych znaleziono liczne resztki zwierząt plejstocenijskich oznaczonych przez R y z i e w i c z a. Podobny zespół fauny występował w dolinie Jaworzniaka w Siemoni [129], w dolinie grodzieckiej [115] oraz w dolinie Kłodnicy koło Pyskowic i Gliwic [52]\*.

---

\* Według J a h n a zespoły fauny plejstocenijskiej znalezionej na Górnym Śląsku pod względem paleontologicznym i stratygraficznym wykazują duże podobieństwo do fauny z Rixdorfu pod Berlinem. Część warstw z Rixdorfu Woldstedt skłonny jest wiązać z interstadiem oryńskijskim oddzielającym stadium szczecińskie od stadium brandenburskiego [141].

W Pomłyniu Siemońskim seria utworów rzecznych i zboczowych z ostatniego zlodowacenia, wypełniających dolinę Jaworzniaka, zawierała czaszkę człowieka rasy oryńskijskiej. Czaszka ta na podstawie analizy antropologicznej przeprowadzonej przez Stęślicką [129] została oznaczona jako czaszka *Homo sapiens fossilis*. Dokładne położenie tej czaszki w osadach rzeczno-zboczowych w Pomłyniu Siemońskim nie jest znane, ponieważ znaleziono ją na sicie w jednym z szybów podszalkowych na Górnym Śląsku. Stęślicka na podstawie analizy barwy, ciężaru i wyglądu kości czaszki stwierdza podobieństwo jej stanu zachowania do kości ssaków plejstocenijskich i uważa je za równowiekowe.



Charakter i następstwo młodoplejstoczeńskich osadów czwartorzędowych, wypełniających dolinę Czarnej Przemszy, Jaworznika, Wielonki i Brynicy, oraz skład zespołów flory i fauny występujących w tych utworach wskazują, że na omawianym obszarze Wyżyny Śląskiej przeważała akumulacja rzeczna i zbczowa związana z klimatem zimnym.

Hövermann [50], na podstawie analizy stopnia obtoczenia żwirów spągowej części pokryw teras rzecznych w Europie środkowej, uważa, że żwiry te wykazują cechy materiału rzecznoformowanego w środowisku wilgotnym (interglacjalnym), a nie peryglacjalnym. Tymczasem na Wyżynie Śląskiej bogata flora tundrowa zawarta w osadach wyścielających dna młodoplejstoczeńskich dolin rzecznych wskazuje na ich akumulację w warunkach klimatu subarktycznego.

Analiza budowy pokrywy akumulacji rzecznej wykazała, że na zbadanym obszarze Wyżyny Śląskiej fazy akumulacji rzecznej w dnach dużych dolin rzecznych odpowiadały okresom zimnym. Wzmoczonej erozji u schyłku okresów zimnych sprzyjała obfitość wód płynących pochodzących z tajania łądolodów i śniegów. Natomiast w okresach cieplejszych, w których panował klimat typu borealnego lub umiarkowanego (okresy interstadialne i interglacjalne), akumulacja rzeczna była słaba i przeważała akumulacja utworów organogenicznych. Na zbadanym obszarze nie znaleziono do tej pory żadnych interglacjalnych utworów rzecznych.

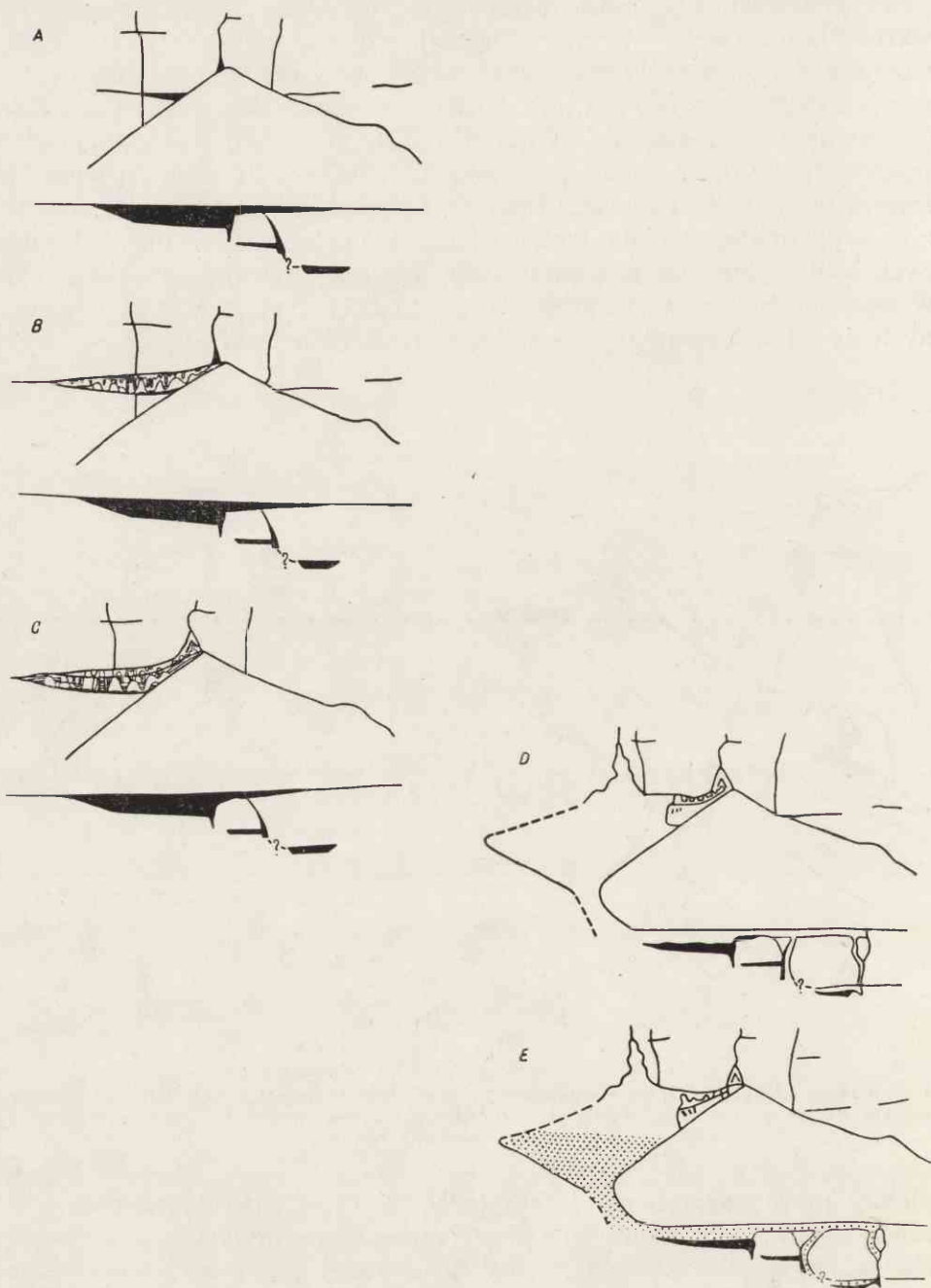
### *Formy krasowe*

W okresie czwartorzędowym skały węglanowe progów środkowotriasowego były także atakowane przez procesy wietrzenia chemicznego, które doprowadziły do powstania podziemnych i powierzchniowych form krasowych.

Podziemne formy krasowe. Rozwój podziemnych form krasowych odbywał się w kilku etapach. Fazy wzmoczonej korozyj chemicznej, w których podziemne próżnie były poszerzane i oczyszczane ze starszych osadów, były przegrodzone fazami agradacji, w których jaskinie były wypełniane osadami pochodzenia autochtonicznego (substancje naciekowe) lub allochtonicznego, złożonymi z utworów pelitycznych wymytych z powierzchni terenu przez dopływające wody opadowe i roztopowe.

Etapy rozwoju podziemnych form krasowych odtworzyła autorka na podstawie zachowanych form i osadów jaskiniowych odsłoniętych w dużych kamieniołomach znajdujących się w Ząbkowicach Będzińskich i Ujejscu. Szczegółową charakterystykę podziemnych próżni krasowych i osadów jaskiniowych dano w oddzielnej publikacji [43].

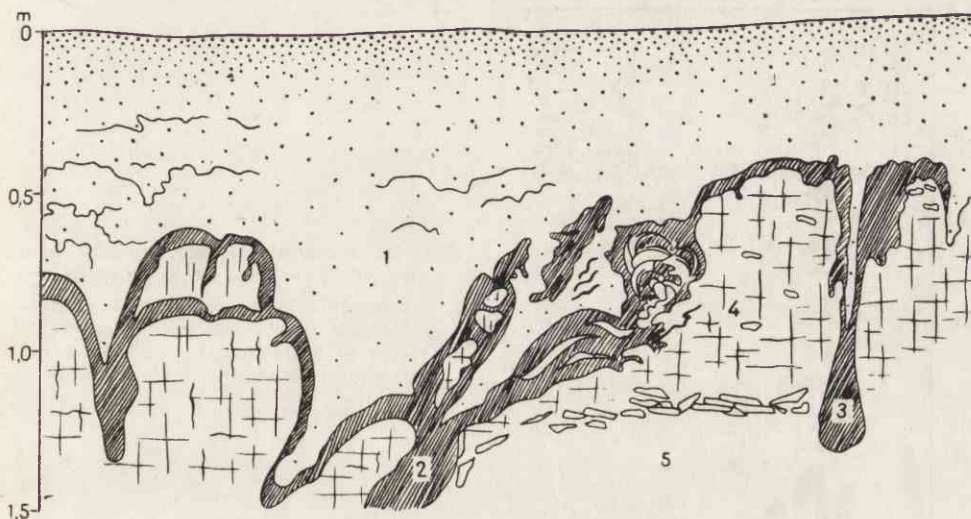




Ryc. 20. Ząbkowice Będzińskie. Schemat rozwoju jaskiń (objaśnienia w tekście)

Powierzchniowe formy krasowe. W kamieniołomach i płytkich dołach są odsłonięte liczne formy krasowe rozwinięte w stropowych warstwach skał węglanowych. Są to kieszenie kilkadziesiąt centymetrów szerokie i głębokie, wypełnione żółtoczerwonym (interglacialnym?) iłem zwietrzelinowym, pojedyncze bruzdy, przedłużające się w głąb kanałem lub szczeliną, oraz nieregularne jamki, żłobki i żebra krasowe.

Drobne formy krasowe uchowały się na powierzchniach słabo nachylonych pod warstwą piasków proluwialnych, a wyjątkowo w dolnej części zbocza pod pokrywą iłów silnie zaburzonych kriogenicznie. W Tapkowicach w obrębie spłaszczenia o nachyleniu do  $1^\circ$  pod pokrywą piasków występują nieregularne jamki i żebra krasowe (ryc. 21)



Ryc. 21. Tapkowice. Jamki i żłobki krasowe

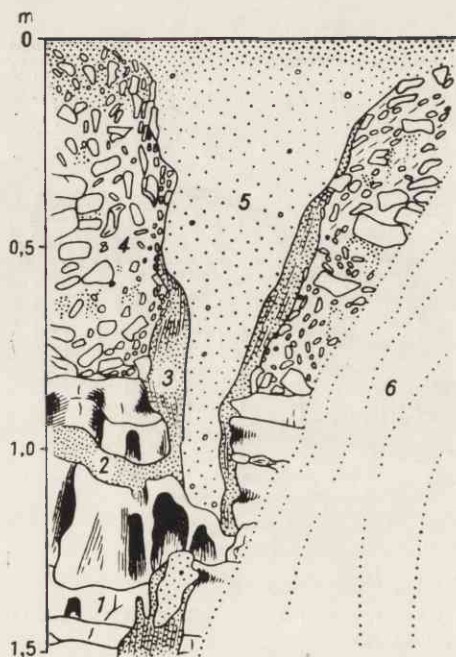
1 — piasek; 2 — glina brunatna, zbita; 3 — glina jasnobrunatna; 4 — zwietrzelina marglistą;  
5 — cienkoławicowe margle

oraz głębokie bruzdy. Żebra okryte są warstewką 0,05—0,1 m gliny zbitą koloru szarobrunatnego. Pod otoczką powierzchni żeber jest silnie pozłobiona, a glina wnika w najdrobniejsze szczelinki. Te mikroformy krasowe mogły utworzyć się pod warstewką gliny pod wpływem przesiąkającej wody.

Geneza brunatnej gliniastej otoczki nie jest jasna. Mogła ona powstać w różny sposób. W strefie czynnej marzłoci, na podłożu zawierającym dzięki intensywnemu wietrzeniu mechanicznemu skał marglistych znaczną domieszkę części ilastych, w czasie odmarzania i zamarzania podsiąkająca woda mogła przenosić ku powierzchni części kolo-

idalne, które utworzyły skorupę ilastą. Otoczka mogła też powstać pod wpływem późnoglacialnych procesów glebotwórczych w strefie tundry plamistej, charakteryzującej przyborealną podstrefę subarktyki. Piasek szary może reprezentować poziom bielcowy (eluwialny), a warstewka gliny żelazistej — poziom iluwialny.

Inne żłobki krasowe i płytkie lejki miseczkowate są całkowicie wypełnione gliną barwy rdzawoczerwonej i brunatnożółtej, często zawierającą domieszkę rumoszu wapiennego (Strzemieszyce, Nakło, Łosień, Warężyn, Brzękowice) ze śladami segregacji termicznej. W obrębie żłobków krasowych wypełnionych gliną rozwinęły się wtórnie kliny lodowe wypełnione piaskiem (ryc. 22). Żłobki krasowe są zatem starsze od



Ryc. 22. Siemona. Epigenetyczny klin mrozowy w żłobku krasowym

1 — wapień; 2 — il czerwony; 3 — glina piaszczysta barwy czerwobrunatnej; 4 — rumoszu wapienny; 5 — piasek z pojedynczymi żwirkami; 6 — osypisko

epigenetycznych peryglacialnych struktur glebowych, które występują w ich obrębie.

Prawdopodobnie struktury kriogeniczne nie przetrwały z okresu stadium Warty, ze względu na bardzo intensywne procesy denudacyjne w czasie ostatniego zlodowacenia. Toteż można przyjąć, że formy kriogeniczne zachowane bezpośrednio pod warstwą holocenijskiej gleby pochodzą z okresu zlodowacenia bałtyckiego, przy czym najlepsze warunki dla powstania głębokich klinów istniały na tym obszarze w pełni zlodowacenia.

Dwukrotne pokrycie Wyżyny Śląskiej przez lodolód nie sprzyjało przetrwaniu starych żłobków i żeber krasowych. Formy te nie mogą też pochodzić z okresu stadium Warty, ponieważ były szybko niszczone pod wpływem intensywnego wietrzenia mechanicznego w środowisku peryglacialnym. W ten sposób dochodzimy do wniosku, że opisane formy krasowe tworzyły się i rozwijały w okresie obejmującym schyłek stadium Warty (zwilgotnienie klimatu) i interglacjału eemski oraz początek zlodowacenia bałtyckiego. Natomiast jamki i bruzdy znalezione w Tąpokowicach mogły rozwijać się pod pokrywą przepuszczalnych piasków także w okresach interstadialnych, w późnym glacie i w holocenie. Najlepsze warunki dla rozwoju żłobków krasowych istniały zapewne w klimacie chłodnym, wilgotnym, zbliżonym do klimatu wysokogórskiego, jaki dziś panuje w Tatrach, ponad górną granicą lasu, gdzie żłobki krasowe są szczególnie pięknie rozwinięte. Klimat taki na Wyżynie Śląskiej panował u schyłku glacjałów, w końcowej chłodnej fazie interglacjału eemskiego oraz w interstadiałach. Prawdopodobnie żłobki powstawały w tych okresach.

#### Rozwój rzeźby progów środkowotriasowego w późnym glacie

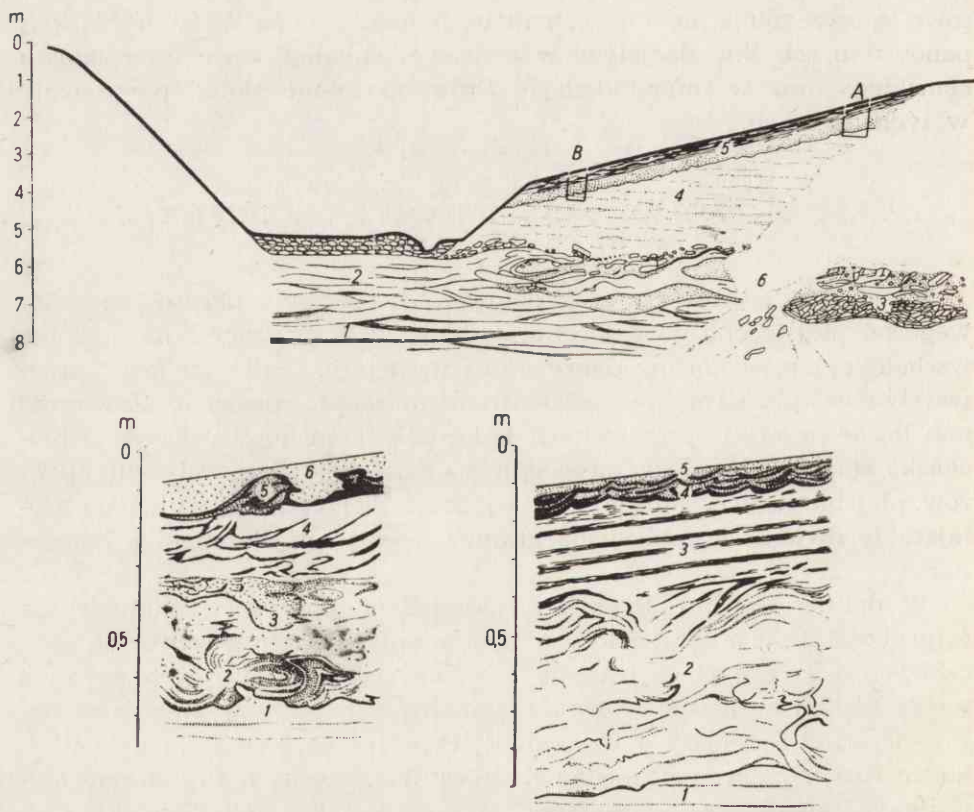
Na zbadanym obszarze brak datowanych osadów z okresu przejściowego od plejstocenu do holocenu. Jedynie w Brzozowicy i na obszarze wschodniej części kotliny dąbrowskiej występują mułki torfiaste, przewarstwione piaskiem równoziarnistym ułożonym poziomo. Zawierają one liczne szczątki sprasowanych holocenijskich mchów wodnych. Holocenijska seria osadów leży niezgodnie na ściętej powierzchni serii utworów plejstocenijskich. Można uważać, że powierzchnia erozyjna oddzielająca te dwie serie odpowiada granicy między plejstocenem a holoceniem.

W dolinie Czarnej Przemszy najmłodsza pokrywa akumulacyjna (o grubości 2—3 m) jest włożona w obniżenie wycięte w utworach zboczowych i rzecznych z ostatniego zlodowacenia, budujących równinę terasy niskiej — nadzalewowej. Fragmenty tej terasy występują w dolinie Czarnej Przemszy w Tuliszowie, Przeczycach, Zawodziu koło Wojkowic Kościelnych oraz między Kuźnicą Warężyńską a Preczowem-Mariankami. Niewielkie jej fragmenty występują także koło Niepiekła i na lewym brzegu Czarnej Przemszy pomiędzy Preczowem a Brzozowicą. Terasa niska jest dobrze wykształcona poniżej przełomu będzińskiego oraz w widłach Brynicy i Czarnej Przemszy.

W kotlinie dąbrowskiej terasa niska wznosi się krawędzią 1—1,5 m nad powierzchnią terasy zalewowej. Ta różnica wysokości między po-

wierzchnią terasy nadzalewowej a spągim utworów holocenijskich dowodzi, że w okresie przejściowym między plejstoceniem a holocenem osady dolinne ostatniego zlodowacenia zostały rozcięte do głębokości 3 m. Bliższe określenie wieku rozcięcia nie jest możliwe. Na podstawie analogii do obszaru Karpat [128] i Wyżyny Lubelskiej [51] można przypuszczać, że to rozcięcie nastąpiło w okresie Alleröd. Stosunkowo ciepły i wilgotny klimat panujący w tym interstadiale sprzyjał wzmożonej działalności erozyjnej rzek.

W tym okresie zostały przypuszczalnie także odmłodzone doliny nacinające denudacyjny próg czołowy. Na zboczach i w dnie dolin: Jaworzniaka, siemońskiej, toporowickiej i innych dolin obsekwentnych uchowały się fragmenty płytkich niecek (ryc. 18). Są one wycięte w po-



Ryc. 23. Pomłynie Siemońskie. Płaskodenna dolinka odwadniana okresowo

Rycina górna: 1 — piaski rzeczne i zboczowe; 2 — mułki rzeczne i zboczowe (pochodzenia soliflukcyjnego); 3 — piaski i gruz wapienny; 4 — piaski proluwialne; 5 — utwory okrywające zbocze niecki; 6 — osypisko

Ryciny dolne: 1 — piaski proluwialne; 2 i 3 — piaski różnokolorowe; 4 — piasek szarobiały; 5 — piasek ciemnoszary; 6 — piasek biały

krywach soliflukcyjno-proluwialnych. Szerokość tych niecek dochodzi do 25 m, głębokość do 2—3 m, długość do kilkuset metrów. Zbocza niecek pokryte są pokrywą mułkowo-piaszczystą. Na utworach proluwialno-soliflukcyjnych z ostatniego zlodowacenia, a pod 10-centymetrową warstwą próchnicznego piasku leżą tu piaski namyte oraz piaski o strukturze solifluidalnej (0,8 m) (ryc. 23). Charakter osadów wskazuje, że w formowaniu pokrywy brały udział splukiwanie i spływanie wierzchniej warstwy gleby piaszczysto-mułowej po warstwie przemarzniętych piasków. Dzięki tym procesom mikrosoliflukcji cofały się zbocza i powstała forma nieckowata.

Określenie wieku tych niecek jest trudne. Niecki są młodsze od pokrywy soliflukcyjno-proluwialnej, w obrębie której zostały wymodelowane, a starsze od dolinek erozyjnych, które rozcinają ich dna. Ze względu na formę i charakter procesów, które modelowały zbocza, można przypuszczalnie wiązać te niecki z późnym glaciałem. W młodszym dryasie bowiem badany teren znajdował się na pograniczu bezleśnej tundry i strefy lasu.

#### Wyniki badań nad morfogenezą peryglacyjną

Niszczenie stoków progów środkowotriasowego nawiązywało ściśle do budowy geologicznej. Stoki denudacyjnego progów czołowego zbudowane w części górnej z wapieni i dolomitów przegrodzonych marglami, a w części dolnej — z iłów, piasków i łupków były mobilne. Górna część stoku była modelowana przez procesy soliflukcyjne, splukiwanie, obrywy i selektywne wietrzenie mechaniczne. To sprzyjało rozwojowi spłaszczeń strukturalnych założonych w młodszym trzeciorzędzie. To też profil górnej części stoku progów czołowych jest zawsze schodkowy. Natomiast w dolnej części stoku dokonywało się przede wszystkim przemieszczanie materiału zdartego z górnej części stoku. Materiał ten był odprowadzany na zewnątrz przez okresowe wody płynące lub też składany w obniżeniach pochodzenia denudacyjnego i erozyjnego, które były konserwowane.

Na stokach zbudowanych z grubych zespołów wapieni i dolomitów przeławionych z marglami selektywne peryglacialne procesy denudacyjne (głównie soliflukcja) doprowadziły do powstania *glacis d'erosion*.

Natomiast niszczenie stoków progów tektonicznego, zbudowanych z wapieni i dolomitów, które nie zawierają grubszych wkładek margli, postępowało bardziej równomiernie.

Rozwój denudacyjnego progów czołowych odbywał się nie tylko poprzez cofanie frontalne, ale był on ukierunkowany starymi dolina-



mi nacinającymi próg (cofanie zatokowe). Niszczenie i przeobrażenie ich zboczy nawiązywało do odporności skał na wietrzenie mechaniczne i podatności na przemieszczanie (terasy denudacyjne). W wyniku cofania zboczy przez peryglacjalne procesy denudacyjne i wyścielenie dna utworami zboczowymi doliny te przybrały wygląd niecek o wklęsłym profilu zboczy.

W dolinie Czarnej Przemszy osady rzeczne zazębiają się z utworami zboczowymi. Na tej podstawie powiązано fazy akumulacji rzecznej z fazami akumulacji zboczowej. W utworach wypełniających dolinę Czarnej Przemszy, Wielonki i Brynicy zaznaczają się trzy fazy sedymentacji rzecznej i zboczowej.

W plejstocenie skały krasowięjące progę były atakowane także przez wietrzenie chemiczne, które doprowadziło do powstania podziemnych i powierzchniowych form krasowych. Rozwój podziemnych form krasowych odbywał się w kilku etapach. Fazy silnej korozji chemicznej (powiększanie i oczyszczanie jaskiń ze starych nanosów) były przegrodzone fazami akumulacji osadów autochtonicznych i allochtonicznych (wypełnianie podziemnych próżni). W środowisku peryglacjalnym powierzchniowe formy krasowe zostały przykryte przez utwory pochodzenia soliflukcyjnego i proluwialnego.

#### ROZWÓJ RZEŻBY PROGU ŚRODKOWOTRIASOWEGO W HOLOCENIE

W holocenie modelowanie progę środkowotriasowego nie przebiega równomiernie. Powierzchnie, które w czasie ostatniego zlodowacenia zostały odgrzebane spod pokrywy starszych osadów czwartorzędowych, są degradowane przede wszystkim przez procesy denudacyjne. Natomiast obniżenia konserwowane pod grubymi pokrywami soliflukcyjno-proluwialnymi są ekshumowane linijnie przez procesy erozyjne.

#### A k u m u l a c j a z b o c z o w a

W holocenie głównym czynnikiem denudacyjnym jest spłukiwanie atakujące niezalesione, skąpo zadarnione oraz uprawiane zbocza i stoki progów. Materiał wymywany w górnej części zboczy i stoków jest osadzany w ich części dolnej, gdzie nadbudowuje pokrywy osadów rzecznych i zboczowych z okresu ostatniego zlodowacenia.

Ilustruje to profil odsłonięty w dużej piaskowni koło Pomłynia Siemońskiego u podnóża Góry Siewierskiej (po prawej stronie szosy prowadzącej ze Strzyżowic do Siemoni):

0,0 — 0,15 m	Poziom próchniczny
0,15 — 0,70 m	Piaski plamiste i nieregularnie smugowane, barwy białej, żółtej i brunatnej
0,70 — 0,80 m	Piasek biało smugowany, w spągu 3-centymetrowa warstewka brunatnej gliny
0,80 — 2,08 m	Piasek rytmicznie warstwowany z wkładkami piasku gliniastego, barwy szarobiałej; w piasku uchowały się szczątki pionowych, zwęglonych korzeni drzew
nizej (do 5,0 m)	Pakiety gruzu wapiennego ostrokrawędzistego tkwiące w piasku gruboziarnistym, miejscami pocięte klinami mrozowymi o głębokości 1 m

Na głębokości 0,6—0,8 m znajdowano naczynia z okresu kultury łużyckiej (groby ciałaopalne z około 500 r. p.n.e.). Dowodzą one, że w ciągu 2500 lat została lokalnie namyta warstwa piasku o grubości 0,8 m. Namyty te powstały zapewne w wyniku wykarczowania lasów i uprawy ziemi. Piaski proluwialne podścielające poziom z zabytkami, a leżące bezpośrednio na utworach soliflukcyjnych z okresu ostatniego zlodowacenia, są starsze. Dokładne określenie ich wieku nie jest możliwe ze względu na brak danych. Starsze piaski proluwialne mogły osadzić się w okresie późnego glacjału lub też we wczesnym holocenie\*.

Niewielkie proluwialne pokrywy o grubości do 0,5 m, nachyleniu powierzchni 2—3°, występują także w dolinie Trzebieczki u podnóży zamarych podcięć erozyjnych. W dolinie o wyglądzie niecek młode pokrywy proluwialne tworzą się współcześnie dzięki denudacji gleb na polach uprawnych. Materiał splukiwany jest z górnych denudowanych odcinków zboczy i osadzany w odcinkach dolnych o mniejszym spadku.

### Dolinki erozyjne

Stoki progów denudacyjnych, zbocza dolin ob- i resekwentnych oraz pokrywy soliflukcyjno-proluwialne, wyściełające dna tych dolin, są przeobrażane przez erozję liniową okresowych wód płynących. Doprowadziła ona do powstania młodych dolinek erozyjnych o charakterze debrz i parowów. Powstaniu tych dolin sprzyjało zapewne wykarczowanie lasów.

**Debrze.** Debrze powstają i rozwijają się przede wszystkim na stromych zboczach i stokach denudacyjnego progów czołowego o nachyleniu 12—30°, w obrębie utworów czwartorzędowych oraz ilów i margli gęsto spękanych, mało odpornych na żłobienie. Rozwojowi tych dolinek sprzy-

\* Późnoglacialna lub wczesnoholoceńska faza wzmożonego splukiwania zaznaczyła się także na Wyżynie Miechowskiej powstaniem grubych pokryw złożonych z lessów przemitych [46], zawierających wyroby neolityczne.

ja skąpa pokrywa roślinna (kępki trawy), nie chroniąca podłoża przed erozją okresowych strug w czasie wiosennych roztopów i letnich ulew\*.

W okolicy Gołszy Dolnej i Brzękowic debrze nacinają stoki progę na uskoku o nachyleniu  $22^\circ$ , a na południe od Gródkowa — pokrywę piasków proluwialnych otulającą stoki garbu między dorzeczami Wielonki i strugi łagiskiej. Typowe debrze o nierównym wąskim dnie i stromych, skąpo zadarnionych zboczach nacinają piaszczyste zbocza parowów w Chruszczobrodzie i Podsiemoni, zamarte, holocenijskie podcięcia erozyjne nad Trzebiczką oraz krawędzie piaskowni koło Pomłynia Siemońskiego.

**Parowy.** Parowy są wcięte w dna małych, przypuszczalnie późnoglacialnych niecek oraz górnych odcinków dużych i szerokich plejstoceńskich niecek denudacyjnych, których dno wyścielone jest osadami dolinnymi i zboczowymi z okresu zlodowacenia bałtyckiego i holocenijskiego. Parowy rozwijają się w obrębie utworów czwartorzędowych. W obszarach skąpo zadarnionych parowy w górnym odcinku przechodzą zwykle w krótkie debrze. Natomiast w obszarach o zwartej pokrywie darniowej parów zaczyna się kotłem, misą lub niecką sufozyjną. Takie są początki parowów odmładzających peryglacialne niecki w Chruszczobrodzie, na północ od Sikorki, koło Starosiedla, Podwarpia, w Mierzęcicach — Przy Kościele, Pomłyniu Siemońskim i w dolinie toporowickiej. Dno parowu przechodzi w dno większej doliny (Sikorka, Podsiemonia, Podskale, Pomłynie Siemońskie, Toporowice), lub też kończy się ślepo, ponieważ wylot doliny został zabarykadowany przez piaski wydmowe (Starosiedle, Targoszyce).

Młode dolinki rozwijają się nadal. Świadczą o tym świeże zerwy na zboczach, zapadliska sufozyjne (kotły, misy) na dnie oraz smugi piasków (ryc. 23) osadzonych na dnie dolinek przez wody okresowe.

### Holocenijska akumulacja rzeczna

W obrębie kotliny dąbrowskiej w wyniku akumulacyjnej działalności wody płynącej została utworzona pokrywa holocenijska budująca równinę terasy zalewowej Czarnej Przemszy (wysokość względna do 1,5 m nad poziom wody w rzece). Miąższość tej pokrywy wynosi 2—3 m. Piaski drobno- i średnioziarniste z mułkami torfiastymi i iłami tworzące pokrywę wskazują, że materiał ten pochodzi przede wszystkim z rozmy-

\* Ilość dni z opadem w ciągu roku wynosi średnio 181, ogólna roczna suma opadów 663 mm, maksimum opadów w lipcu (102 mm), minimum w lutym (34 mm). Dane dla Ząbkowic Będzińskich.

wania i niszczenia — przez erozję boczną rzek — plejstocenijskich pokryw, które wyściełają dno kotliny i dna dolin dopływów Czarnej Przemszy. Wśród utworów pokrywy holocenijskiej nie występują otoczaki wapienne i dolomitowe, a to wskazuje na słabe niszczenie progu czołowego przez erozję liniową wód stale i okresowo płynących. Niewielka miąższość pokrywy świadczy o raczej słabej dostawie materiału spłukanego z górnej części stoków i zboczy. Wody opadowe i roztopowe bowiem szybko wsiąkają w przepuszczalne pokrywy soliflukcyjno-proluwialne okrywające dolną część stoków.

### W y d m y

Na spłaszczeniach akumulacji soliflukcyjno-proluwialnej i rzecznej z okresu zlodowacenia bałtyckiego utworzyły się wydmy i niecki deflacyjne związane z budującą i niszczącą działalnością wiatru.

W y s t ę p o w a n i e w y d m. Pojedyncze wydmy i pola piasków zwydmionych występują wzdłuż prawego brzegu Czarnej Przemszy na powierzchni terasy niskiej u wylotu następujących dolin: boguchwałowickiej, zakamienieckiej, targoszyckiej, toporowickiej oraz na powierzchni terasy średniej i niskiej (Kuźnia Warężyńska, Preczów, Niepiekło, Bory). Wzdłuż lewego brzegu Czarnej Przemszy pojedyncze wydmy i duże pola piasków zwydmionych ciągną się u podnóży progu czołowego pomiędzy Podskalem a Karsowem, w Ujejscu, u wylotu doliny Trzebiczki w Antoniowie i Ząbkowicach Będzińskich, pomiędzy Ząbkowicami a Strzemieszycami oraz u północno-wschodnich podnóży ostańca denudacyjnego w Gołonogu. Wydmy zabarykadowały wyloty dolin w Ujejscu, Podbuczynach i pod Łośniem, w wyniku czego powyżej odcinka podpartego w dnach dolin dokonuje się dziś akumulacja. Piaski zwydmione występują także na powierzchni spłaszczeń zbudowanych z osadów rzecznych i zboczowych z okresu ostatniego zlodowacenia w dolinie Trzebiczki, Jaworznika i strugi podsiemońskiej. Nieregularne formy wydmowe znajdują się na powierzchni spłaszczenia strukturalnego w Łośniu oraz na zdenudowanej powierzchni piasków kemowych koło Psar (Stara Wieś). Piaski zwydmione okryły również stoki progu czołowego w okolicy Podbuczyn, Starosiedla i Łośnia.

Materiałem przewiewanym przez wiatr były zatem piaski pochodzenia rzeczno-zboczowego z okresu ostatniego zlodowacenia i częściowo rzeczno-lodowcowego z okresu zlodowacenia środkowopolskiego.

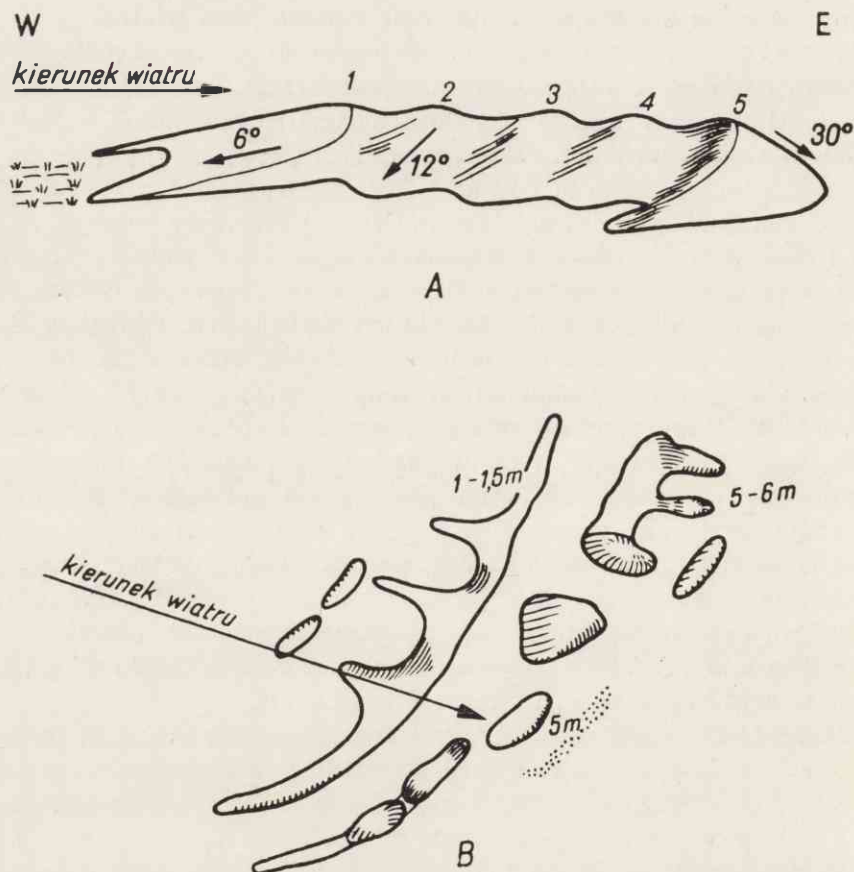
F o r m y w y d m. Wśród wydm można wyróżnić następujące formy:

a) Wydmy paraboliczne łukiem otwarte ku zachodowi o łagodnym zboczu dowietrznym ( $4-6^\circ$ ) i stromym zboczu odwietrznym ( $10-30^\circ$ ).

Wysokość wydm wynosi 4—9 m. Ramię południowe i południowo-zachodnie jest często dłuższe (do około 50 m). Wydmy paraboliczne są nieliczne (Sikorka, Gołonóg i koło Pogorii).

b) Pagóry wydłużone, równoległe do siebie, spłaszczone, wysokości 3—6 m, długości kilkunastu metrów. Pagóry te mogły powstać przez rozerwanie wydm parabolicznych, których ramiona uległy utrwaleniu przez roślinność (np. w Niwiskach).

c) Wały wydmore o długości od kilkunastu do tysiąca metrów (w Preczowie i Bielowiźnie), o kierunku równoleżnikowym. Według Lewińskiego wydmy występujące między Tworzniem Gołonoskim a Strzemieszycami osiągają 15—20 m wysokości. Linia grzbietowa wałów jest zazwyczaj falista. Wały są symetryczne, zaokrąglone, a nachylenie ich stoków wynosi 11—16°. Wśród nich można wyróżnić wyd-



Ryc. 24. Wały wydmore

my, które powstały w dwojaki sposób: przez doganianie jednych wydm przez drugie (ryc. 24 A) oraz przez zrośnięcie się ramion wydm parabolicznych (ryc. 24 B). Między wałami i kopami wydmowymi występują płytkie, bezodpływowe zagłębienia, często podmokłe.

**Kierunki wydm.** Na zbadanym obszarze przeważają wydmy podłużne ciągnące się z zachodu na wschód, z odchyleniem ku północy i południowi. Wiatrem wydmotwórczym był więc wiatr zachodni. Zmiany kierunku linii grzbietowej wydm nie są wynikiem zmian kierunku wiatru. Przebieg wałów wydmowych zależy od ukształtowania terenu. Przed przeszkodami (denudacyjny próg czołowy otaczający kotlinę dąbrowską oraz północno-wschodnie stoki ostańca denudacyjnego w Gołonogu) wiatry wiejące z zachodu odchylały się ku południowi i północy, dlatego wały wydmowe zmieniają kierunek na WSW i SW (u wylotu dolin w Starosiedlu i Podbuczynach), lub ENE (w Ząbkowicach). O tym że wydmy zostały usypane przez wiatr zachodni, świadczą także następujące fakty: największe skupienia piasków zwydmionych występują w kotlinie dąbrowskiej, w miejscach gdzie spłaszczenia akumulacji soliflukcyjno-proluwialnej tworzą rozległe powierzchnie nie osłonięte od zachodu żadnymi wzniesieniami. Zasypaniu przez wydmy uległy podnóża progu czołowego i wyloty dolin eksponowane na zachód. Natomiast w zachodniej części kotliny dąbrowskiej, osłoniętej wzniesieniami rogożnickimi i płaskowyżem twardowickim, formy wydmowe są drobne i występują sporadycznie.

**Wiek wydm.** Ustalenie wieku wydm napotyka duże trudności. Można tylko stwierdzić, że wydmy są młodsze od spłaszczeń akumulacji soliflukcyjno-proluwialnej i rzecznej, na których występują. Lencewicz [82] za Keilhackiem jest skłonny przyjąć, że wydmy powstały w okresie *Ancylus* lub *Littorina*. Nie wyklucza jednak możliwości, że niektóre wydmy są młodsze. Na podstawie analogii do innych obszarów Polski można przyjąć, że wydmy są różnowiekowe. Liczne wielograńce, rozrzucone po polach w okolicy Gródkowa na dnie zagłębienia ablacyjnego z regresji lądolodu stadium Odry oraz w innych miejscowościach, świadczą o silnym rozwoju deflacji w środowisku peryglacjalnym w czasie ostatniego zlodowacenia. Na tundrze w miejscach suchych, pozbawionych ochronnej pokrywy roślinnej, wiatr mógł wywiewać piasek i przenosić go w inne miejsca, gdzie sypał wydmy. Najstarsze formy wydmowe, zachowane jako spłaszczone pagórki, mogą zatem pochodzić z ostatniego okresu glacialnego. Warunki peryglacjalne sprzyjające działalności wiatru i powstawaniu wydm panowały na Wyżynie Śląskiej do starszego dryasu włącznie i przypuszczalnie częściowo także w okresie młodszego dryasu. W cieplejszym i wilgotniejszym interstadiale Alleröd na obszar ten wkroczył las, który utrwalił wydmy. Przerzedzony las pa-

nował tutaj zapewne również w młodszym dryasie. W ten sposób dochodzimy do wniosku, że formowanie najstarszych wydym w obrębie proggu środkowotriasowego zostało w zasadzie ukończone przed interstadią Alleröd, tj. w starszym dryasie. Do podobnych wniosków doszła Kobendzina [68] na podstawie analizy torfów i rzeźby kopalnego dna zatorfionych mis deflacyjnych w Puszczy Kampinoskiej.

Działalność wiatru ożywiła się prawdopodobnie także w suchych fazach klimatycznych holocenu; w okresie borealnym, którego klimat był suchszy i bardziej kontynentalny niż obecnie, oraz po optimum klimatycznym w okresie subborealnym. W tych okresach powstały zapewne długie i wyraźne wały wydymowe. Lewiński [83] i Bronikowski [17] wspominają o wędrownkach piasków, które jeszcze w 1929 r. zasypywały szosę prowadzącą z Siewierza do Brudzowic. Wskutek silnej działalności wiatru na powierzchniach pozbawionych zwartej pokrywy roślinnej, stare wydmy były niszczone, obniżane, a następnie nadbudowywane młodymi piaskami wydymowymi. Dowodzą tego kopalne profile gleb bielcowych oraz pnieściętych drzew zachowane pod 1—2-metrową warstwą piasków w wydmach znajdujących się przy szosie siewierskiej.

Dziś wydmy nie rozwijają się, ponieważ zostały utrwalone przez roślinność (ingerencja człowieka).

### Formy utworzone przez procesy krasowe

W holocenie postępuje także wietrzenie chemiczne dolomitów kruszczośnych. Świadczy o tym krucha i łatwo rozcierająca się mączka dolomitowa barwy szarokremowej, okrywająca ściany plejstocęńskich jaskiń, oraz odłamki dolomitu zachowane w szczelinach krasowych wśród przemytych czerwonych iłów w Żąbkowicach Będzińskich. Mączka powstaje w wyniku rozpuszczenia węglanów przez wody przenikające w głąb skały licznymi szczelinkami oraz przez wody krążące w ilastych osadach jaskiniowych. Okruchy bardziej zbitego dolomitu tkwiące w mączce dowodzą, że to wietrzenie nie postępuje równomiernie w głąb skały, lecz wykorzystuje strefy o mniejszej odporności. Opisany proces wietrzenia chemicznego obserwujemy również na ścianach szczelin przecinających w sąsiedztwie jaskiń grube ławice dolomitów z wkładkami żelazistych wapieni dolomitycznych.

Na powierzchni bloków leżących w Chruszczobrodzie u podnóży stromych zboczy na piaskach proluwialnych oraz na warpiach na wschód od Ujejsca rozwijają się jamki („kamienice”), miseczki korozyjne, żłobki meandrowe i krótkie, pojedyncze żłobki rowkowate.

Rozwój drobnych powierzchniowych form krasowych jest szybki. Świadczą o tym rozmiary mis korozyjnych wykształconych na powierzchni dużych bloków na warpiach w Trzebiesławicach, pochodzących z XVIII i początków XIX w. W ciągu 150—250 lat powstały tu jamki i misy korozyjne mierzące 0,5 m długości, 5—9 cm głębokości i do 0,2 m średnicy. Szybkiemu rozwojowi tych form sprzyja gąbczasta struktura dolomitu diploporowego i prawdopodobnie duża ilość  $\text{CO}_2$ , zawarta w powietrzu na obszarze Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego.

Na obszarze progu środkowotriasowego obserwowano także lejki krasowe reprodukowane w pokrywie piaszczystej. Na powierzchni terenu zaznaczają się one w postaci bezodpływowych mis o średnicy 3—10 m (na NE od Trzebiesławic).

Z krótkiego przeglądu holocenijskich form krasowych wynika, że w porównaniu z formami krasowymi utworzonymi w minionych epokach geologicznych rozwój tych form w holocenie jest słaby.

### Rozmiary holocenijskiego przeobrażenia rzeźby

Rozmiary holocenijskiego przeobrażenia rzeźby można określić na podstawie pomiarów objętości (głębokości, szerokości i długości) młodych rozcięć. Pomiarów tych form wykazały, że w holocenie z dolin nacinających płaskowyż twardowicki i zbadaną część garbu strzemieszycko-trzebiesławickiego wody okresowe i stale płynące (z wyłączeniem Czarnej Przemszy) usunęły około 2 mln  $\text{m}^3$  materiału; (dla porównania: w „Brzozowicy” wydobyto do tej pory ponad 10 mln  $\text{m}^3$  materiału). Wartość ta wskazuje na stosunkowo niewielkie rozmiary przeobrażenia rzeźby progu środkowotriasowego w holocenie. Wniosek ten potwierdza także skład pokrywy (mułki, piaski) budującej terasę zalewową Czarnej Przemszy.

Niemniej jednak erozja liniowa atakująca dolną część zboczy dolin obsekwentnych i resekwentnych oraz stok progu czołowego zmierza do odpreparowywania starszej rzeźby. Podobną rolę rzeźbotwórczą odegrała lokalnie deflacja. Z drugiej strony piaski zwydmione wnikające w głąb dolin szeroko otwartych ku zachodowi, a miejscami okrywające stok progu czołowego, maskują i konserwują starsze formy.

### Formy antropogeniczne

Czynnikiem morfogenetycznym współcześnie decydującym jest człowiek. Wzniesienia otaczające kotlinę dąbrowską oraz ostańce denudacyjne w okolicy Grodzca, Gołonoga i Strzemieszyc są intensywnie niszczone



i przeobrażane przez człowieka w wyniku powierzchniowej eksploatacji rud ołowiu, cynku, srebra (warpie) i żelaza oraz eksploatacji wapieni i dolomitów dla celów przemysłowych i budownictwa miejscowego.

W obrębie dna kotliny dąbrowskiej oraz w dolinach obsekwentnych, wyścielonych grubymi pokrywami piaszczystymi, pierwotna powierzchnia terenu została odkształcona przez liczne piaskownie, w których wydobywa się piasek dla potrzeb górnictwa węglowego (podsadzka płynna). Największe piaskownie głębokości 12 m występują w okolicy Gołonoga (jezioro Pogoria) i na północno-wschodnim terenie Dąbrowy Górniczej oraz w dolinie Jaworznika, gdzie piaskownia ma około 4 km długości i 20 m głębokości.

W obrębie dna zachodniej części kotliny dąbrowskiej, zbudowanego z utworów karbonu produktywnego, występują także formy związane z powierzchnią i podziemną eksploatacją węgla kamiennego. Są to lejki zapadliskowe, biedaszyby i doły kopalń odkrywkowych węgla kamiennego (dawna kopalnia w Dąbrowie Górniczej na terenie kopalni „Generał Zawadzki”, kopalnia „Brzozowica”), doły cegielniane oraz formy utworzone przez budującą działalność człowieka: zwały hutnicze — żużlowe oraz zwały kopalniane, zbudowane ze skał płonnych.

Obszarami najsilniej przeobrażonymi przez działalność gospodarczą człowieka są: dolina Jaworznika, wzgórze rogożnickie, Góra Kijowa, dolny odcinek doliny Wielonki, dolina Czarnej Przemszy w okolicy Będzina, garb będziński, okolice Gołonoga i dolina ujejska.

Kierunki przeobrażenia rzeźby przez człowieka są następujące: Powierzchniowa eksploatacja surowców mineralnych doprowadziła do odpreparowania starych form terenu. W „Brzozowicy” została odsłonięta podczwartorzędowa dolina Czarnej Przemszy, a w Pomłyniu Siemóńskim — podczwartorzędowa dolina Jaworznika. W wyniku silnego odkształcenia rzeźby rekonstrukcja dawnego ukształtowania tego terenu jest dziś niemożliwa. W obrębie płaskowyżu twardowickiego odkrywkowa eksploatacja rud limonitowych i glinek ogniotrwałych doprowadziła do odpreparowania trzeciorzędowych zagrzebanych lejów i mis krasowych.

Wskutek odkrywkowej i podziemnej eksploatacji bogactw mineralnych została obniżona powierzchnia terenu. W wyniku eksploatacji wapieni i dolomitów uległa częściowemu obniżeniu Góra Kijowa, a wskutek szkód górniczych osiadła Góra Doroty, osiadają także tereny miejskie Będzina (zachodnia część garbu będzińskiego) i Wojkowic Komornych (stok progu tektonicznego). Niektóre zwały produktów odpadów konserwują formy terenu (np. zwały na stokach Góry Kijowej). Człowiek niweluje także niektóre tereny zasypując doły odpadami przemysłowymi. Wreszcie poprzez intensywną eksploatację wapieni i dolo-

mitów na stokach progów denudacyjnych (w Rogoźniku, Ujejscu, Starosiedlu) człowiek cofa nierównomiernie niektóre odcinki krawędzi progów i przyspiesza proces jego niszczenia.

## WNIOSKI OGÓLNE

Wracając do zagadnienia rozwoju progów środkowotriasowego w świetle różnych teorii rozwoju rzeźby krawędziowej (por. s. 13, 14) należy stwierdzić:

1. Próg środkowotriasowy jest pochodzenia tektonicznego, dlatego jego powstanie nie podpada pod ogólne założenia teorii Schmitthennera [119].

2. Rozwój progów środkowotriasowych był dwucykliczny. Próg ten powstał w tortonie w wyniku tektonicznego odmłodzenia powierzchni degradacyjnej o założeniu starotrzeciorzędowym. Jest to prawdziwa powierzchnia zrównania (*Rumpffläche*), a nie *Kappungsfläche* w sensie Louisa<sup>1</sup>. Na obszarze progów środkowotriasowych szczątki tej powierzchni uchowały się tylko w skałach odpornych, a więc obserwujemy tu zjawisko częściowej akordancji w sensie Mortensena [91].

3. Rozwój rzeźby krawędziowej w obrębie zrębu zbudowanego z warstw skalnych o różnej odporności zapadających ku N i NE nawiązywał ściśle do budowy geologicznej zgodnie z prawidłami klasycznej teorii rozwoju rzeźby krawędziowej Schmitthennera. W obrębie drugorzędnych wypiętrzeń antyklinalnych rozwinęły się kotliny inwersyjne otoczone denudacyjnym progiem czołowym zwróconym do wnętrza kotlin, natomiast obszary o budowie synklinalnej tworzą dziś wzniesienia o charakterze płaskowyżów i szerokich garbów.

4. Rozwój progów środkowotriasowych przebiegał cyklicznie. W młodszym trzeciorzędzie i w plejstocenie, w warunkach klimatu suchszego, przeważało bierne cofanie progów poprzez denudacyjne procesy stokowe, a w klimacie wilgotnym — cofanie czynne w sensie Mortensena [91] i Büdela [21]. Przebieg cofania progów był zróżnicowany zależnie od budowy geologicznej. Szybciej cofały się stoki zbudowane ze skał o różnej odporności, wolniej stoki wymodelowane w skałach o odporności podobnej.

5. W plejstocenie rozwój progów środkowotriasowych dwukrotnie pokrytego lądolodem skandynawskim był zaburzony i przebiegał inaczej aniżeli rozwój progów niezlodowaconych (progi Basenu Paryskiego<sup>2</sup>)

<sup>1</sup> H. Louis, Allgemeine Geomorphologie. Berlin 1961.

<sup>2</sup> J. Tricart, Cours de géomorphologie. Centre de Documentation Universitaire. Paris.

lub tylko raz złodowaonych (progi środkowoniemieckie [132]). Niezłodowacne progi cofały się dzięki rozwojowi powierzchni krioplanacyjnych, a starsze obniżenia były konserwowane przez utwory pochodzenia zbozczowego. Również progi tylko raz złodowacne cofały się bardzo szybko w okresie plejstoceńskim. Natomiast próg środkowotriasowy był raczej fosylizowany w okresie plejstoceńskim. W jego rozwoju zaznaczały się pewne prawidłowości. W czasie nasuwania się łądolodów wzniesienia były niszczone przez peryglicjalne procesy zbozczowe i egzarację lodowcową, natomiast obniżenia były konserwowane przez pokrywy autochtoniczne (materiał pochodzenia zbozczowego, osady rzeczne) i allochtoniczne (utwory fluwioglacjalne, glacialimniczne i glacialne). Urozmaicona starsza rzeźba sprzyjała deglacjacji arealnej. W obszarze pokrytym cienką warstwą utworów czwartorzędowych nowa sieć rzeczna nawiązała do sieci istniejących dolin. Natomiast w obszarach pogrzebanych pod grubymi pokrywami czwartorzędowymi zachodziły liczne zmiany sieci rzecznej, którym towarzyszyły zjawiska epigenezy i tworzenia przełomów przelewowych. Prawidłowości te zostały również stwierdzone w innych złodowacnych obszarach o rzeźbie krawędziowej (przedpole proggu górno jurajskiego koło Częstochowy<sup>3</sup>, NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich<sup>4</sup>, północne przedpole Alleghenów<sup>5</sup>). Zmiany sieci rzecznej zachodziły również w obszarach niezłodowacnych pokrytych grubymi pokrywami autochtonicznymi (progi Basenu Paryskiego).

Stąd wniosek, że istnieją różne możliwości powstania i rozwoju progów strukturalnych. Rzeźba krawędziowa powstaje i rozwija się nie tylko w obszarach o budowie synklinalnej lub antyklinalnej. Może ona również powstać w obrębie monoklinalnych zrębów, o ile istnieją ku temu odpowiednie warunki, tzn. o ile zręb ów jest zbudowany z zespołów warstw o różnej odporności. Rozwój rzeźby jest w tym wypadku dwucykliczny, a próg — poligeniczny, złożony z odcinków pochodzenia tektonicznego i denudacyjnego.

<sup>3</sup> K. Klimek, Morfologia przełomu Warty przez próg górnojurajski koło Częstochowy. *Przegl. geogr.* t. 33, 1961. z. 3.

<sup>4</sup> C. Radłowska, Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. „*Prace Geograficzne*” PAN, nr 38, 1963.

<sup>5</sup> H. Hanefeld, Die glaziale Umgestaltung der Schichtstufenlandschaft am Nordrand der Alleghenies. *Schriften des Geogr. Instituts der Universität Kiel*, B. 19, 1960, H. 1.

## LITERATURA

- [1] Alexandrowicz S., Stratygrafia i tektonika miocenu w Halembie koło Chorzowa. *Przegl. Geol.* 9, 1959.
- [2] Alexandrowicz S., Zarys stratygrafii mikrofaunistycznej miocenu śląsko-krakowskiego. *Kwart. Geol. T. 2*, 1958, nr 1.
- [3] Alexandrowicz S., Transgresyjne osady miocenu z kopalni Makoszowy i ich pozycja stratygraficzna. *Acta Geol. Pol. T. VIII*, z. 1, 1958.
- [4] Assmann P., Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. T. II, Der Muschelkalk. *Abh. Reichsamt Bodenf. N. Folge 208*, 1944.
- [5] Assmann P., Jüttner J., Übersichtskarte des Vortertiären Untergrundes im oberschlesischen Triasgebiet. 1:100 000. *Reichsamt Bodenf.* 1943.
- [6] Assmann P., Kamesbildung in Oberschlesien. *Jb. preuss. geol. Landesanst. Bd. 54*, Berlin 1934.
- [7] Assmann P., Zur Frage der Terrassenbildung an der oberen Oder. *Der Oberschlesier*. Opole, März 1934.
- [8] Assmann P., Blatt Blotnitz (Erläuterungen). *Preuss. geol. Landesanst.* 1932.
- [9] Assmann P., Cramer R., Blatt Leschnitz (Erläuterungen). *Preuss. geol. Landesanst.* Berlin 1932.
- [10] Assmann P., Über das Alter der oberschlesischen Brauneisenerze und Eisenerzbegleiter. *Jb. preuss. geol. Landesanst. Bd. 35*, T. 1, H. 2, 1914.
- [11] Assmann P., Blatt Brosławitz (Erläuterungen). *Preuss. geol. Landesanst.* 1914.
- [12] Bakker J. P., Some observations in connection with recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climate changes. *Z. Geomorph. Supplementband I: Morphologie des Versants*.
- [13] Biernat S., Budowa geologiczna kredy opolskiej. *Inst. Geol. Biul.* 152, 1960.
- [14] Biernat S., Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1:50 000, arkusz Pyskowice. *Inst. Geol. Archiwum* 1955.
- [15] Bietiechtin A. G., Podstawy mineralogii. Przekład z rosyjskiego. Warszawa 1955.
- [16] Bohdanowicz K., Surowce mineralne świata. T. II: Metale lekkie. Państw. Inst. Geol. *Prace specj.* 1952.
- [17] Bronikowski W., Stosunki rolnicze powiatów będzińskiego i zawierciańskiego. *Bibl. puławska*, nr 15, 1929.
- [18] Buczkówna Z., Kilka uwag o geomorfologii północnej części Zagłębia Dąbrowskiego. *Wiad. Geogr.* 1933.
- [19] Bukowy S., Geologia obszaru pomiędzy Krakowem a Korzkwią. *Inst. Geol. Biul.* 108, 1956.

- [20] Büdel J., Die Gliederung der Würmkaltzeit. Würzburg. geogr. Arb. H. 8. 1960.
- [21] Büdel J., Grundzüge der klima-morphologischen Entwicklung Frankens. Festschrift zum 31. Deutschen Geographentag, Würzburg 1957. Würzburg. geogr. Arb. H. 4—5.
- [22] Büdel J., Fossiler Tropenkarst in der Schwäbischen Alb und den Ostalpen, seine Stellung in der klimatischen Schichtstufen und Karstentwicklung. Erdkunde, 1951.
- [23] Calikowski A., Zagadnienie genezy złóż rud limonitu w północnej części Zagłębia Dąbrowskiego. Inst. Geol. Archiwum Górnośląskiej Stacji Terenowej, 1957.
- [24] Calikowski A., Geologia południowo-wschodniej części arkusza Mierzęcice. Akademia Górno-Hutn. Maszynopis — praca magisterska, 1955.
- [25] Czarnocki S., Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych ostatnich lat dwudziestu (1914—1934) wraz z mapą. Państw. Inst. Geol. 1935.
- [26] Czarnocki S., Sprawozdanie z prac wykonanych w roku 1928 na arkuszu Oświęcim szczegółowej mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego 1:25 000. Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk. 24, 1929.
- [27] Чухров Ф. В., Коллоиды в земной коре. АН СССР, 1955.
- [28] Demek J., Čudek T., Formy fosilního krasování v podloží glaciálních usazenin u obce Supikovice ve Slezsku. Přírodovědný časopis slezský, 21, 1960.
- [29] Doktorowicz-Hrebnicki S., Szczegółowa Mapa Geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego 1:50 000. Inst. Geol. 1954.
- [30] Doktorowicz-Hrebnicki S., Mapa terenu złóż itów ogniotrwałych rejonu Mierzęcic. Inst. Geol. Archiwum 1939.
- [31] Doktorowicz-Hrebnicki S., Kilka uwag o budowie północnego brzegu Polskiego Zagłębia Węglowego na wschód od Tarnowskich Gór. Pol. Tow. Geol. Roczn. 16, 1936.
- [32] Doktorowicz-Hrebnicki S., Sprawozdanie z badań uzupełniających, wykonanych w roku 1935 na arkuszu Gołonóg mapy szczegółowej Polskiego Zagłębia Węglowego 1:25 000. Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk. 45, 1936.
- [33] Doktorowicz-Hrebnicki S., Arkusz Grodziec. Objasnienia. Państw. Inst. Geol. 1935.
- [34] Doktorowicz-Hrebnicki S., Sprawozdanie z badań złóż gliniek ogniotrwałych okolic Mierzęcic. Państw. Inst. Geol. Pos. nauk. 36, 1934.
- [35] Doktorowicz-Hrebnicki S., Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszu Grodziec mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego 1:25 000. Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk. 12, 1925.
- [36] Drzał M., Morfologia dorzecza Prądnika. Ochrona Przyrody 22, 1954.
- [37] Duchnowski E., Glinki boksytowe w okolicy Siewierza w świetle analizy termicznej. Przegl. Geol. 5, 1958.
- [38] Dżułyński S., Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. Acta Geol. Pol. III, 1953.
- [39] Dylik J., O peryglacyjnym charakterze rzeźby środkowej Polski. Prace Łódzkiej Tow. Nauk. ser. 3, 24, 1953.
- [40] Fezer F., Schuttmassen, Blockdecken und Talformen im nördlichen Schwarzwald. Göttinger Geographische Abhandlungen, H. 14 (Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa), 1953.

- [41] Gäbler C., Das Oberschlesische Steinkohlenbecken. 1909.
- [42] Gellert J.F., Morphologische Probleme im Rumpftreppengebiet und Schichtstufenland. Wissenschaftliche Zeitschr. d. Pädag. Hochschule Potsdam, Mat. Naturwiss. Reihe, Bd. 2, H. 1, 1955.
- [43] Gilewska S., Przyczynek do poznania rozwoju krasu w środkowotriasowym dolomicie kruszconośnym na Górnym Śląsku. Przegł. Geogr. T. 32, 1960.
- [44] Gilewska S., Stuchlik L., Przedwarciański interstadiał z Brzozowicy koło Będzina. Monogr. Bot. T. VII, 1958.
- [45] Gilewska S., The pre-Warta Interstadial at Brzozowica near Będzin. I. Geological Characteristics of the Profile. Bull. Acad. Pol. Sci. ser. sci. chim. géol. et géogr. vol. VI, 1, 1958.
- [46] Gilewska S., Rozwój geomorfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. Prace Geogr. PAN, 13, 1958.
- [47] Gers J., Rudy żelaza rejonu Tarnowskie Góry — Radzionków oraz inne kopaliny badanego terenu na tle jego budowy geologicznej. Uniw. Warsz. Maszynopis — praca magisterska, 1960.
- [48] Hempel L., Studien über Verwitterung und Formenbildung im Muschelkalkgestein. Göttinger geogr. Abh. 18, 1955.
- [49] Hornig A., Z zagadnień krasu w górnośląskim triasie. Czasop. Geogr. 27, 4, 1956.
- [50] Hövermann J., Der Stand der Kenntnisse über alt- und mittelpleistozäne Periglazialerscheinungen in Mitteleuropa. Biul. Perygl. 9, 1960.
- [51] Jahn A., Wyżyna Lubelska. Prace Geogr. PAN, 7, 1956.
- [52] Jahn A., Dolina Kłodnicy i stratygrafia utworów plejstocenijskich pod Gliwicami (Górny Śląsk). Inst. Geol. Biul. 97, 1955.
- [53] Jahn A., Lodowce typu „Baffina” i problem moren ablacyjnych. Czasop. Geogr. 23—24, 1952—1953.
- [54] Janczewski E.W., Sejsmiczna aktywność dyslokacji w podłożu karbonu górnośląskiego. Przegł. Geol. 1957.
- [55] Kamiński M., Skąły użyteczne Dolnego i Górnego Śląska. Inst. Śląski, 1946.
- [56] Kamiński M., Skąły budowlane w Polsce. Państw. Inst. Geol. Biul. 57, 1949.
- [57] Kapusta R., Morfologia okolicy Łędzin. Inst. Geogr. Uniw. Jag. Maszynopis — praca magisterska, 1956.
- [58] Karaś-Brzozowska C., Charakterystyka geomorfologiczna Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego. PAN, Kom. dla Spraw GOP, 1960.
- [59] Karaś C., Starkel L., Zasięg zlodowacenia środkowopolskiego w południowej części Wyżyny Śląskiej. Przegł. Geogr. 30, 2, 1958.
- [60] Karaś C., Starkel L., Boundary of the Mildle Polish Glaciation in Southern Silesian Upland. Bull. Acad. Pol. Sci. vol. 5, 10, 1957.
- [61] Keilhack K., Lateritische Verwitterungsbildungen auf der präoligozänen vogtländisch erzgebirgischen Festebene im Untergrunde von Franzensbad in Böhmen, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.
- [62] King L.C., Canons of Landscape Evolution. Bull. Geol. Soc. Am. 64, 1953.
- [63] Klimaszewski M., Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie czwartorzędowym. Przegł. Geogr. 30, 1, 1958.
- [64] Klimaszewski M., Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej. Przegł. Geogr. 30, 3, 1958.

- [65] Klimaszewski M., Podział morfologiczny południowej Polski. *Czasop. Geogr.* 1949.
- [66] Klimaszewski M., Gilewska S., Karaś-Brzozowska C., Klimek K. i in., From the Baltic to the Tatras. Część III. Przewodnik Kongresowy INQUA, 1961.
- [67] Knothe N., Der schlesische Raum und seine Gliederung. *Raumforsch. u. Raumordn.* Jb. 3, H. 8—9, 1939.
- [68] Kobendzina J., Próba datowania wydm Puszczy Kampinoskiej. *Przegl. Geogr.* 3, 1961.
- [69] Kozłowska A., Ukształtowanie utworów dyluwialnych i flora dryasowa z okolic Milowic i Makosków. (Z badań nad dyluwium Śląska). *Wyd. Mus. Śląskiego. Dz. III*, 6.
- [70] Krach W., Stratygrafia miocenu dorzecza górnej Odry i górnej Wisły oraz jej związek z obszarem wschodnim. *Kwart. Geol.* 2, 1, 1958.
- [71] Krach W., Charakterystyka faunistyczna miocenu wsi Makoszoły na Górnym Śląsku. *Inst. Geol. Biul.* 71, 1954.
- [72] Krajewski R., Zawodnienie kopalń „Piaś” i „Ziemowit” w Lędzinach na tle stosunków geologicznych. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 49, 1948.
- [73] Książkiewicz M., Zarys geologii Śląska. *Inst. Śląski seria: Śląsk, ziemia i ludzie*, 1, 1936.
- [74] Kuciński T., Mitura F., Ukształtowanie powierzchni karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Inst. Geol.* 1958.
- [75] Kuhl J., Widawska J., Pierwiastki śladowe w cynkowo-ołowianych rudach triasu śląsko-krakowskiego. *Przegl. Geol.* 11, 1958.
- [76] Kuhl J., Elementy tufogeniczne w dolomitach kruszczońskich w niecce bytomskiej. *Przegl. Geol.* 5, 1958.
- [77] Kuźniar Cz., Złóża rud ołowiu w okolicy Siewierza. *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 6, 1932—1933.
- [78] Kuźniar Cz., Sprawozdanie z badań nad złóżami cynku i ołowiu, wykonanych w roku 1928. *Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk.* 22—23, 1929.
- [79] Kuźniar Cz., Zelechowski W., Materiały do poznania stosunku Karpat do ich przedgórze na przestrzeni od Morawskiej Ostrawy po Kraków. *Przegl. Górn.-Hutn.* 19, 1927.
- [80] Lehmann H., Krömmelbein K., Lötschert W., Karstmorphologische, geologische und botanische Studien in der Sierra de los Organos auf Cuba. *Erdkunde*, Bd. 10, H. 3, 1956.
- [81] Lehmann H., Der Einfluss des Klimas auf die morphologische Entwicklung des Karstes. XVIII Intern. Geogr. Congr. Rio de Janeiro, August 9—18, 1956.
- [82] Lenczewicz S., Wydmy śródlądowe Polski. *Przegl. Geogr.* 2, 1920—1921.
- [83] Lewiński J., Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy. *Tow. Nauk. Warsz. Prace*, 7, 1914.
- [84] Łuczkow W., Einfluss des Flüsschens Brynica auf den Erz- und Kohlenbergbau des polnisch oberschlesischen und des Dąbrowaer Reviers. *Zeitschr. Oberschl. Berg- u. Hüttenm. Ver. zu Katowice*, 1928.
- [85] Makowski A., Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych na arkuszu Wodzisław mapy Polskiego Zagłębia Węglowego 1:25 000. *Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk.* 27—28, 1930.

- [86] Makowski A., Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w roku 1927 na arkuszu Wodzisław mapy 1:25 000. Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk. 21, 1928.
- [87] Marchacz W., Krajobraz Śląska Polskiego (z uwzględnieniem przyległych krain). Inst. Śląski, 110, 1936.
- [88] Michael R., Assmann P., Quitzow W., Blatt Beuthen — Laurahütte (Erläuterungen). Preuss. geol. Landesanst. 1916.
- [89] Michael R., Tornau F., Assmann P., Blatt Tarnowitz — Břinitz. (Erläuterungen). Preuss. geol. Landesanst. 1914.
- [90] Morawiecki A., O możliwościach znalezienia boksytu w Polsce. Przegl. Geol. 9, 1955.
- [91] Mortensen H., Neues zum Problem der Schichtstufenlandschaft. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Physik. Klasse, 2, 1953.
- [92] Nechay W., Spostrzeżenia dotyczące dyluwium południowej części Śląska. Wiad. Geogr. 17, 1939.
- [93] Nechay W., Śląsk jako region geograficzny. Inst. Śląski, 1935.
- [94] Nowak J., Zarys tektoniki Polski. Kraków 1927.
- [95] Patteisky K., Folprecht J., Der Rumpf des ober-schlesischen Steinkohlengebirges. Zeitschr. ober-schles. Berg- u. Hüttenm. Ver. 70, 1921.
- [96] Pelišek J., Železite konkrce z moravských červenezemi (terra rossa). Prace Moravské Přírodoved. Společn. T. 12, 13, 1940.
- [97] Petrascheck W., Die Kohlenreviere von Ostrau-Karvin-Krakau. Zeitschr. Oberschles. Berg — u. Hüttenm. Ver. 1929.
- [98] Piotrowski N. L., Alofan z okolicy Mierzęcic. Państw. Inst. Geol. Biul. 9, 1939.
- [99] Piwowar A., Ciuk E., Przyczynek do znajomości rud manganowych w północnej części Zagłębia Dąbrowskiego. Pol. Tow. Geol. Roczn. 12, 1936.
- [100] Pokorný J., Quaternary changes in relief of the mogotes in the southern part of the Upland of Cracow. Abstracts of papers. INQUA, August — September 1961.
- [101] Policht J., Ostańce Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, ich geneza i znaczenie w krajobrazie. Ochrona Przyrody 28, 1962.
- [102] Quitzow W., Auswaschungerscheinungen der Oberfläche innerhalb des ober-schlesischen Carbons. Jb. Preuss. geol. Landesanst. 2, 1918.
- [103] Quitzow W., Blatt Gleiwitz (Erläuterungen). Preuss. geol. Landesanst. 1915.
- [104] Quitzow W., Blatt Kattowitz und Birkenau (Erläuterungen). Preuss. geol. Landesanst. 1914.
- [105] Roemer F., Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870.
- [106] Rosłoński R., Infiltracja rzeczki Brynicy w nieckę bytomsko-będzińską. Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk. 33, 1932.
- [107] Rosłoński R., Zanikanie wód rzeki Brynicy w rowie triasowym bytomskim. Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk. 30, 1931.
- [108] Rosłoński R., Wodonośny roet w niecce triasowej szczakowsko-chrzanowskiej. Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk. 12, 1925.
- [109] Różycki F., Stratygrafia wapienia muszlowego w północnej części Zagłębia Dąbrowskiego. Państw. Inst. Geol. Sprawozd. 2, 1923—1924.
- [110] Różycki F., O stratygrafii triasu w Zagłębiu Dąbrowskim. Inst. Geol. Pos. Nauk. 6, 1923.
- [111] Różycki M., Warunki hydrogeologiczne Śląska. Przegl. Geogr. 9, 1955.



- [112] Różycki S.Z., Alb, cenoman i turon w okolicy stacji Złoty Potok (koło Koniecpola). Państw. Inst. Geol. Biul. 9, 1937.
- [113] Rutkowski F., O tektonice karbonu we wschodniej części okręgu dąbrowskiego. Państw. Inst. Geol. Sprawozd. 3, 1925—1926.
- [114] Rutkowski F., Sprawozdanie z badań wykonanych w roku 1924 we wschodniej części Zagłębia Dąbrowskiego na wschód od Maczek-Strzemieszyc. Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk. 12, 1925.
- [115] Ryziewicz Z., Badania nad piżmowołami kopalnymi z terenu Polski. Inst. Geol. Biul. 69. 1954.
- [116] Samsonowicz J., Zarys geologii Polski. Rozdz. VI — okres trzeciorzędowy. Warszawa 1953.
- [117] Samsonowicz J., Wyniki badań geologicznych uzyskane podczas rewizji zdjęć na arkuszu Opatów. Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk. 33, 1932.
- [118] Samsonowicz J., Sprawozdanie z badań nad utworami kredowymi na arkuszu Opatów. Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk. 15, 1925.
- [119] Schmitthenner H., Die Regeln der morphologischen Gestaltung im Schichtstufenland. Marburg 1951.
- [120] Schwarzbach M., Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie, Stuttgart 1950.
- [121] Siedlecki S., Utwory paleozoiczne okolic Krakowa (Zagadnienia stratygrafii i tektoniki). Inst. Geol. Biul. 73, 1954.
- [122] Siedlecki S., Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą. Państw. Inst. Geol. Biul. 60, 1952.
- [123] Siedlecki S., Zagadnienie stratygrafii morskich osadów triasu krakowskiego. Pol. Tow. Geol. Roczn. 18, 1949.
- [124] Siedlecki S., Zarys historii geologicznej Górnego Śląska. Górny Śląsk — prace i materiały geograficzne. 1955.
- [125] Smulikowski K., Geochemia. Państw. Inst. Geol. Prace specj. 1, 1952.
- [126] Smulikowski K., O dolomicie z Imielina na Górnym Śląsku. Pol. Tow. Geol. Roczn. 16, 1946.
- [127] Stahl A., Das Relief des oberschlesischen Steinkohlengebirges im Lichte der Paläogeographie. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. 53, 1933.
- [128] Starkel L., Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą. Prace Geogr. PAN, 11, 1957.
- [129] Stęślicka W., Homo sapiens fossilis z Siemoni. Zieliński A., Profil osadów dyluwialnych z Siemoni. Prace i mat. antropol. PAN, 48, 1960.
- [130] Sujkowski Z., O utworach jurajskich, kredowych i czwartorzędowych okolic Wolbromia. Państw. Inst. Geol. Sprawozd. 3, 1925.
- [131] Sujkowski Z., Stratygrafia i tektonika jury i kredy okolicy Wolbromia. Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk. 13, 1925.
- [132] Suchel A., Studien zur quartären Morphologie des Hilsgebietes. Göttinger geogr. Abh. 17, 1954.
- [133] Szafer W., Miocenska flora ze Starych Gliwic na Śląsku. Inst. Geol. Prace, 33, 1961.
- [134] Szafer W., Pliocenska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. Inst. Geol. Prace, 11, 1954.
- [135] Szafer W., Schyłek plejstocenu w Polsce. Państw. Inst. Geol. Biul. 65, 1952.
- [136] Szaflarski J., Zarys rozwoju ukształtowania Wyżyny Śląskiej. Górny Śląsk — prace i materiały geograficzne, 1955.

- [137] Tyczyńska A., A pre-Tortonian Karst Surface in the Vicinity of Cracow. Bull. Acad. Pol. Sci. Sci. ser. sci. chim. géol. et géogr. vol. VI, 6, 1958.
- [138] Tyczyńska M., Klimat Polski w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym. Czasop. Geogr. 18, 1957.
- [139] Widło M., Rozwój geomorfologiczny dorzecza górnej Kłodnicy i Mlecznej. Uniw. Jag. Maszynopis — praca magisterska, 1956.
- [140] Wilk Z., Z badań nad tektoniką wzgórz libiąskich. Zesz. Nauk. Akad. Gór.-Hutn. Geologia, 2, 1958.
- [141] Woldstedt P., Über die Gliederung der Würm-Eiszeit und die Stellung der Lösses in ihr. Eiszeit u. Gegenwart, 7. Oehringen Württ. 1956.
- [142] Woldstedt P., Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Nordwestdeutschland. Eiszeit u. Gegenwart, Oeringen Württ. 1954.
- [143] Woldstedt P., Das Eiszeitalter. Stuttgart 1954.
- [144] Woldstedt P., Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart 1950.
- [145] Wolnik R., Morfologia dorzecza Dłubni. Uniw. Jag. Maszynopis — praca magisterska, 1952.
- [146] Wojno T., Pentlakowa Z., Własności techniczne skał. Warszawa 1956.
- [147] Wooldridge S. W., Linton D. L., Structure, Surface and Drainage in South-East England. London 1955.
- [148] Wrzosek A., Śląsk, ziemia i ludzie (rozd. II). Inst. Śląski, 1948.
- [149] Zieliński A., Kontakt miocenu z karbonem w okolicy wsi Makoszowy (na południe od Zabrza). Inst. Geol. Biul. 71, 1954.
- [150] Znosko J., Retyk i lias między Krakowem a Wieluniem. Inst. Geol. Prace, 14, 1955.

СИЛЬВИЯ ГИЛЕВСКА

## РЕЛЬЕФ СРЕДНЕТРИАСОВОГО УСТУПА ОКРЕСТНОСТЕЙ БЕНДЗИНА

### Резюме

Отличительной чертой рельефа Силезской возвышенности являются уступы денудационного и тектонического происхождения. Ярче всех выражен среднетриасовый уступ который начинается в Славкове около Олькуша и тянется до Крапковиц на Одре.

### ЦЕЛЬ РАБОТЫ

Для ознакомления с развитием этого уступа проводились исследования его среднего участка, расположенного между Стшемещицами и Войковицами Коморными. Выяснить надо было следующие вопросы:

1. Установить возраст поверхности выравнивания и отношение поверхности выравнивания расположенной над уступом к поверхности выравнивания простирающейся у его подножия.

2. Определить возраст карстовых форм рельефа и происхождение отложений заполняющих полые формы карстового рельефа и подземные каверны.

3. Исследовать процесс развития рельефа местности в четвертичный период на основании форм рельефа и с учетом четвертичных отложений для ознакомления с фазами плейстоценовой эрозии и аккумуляции.

4. Разработать развитие среднетриасового уступа, влияние тектонических процессов, устойчивости горных пород и различных морфологических процессов на ход рассечения уступа и на преобразование глыбового рельефа в ступенчатый рельеф.

### МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

Для ознакомления с развитием среднетриасового уступа была выполнена обстоятельная, геоморфологическая съемка на картах в масштабе 1:25 000 за период времени с 1955—1958 г. Эта съемка является фундаментом

настоящей работы. Так как факторы и процессы формирующие область уступа в третичный и четвертичный период изучались нетолько на основании сохранившихся форм рельефа но и с учетом осадочных образований, в настоящей работе использовались также результаты исследований структуры и текстуры горных пород, их минералогического и петрографического состава, дифференциального термического анализа, анализа микроэлементов и анализа ископаемых органических остатков в осадочных породах. Эти исследования выполнялись частично научными работниками разных отделений Польской Академии Наук, сотрудниками Краковского университета и Геологического Института в Челядзи. Формы рельефа исследуемого участка уступа и местности расположенной у его подножия, находящихся под отложениями четвертичного периода, реконструировались на основании около 1000 буровых скважин.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

На территории Силезской возвышенности на палеозойском субстрате, выравненном в пермский период, представляющим крупный силезский антиклинорий, залегает несогласно покров мезозойских отложений. Эти отложения сложены комплексами устойчивых горных пород большой мощности (известняки, доломиты). Они перемежаются комплексами слабо устойчивых горных пород (глина, песок, мергель). У мезозойских образований небольшой уклон к северу и северо-западу (3—6°). Выше указанные условия благоприятствуют развитию ступеньчатого рельефа.

### МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ СРЕДНЕТРИАСОВОГО УСТУПА

На исследованной территории сохранились остатки градационной поверхности древнетретичного возраста (I горизонт Левинского). Она является полициклической и полигенической и сформировалась в палеогеновый и в конце мелового периода, вследствие частичного отпрепарирования и интерсекции более древних участков поверхности выравнивания (пермского, верхнетриасового и нижнемелового возраста). Серьезным критерием для определения генезиса древнетретичной поверхности выравнивания являются обнаруженные на ее территории глубокие карстовые ямы и воронки. Так как у отложений, выполняющих эти карстовые формы, возраст и происхождение неодинаковые, можно судить что у карстовых форм рельефа различный возраст.

На рассматриваемой территории имеются карстовые формы рельефа долейасового возраста, дотортонского и более молодые. Карстовые формы

рельефа дотортонского возраста, сохранившиеся под покровом отложений тортонского моря, выполнены выветрелыми резидурами известняков и доломитов содержащих металлы (руды железа, гальмей, железистые глины, аллофан, галлуазит и глины, в состав которых входит главным образом каолинит с примесью иллита и монтмориллонита). Химический и минералогический состав этих образований, характерная темнокрасная окраска и сходство их с красными, выветрелыми глинами южного Китая, указывает на то, что выветрелый материал палеогеновой поверхности выравнивания образовался в условиях жаркого и влажного климата (эоцен). По этой палеогеновой поверхности выравнивания, уплотненной глинистыми продуктами выветривания, могли течь реки, отлагавшие огнеупорные глины, песок и гравий, которые являлись продуктами просадочных явлений в лейасовых образованиях. Таким образом древнетретичная, деградационная поверхность формировалась прежде всего под воздействием интенсивного химического выветривания и речной эрозии.

В олиго-миоценовый период, в фазе карпатского горообразования, палеогеновая, деградационная поверхность получила в результате тектонических движений земной коры уклон в западном и южном направлении. Это обстоятельство способствовало ее эрозионному расчленению. Свидетельствует об этом система коротких, узких и глубоко врезанных долин дотортонского возраста (рытвины: пра-Бытомки, микульчицкая, реки Молочной, Макошевска, Шклярни, Холдунова, пра-Пшемши) (рис. 3).

В период нижнего тортона деградационную поверхность рассекли многочисленные сбросы и некоторые ее участки опустились по линиям разлома — таким образом сформировались: среднетриасовый уступ и территория расположенная у его подножия. Вдоль линии Гродзец—Сежев у этого уступа горстовый характер с асимметричным профилем. Образование тектонического уступа является синхронным с трансгрессией моря в период нижнего тортона. Наличие отложений морского происхождения в долинных рытвинах дотортонского возраста, в миоценовых тектонических грабенах и в карстовых воронках (окрестности Бытомя), расположенных на уровне 280—300 м, позволяют сделать вывод, что в нижнем и среднем тортоне западный и центральный участок территории у подножия уступа покрывало море, тогда как сам уступ поднимался над уровнем этого моря.

После отступления моря, в верхнем тортоне, территория у подножия уступа подверглась отпрепарированию из под покрова отложений ниже-и среднетортонского моря, а среднетриасовый, уступ который не был погружен в море, подвергся расчленению Чарной Пшемшой и ее притоками. Реки быстрее пересекали и разрушали южный крутой склон тектонического горста, сложенный слабоустойчивыми, палеозойскими горными породами, залегающими в форме антиклинальных сводообразных поднятий, но медлен-

нее пологий, северный склон, сложенный более устойчивыми известняками и доломитами. Поэтому реки текущие в южном направлении использовали древние, дотортонские долинны понижения меридионального направления. На антецедентный характер речных долин в южном участке бассейна Пшемши обращал уже внимание Левинский. Но долина прорыва реки Чарной Пшемши через гряды замыкающие с севера Домбровскую котловину была выработана в результате регрессивной эрозии.

В слабоустойчивых горных породах разрушение уступа и его отступление шло очень энергично. Вследствие неравномерного бокового и регрессивного отступления склонов, долина Чарной Пшемши и долины ее притоков преобразовались в инверсионную котловину (Домбровская котловина) с широким, выравненным дном, окруженную денудационным, фронтальным уступом. Но устойчивые горные породы с горизонтальной структурой или же с изоклинальным уклоном к северу и северо-западу образуют возвышенности, у которых характер плоскогорный (плоскогорье Твардовицкое) и широких гряд (гряда Стшемшицко-Тшебеславская). Участки дна котловин того времени с уклоном к югу сохранились в виде небольших плоских участков, расположенных на высоте 300—320 м н.у.м. (II горизонт Левинского). Этот горизонт в Домбровской котловине переходит в южном направлении в поверхность территории у подножия уступа расположенной на высоте 300 м. Этот уровень совпадает с вертикальным протяжением морских отложений тортонского времени. На этом основании Левинский утверждал, что у второго горизонта тортонский возраст, так как „его поверхность выравнивания приспособилась к тогдашнему уровню моря“. Но плоские поверхности II горизонта младше расчленения тектонического уступа в период верхнего тортона, но старше длинного пологого склона уступа и сети глубоких, древнеплейстоценовых долин, выработанных в поверхности этого горизонта. И так второй горизонт образовался в период верхнего миоцена и в плиоцене\*.

Деградационное происхождение II-го горизонта сложное — он является полициклической поверхностью. В Домбровской котловине в пределы этого горизонта включена отпрепарированная и в некоторой степени срезанная подтриасовая поверхность выравнивания (пермская поверхность выравнивания соответствующая Basislandterrasse Шмиттгеннера), а на территории расположенной у подножия уступа — древнетретичная деградационная поверхность выравнивания пониженная вдоль бендзинского сброса. На территории расположенной у подножия уступа сарматско-плиоценовое разрушение не было

\* Об интенсивности разрушения территории Силезской возвышенности в сарматско-плиоценовый период свидетельствуют также галечники, которые сохранились в Козельской котловине на бракических отложениях верхнетортонского возраста, но под моренным покровом.

большим. Об этом между прочим свидетельствуют древние карстовые формы рельефа, которые сохранились на этой территории\*\*.

В пределах Домбровской котловины и на территории расположенной у подножия уступа корелятивные неогеновые отложения отсутствуют, тогда как их наличие позволило бы судить о процессах формирования в сарматско-плиоценовый период рассматриваемой территории.

Согласно результатам исследований Мортенсена ступеньчатого рельефа юго-западной части Соединенных Штатов Северной Америки устанавливается, что в более засушливых фазах мио-плиоценового времени имело преимущество выравнивание (пассивное отступление уступа), тогда как в более влажных фазах сарматско-плиоценового времени по большей части проявлялась эрозионная деятельность, которая привела к расчленению денудационного, фронтального уступа выработкой обсеквентных долин (активное отступление уступа). Обоснование этого положения можно найти у Шафера в его работе [133], в которой автор обнаруживает циклические перемены климата в неогеновый период.

В плейстоценовое время у климатических процессов обнаружена тоже цикличность. На границе плиоценового и плейстоценового времени, в результате климатических перемен и колебательных движений земной коры имело место омоложение и расчленение II-го горизонта долинами меридионального направления. Эти долины врезались вероятно во время более древнего плейстоцена (до среднепольского оледенения). Об этом могут свидетельствовать галечники смешанного состава (местный материал перемешанный с резидуум морены самого древнего оледенения) залегающие на днах этих долин. В условиях холодного климата происходило погребение и консервация пониженных участков рельефа расположенных в пределах среднетриасового уступа среднетриасового и территории расположенной у его подножия. В период более древних гляциалов, когда ледник двукратно покрывал Силезскую возвышенность, в этом погребении принимали участие: местный материал (речного и склонового происхождения) и аллохтонный (флювиогляциального, плотинного и моренного происхождения).

В то время когда возвышенности разрушались перигляциальными, денудационными процессами (о чем свидетельствует большая доля необкатанного материала местного происхождения в образованиях залегающих под моренными отложениями в Домбровской котловине), происходило и ледниковое

---

\*\* Выравненные участки II-го горизонта обнаружены также на территории расположенной над уступом в субсеквентном понижении реки Малапанев, где они снижаются в западном направлении. Это обстоятельство указывает на то, что в сарматское и плиоценовое время это понижение имело сток в бассейн Одры через долину, в которой в современное время находится верхнее течение реки Черная Пшемша.

выпахивание (на это указывает автохтонный характер моренных отложений, содержащих крупные глыбы известняков и доломитов, а по Докторовичу-Хребницкому — также перемещение глыб триасовых пород на денудационных останцах). Расчлененность более древнего рельефа благоприятствовала аэральная дегляциации (камовые террасы, абляционная морена).

После периода стадии Одры проявилось дальнейшее эрозионное расчленение фронтального уступа. На территории расположенной у подножия триасового уступа, на погребенной в этот период, поверхности реки выработали новую систему речных долин, расположение которых только частично совпадает с расположением дочетвертичных долин. Вместе с изменениями в распределении системы речных долин шли процессы эпигенезиса (долина прорыва Черной Пшемши в период младшего плейстоцена в Бендзине). В перигляциальных условиях последнего оледенения долинные понижения в период младшего плейстоцена погребались местным материалом, приносимым со склонов, которые вследствие этого отступали. В перигляциальный, седиментационный цикл образовались три аккумулятивные толщи: в долине Черной Пшемши и ее притоков, на ниже лежащих песчано-глинистых отложениях с тундровой растительностью, а под верхним слоем песка и речных и склоновых глин с тундровой флорой, лежит всегда несогласно щебневато-галечниковая толща, в которой преимущество имеет материал триасового возраста сложенный известняками и доломитами. Образование этих осадочных толщ оставалось в зависимости от изменений климата и процессов пробегающих в период оледенения. Также как в жарком и засушливом климате происходило дальнейшее фронтальное отступление уступа под воздействием: 1. солифлюкционных процессов и обрывов (о чем свидетельствуют солифлюкционные толщи и глыбы залегающие в понижении у подножия фронтального уступа) и 2. интенсивное, механическое вывертывание (дальнейшее развитие структурных выравненных поверхностей, заложенных в третичное время), а также мультислойное отступление (о чем свидетельствуют мультислойные долины и *glacis d'erosion*).

Ход моделировки уступа был в различных его участках неодинаковый и оставался в зависимости от податливости горных пород на вывертывание и на перераспределение (активные породы — мергель и пассивные — известняки и доломиты).

В постгляциальный период линейная эрозионная деятельность является направленной древними долинными ложбинами, высланными солифлюкционно пролювиальными покровными образованиями. Продолжаются денудационные процессы, вследствие которых древний рельеф выводится на поверхность из под плаща четвертичных отложений. Начиная с тортонского периода денудационный фронтальный уступ отступил по отношению к уступу сбросового происхождения на 13 км.



## ВЫВОДЫ

Из приведенных выше фактов вытекают следующие общие выводы по отношению к развитию среднетриасового уступа:

1. Среднетриасовый уступ тектонического происхождения, так как его образование не подлежит общим закономерностям классического учения о ступеньчатом рельефе.

2. Среднетриасовый уступ образовался в результате тектонического расчленения древнетретичной, сильно закарстованной, деградационной поверхности.

3. В сарматско-плиоценовый период в пределах наклонной, горстовой глыбы сформировался ступеньчатый рельеф. Его развитию благоприятствовали циклические изменения климата, обнаруженные в неогеновый период [12, 133].

4. В плейстоценовый период процесс развития среднетриасового уступа, который был двукратно покрыт ледником, имел иной ход чем это наблюдается в развитии уступов западной и центральной Европы, где оледенение отсутствовало.

Ледниковые, флювиогляциальные и гляцилимнические образования маскировали доледниковые формы рельефа и замедляли процесс развития среднетриасового уступа. Но в перигляциальных условиях и в интергляциальных периодах времени среднетриасовый уступ выводился денудационными процессами на поверхность из под плаща четвертичных отложений. Преобразование выведенных на поверхность склонов оставалось в строгой зависимости от их геологического строения.

5. Современный среднетриасовый уступ — полигенический. В состав этого уступа входят участки слабо преобразованного уступа сбросового происхождения и уступы денудационного генезиса: фронтальный и на сбросе.

## ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ

Рис. 1. Основные черты рельефа и геологическое строение среднетриасового уступа и его подножия

1 — карбон; 2 — пермь; 3 — нижнетриасовый песчаник; 4 — гоголинские слои; 5 — рудоносный доломит; 6 — диплопоровый доломит; 7 — кейпер; 8 — нижняя юра; 9 — верхняя юра

Рис. 2. Тектоническое строение южной части Силезской возвышенности

Приближенный ход оси: 1-А — продольной антиклина Козлова Гура - Рогозник - Стшемещице - Олькуш; 2-В — поперечной возвышенности Стшемещице - Явожно; В — предполагаемой возвышенности Войковиц Костельных; С — поперечной возвышенности Серши; 3-Д — краевой флексуры; 4-Е — Бытомско-Шаковской мульды; 5 — обнаруженные сбросы; 6 — предполагаемые сбросы; 7 — горные породы палеозойского возраста; 8 — горные породы триасового возраста; 9 — горные породы рэтско-лейасового возраста; 10 — юрские горные породы; 11 — отложения миоценового моря; 12 — третичные, лигнитовые образования; 13 — образования заполняющие карстовые воронки

Рис. 3. Отношение поверхности среднетриасового уступа к поверхности территории расположенной у его подножия

1 — древнетретичная деградационная поверхность; 11 — сарматско-плиоценовая деградационная поверхность; 1 — каменноугольные отложения; 2 — триасовые образования; 3 — морские миоценовые образования; 4 — четвертичные образования; 5 — образования заполняющие карстовые воронки

## Рис. 4. Образования заполняющие карстовые углубления

*A* — Найдишув (по Пивовару и Цюку) 1 — тонкозернистый кварцевый песок, белый; 2 — железистый суглинок, ржаво-коричневого цвета; 3 — огнеупорная глина, белая; 4 — бокситовая глина, белая; 5 — серо-белый плавун; 6 — железистая, ржаво-бурая глина, с гнездами лимонита (бурого железняка); 7 — бурый железняк; 8 — бурый железняк с конкрециями псиломелана; *B* — Суха Гура (объяснения в тексте). *C* — Долки возле Домбрувки Велькой (объяснения в тексте). *D* — Забже Бискупиче — карьер гальмея (по Ромуру). 1 — глина тортонского возраста; 2 — тортонский мергель; 3 — железистые глины и бурый железняк

## Рис. 5. Развитие сети речных долин на Силезской возвышенности

1 — долины дотортонского возраста; 2 — направление стока на территории расположенной над уступом в период младшего плейстоцена; 3 — древнеплейстоценовые долины; 4 — долины младшего плейстоцена; 5 — направление стока прогляциальных вод в период стадии Одры; 6 — древнеплейстоценовый водораздел; 7 — водораздел в период младшего плейстоцена; древние ложбины: *A* — Белой Пшемши, *B* — Чарной Пшемши, *C* — Гзиховская, *D* — Малобондская, *E* — Гродзецкая, *F* — Велёнки, *G* — Явожника, *H* — Равы, *J* — Лендзинская, *K* — Ценжковицкая, *L* — Кохлувки, *M* — Бытомская, *N* — Ямны

## Рис. 6. Продольные и поперечные разрезы через долину Черной Пшемши

1 — отложения тортонского возраста выполняющие долины дотортонского времени; 2 — илы и глины; 3 — гравий; 4 — пески; 5 — холмы абляционной морены (стадия Одры); *Tz* — пойменная терраса; *TS* — средняя терраса; *W* — дюны; *MD* — дно молодой плейстоценовой долины; *SD* — дно долины выработанной до периода времени среднепольского оледенения; *S* — толща отложений образовавшаяся в период среднепольского оледенения; *I* — древнетретичная деградационная поверхность; *II* — сарматско-плиоценовая деградационная поверхность

## Рис. 7. Тектоническое строение среднетриасового уступа

Сбросы: 1 — Бендзинский, 2 — Бженковицкий, 3 — Топоровицкий, 4 — грабен Закаменя, 5 — Богухваловицкий, 6 — предполагаемый северный сброс

## Рис. 8. Продольные и поперечные разрезы через субсеквентные денудационные понижения Хрущоброда

*I* — деградационная поверхность заложенная в древнетретичный период; *II* — дно неогенового понижения; *Tm<sub>1g</sub>* — нижний раковистый известняк; *Tdk* — рудоносный доломит; *Tm<sub>2</sub>* — диплопорый известняк; *Tm<sub>3t</sub>* — верхний раковистый известняк; *Tk<sub>1</sub>* — нижний кейпер; *Tk<sub>2</sub>* — верхний кейпер

## Рис. 9. Рельеф подчетвертичного дна Домбровской котловины

## Рис. 10. Геологический разрез через четвертичные образования заполняющие долину пражско-Чарной Пшемши в Бжозовицы (объяснения в тексте).

## Рис. 11. Разрез через западную часть Домбровской котловины

1 — речной песок и гравий (Балтийское оледенение); 2 — речной ил и песок (стадия Варты); 3—7 — стадия Одры; 3 — абляционная морена; 4 — флювиогляциальный песок; 5 — ил и глина с ритмической слоистостью; 6 — флювиогляциальный гравий; 7 — моренный суглинок; 8 — речной и флювиогляциальный песок; 9 — смешанный гравий

## Рис. 12. Морфограммы гравия из Бжозовицы (степень окатанности)

*A* — гравий заполняющий углубления на поверхности глины и ила, серый; *B* — гравий в кровле средней террасы; *C* — подморенный гравий (англяциального возраста)

## Рис. 13. Зомбковице Белевизна. Склоновый плащ

1 — волнистый известняк; 2 — глыбы и выветрелый известняк; 3 — суглинок

## Рис. 14. Томпковице. Аморфные структуры

1 — песок; 2 — бурый суглинок; 3 — песок с кремнями; 4 — глинистый, мергелистый выветрелый материал; 5 — мергель и мергелистые доломиты рэтского возраста

## Рис. 15. Хрущоброд. Долина с крутыми склонами и с дном выстланным склоновыми отложениями за период последнего оледенения

## Рис. 16. Разрез средней террасы в Бжозовицы

*a* — серый ил и глина; *b* — серо-зеленый алеврит; *c* — полосы ила в песке содержащим гравий; *d* — черная глина; *e* — речной, белый песок; *f* — лесной торф, старший; *g* — ил желтый; *h* — желтый песок с гравием; *i* — сползшая масса песка желтого цвета и ила; *j* — наносный ил и песок; *k* — речной, белый песок; *l* — глинистый ил, черный; *m* — лесной торф, более молодой; *n* — ил серого и оранжевого цвета, песок склонового происхождения; *o* — желтый, пятнистый песок

## Рис. 17. Склоновый план в Бжозовицы (объяснения в тексте).

**Рис. 18. Древние долины, видоизмененные перигляциальными процессами**

*A* — Бженковице вал; *B* — Закамень; *C* — Топоровице, *D* — Хробакове; + известняки и доломиты; — глины и сланцы; *1* — песок (местами заключающий обломочный материал); *2* — намывной песчаный материал; *3* — дюны

**Рис. 19. Зомбковице Бендзинске. Пещеры**

*1* — доломит богатый металлом; *2* — красная глина; *3* — более древние известковые натёчные образования; *4* — известковые натёчные образования младшего возраста; *5* — серый ил; *A* — нижний зал на контакте слоев; *B* — средний зал на контакте слоев; *C* — верхняя пещера

**Рис. 20. Развитие пещер в Зомбковицах Бендзинских (объяснения в тексте).****Рис. 21. Томпковице. Карстовые ямки, карры и ребра**

*1* — песок; *2* — плотный суглинок, бурый; *3* — светло-бурый суглинок; *4* — мергелистый выветрелый материал; *5* — тонкослоистый мергель

**Рис. 22. Семонна. Эпигенетический морозный клин в карстовой рывине карра**

*1* — известняк; *2* — красная глина; *3* — краснобурый супесчаный суглинок; *4* — выветрелый известковый материал; *5* — песок с одиночными зернами гравия; *6* — насыпной материал

**Рис. 23. Помлыне Семоньске. Балка с периодическим стоком**

Верхний рисунок: *1* — речной и склоновый песок; *2* — речной и склоновый ил солифлюкционного происхождения; *3* — песок и выветрелый известняк; *4* — пролювиальный песок; *5* — склоновые образования покрывающие склон мулды; *6* — осыпь

Нижние рисунки: *1* — пролювиальный песок; *2* и *3* — осыпь

*4* — серобелый песок; *5* — тёмносерый песок; *6* — белый песок

**Рис. 24. Дюнные гряды**

SYLWIA GILEWSKA

## RELIEF OF THE MID-TRIASSIC ESCARPMENT IN THE VICINITY OF BĘDZIN

### Summary

Escarpments of both tectonic and denudation origin are typical of the Silesian Upland. Most prominent of these is the Mid-Triassic escarpment. It extends from Sławków near Olkusz to Krapkowice on the Odra river.

### OBJECT OF THE PAPER

The author carried out a geomorphological survey with the intention of determining the evolution of the central part of the Mid-Triassic escarpment, between Strzemieszyce and Wojkowice Komorne. Its aim was to solve the following problems:

1. Origin and age of the surfaces of planation, relation of the surface of the escarpment to the surface of its foreland.
2. Age of the karstic forms, age and origin of the deposits filling these forms.
3. Quaternary evolution of the relief based upon the examination of landforms and Quaternary deposits.
4. Development of the Mid-Triassic escarpment, influence of geological structure, resistance of rocks, and different morphogenetical processes on both the dissection of the escarpment and the change from a tectonic horst to a denudation escarpment.

### METHOD OF RESEARCH

The central part of the Mid-Triassic escarpment was mapped during 1955—1958 on the 1:25 000 scale. The geomorphological survey forms the basis for this study. Factors and processes modelling the escarpment during the Tertiary and Quaternary were deduced not merely from existing landforms but also from deposits. Structure and texture, grain

size, chemical and mineralogical composition of rocks, trace elements, and fossil organic remnants have been, therefore, examined at different Institutes of the Polish Academy of Sciences and of the Jagiellonian University in Cracow, as well as at the Geological Institute in Czeladź. The fossil preglacial relief of the escarpment and its foreland has been reconstructed from some 1000 borings.

#### GEOLOGICAL STRUCTURE

The underlying Palaeozoic rocks (Silesian anticlinorium), planated during the Permian, are covered by Mesozoic strata. These strata consist of thick beds of resistant rocks (limestones and dolomites) containing layers of less resistant rocks (marls). Mesozoic strata are inclined at between 3—6° toward N and NE. This fact has an important influence on the development of escarpments.

#### GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION OF THE MID-TRIASSIC ESCARPMENT

Remnants of a surface whose planation was initiated during the Lower Tertiary have been recognized in the area studied. This surface refers to Lewiński's 1st stage at a height of 370 — 400 m. above sea level. It is a polycyclic and polygenetic surface, because it incorporates fragments of three older surfaces, the Permian, the Upper Triassic, and the Lower Cretaceous peneplains. They were partly exhumed and intersected at the close of the Cretaceous and during the Palaeogene.

The Lower Tertiary surface is karstified. Sinkholes are filled with deposits of differing age and origin. Their nature suggests that karstic forms are either pre-Liassic, pre-Tortonian, or of later age. The filling of the pre-Tortonian sinkholes, which is covered by Tortonian deposits of marine origin, represents the residue left after the destruction of limestones and metalliferous dolomites (iron and zinc ores, ferruginous clays, allophane, halloysite, and clay consisting mainly of kaolinite with little admixture of illite and montmorillonite). Both the chemical and the mineralogical composition of this dark red clay closely resembles that of the red clayey rock waste in South China. It is concluded, therefore, that this waste developed on the Palaeogene surface under conditions of a warm and humid climate (Eocene). This surface, mantled by a compact clayey rock waste, was drained by rivers carrying fire-clays, sand and gravel derived from Liassic deposits. The Lower Tertiary surface owes, therefore, a great deal to chemical decomposition and fluvial erosion.

During the Oligo-Miocene Carpathian orogeny the Palaeogene surface was tilted towards S and W, and subsequently dissected by canyons. Evidence are the short and deep pre-Tortonian valleys (Bytomka, Mikulczyce stream, Mleczna, Makoszowy, Szklarnia and Hołdunów) trending southward.

During the Lower Tortonian the surface was cut by numerous faults. As a result the Mid-Triassic escarpment (upthrow side) and its foreland (downthrow side) were produced. The formation of this escarpment was coincident with the transgression of the Lower Tortonian sea. Deposits of marine origin piped into dolomites and filling tectonic ditches, pre-Tortonian valleys, and sinkholes at 280 — 300 m.a.s.l. (vicinity of Bytom) indicate that the western and central part of the foreland was submerged in the Lower and Middle Tortonian. The escarpment lay above the sea-level at that time.

The retreat of the sea in the Upper Tortonian was followed by the exhumation of the foreland from under the cover of marine deposits, whereas the tectonic escarpment was subjected to fluvial erosion. The Czarna Przemsza and its tributaries dissected the southern slope of the tectonic escarpment with its less resistant rocks more than its northern slope consisting of resistant limestones and dolomites. Streams flowing southwards used the pre-Tortonian valleys. This antecedent character of the valleys in the southern part of the Przemsza river basin has already been recognized by Lewiński.

The lithological variety of the tectonic escarpment has promoted great erosion and destruction within an unroofed tectonic elevation containing less resistant rocks. As a result of lateral planation and retreat the valley sides were destroyed to give place to the Dąbrowa basin, whereas the resistant rocks dipping north and northeastward are forming plateaux (Twardowice plateau) and broad ridges (Strzemieszycze — Trzebieszawice ridge). The Neogene basin's floor is represented by small remnants of a flat surface, 300—320 m.a.s.l. (Lewiński's IInd Stage). In the south, the 300 m. surface gradually passes into the foreland. Here this surface corresponds in height to the Tortonian deposits of marine origin. Lewiński regarded it as a Tortonian surface because „this surface was cut to the sea-level at this time”. However, the Neogene surface is posterior to the Upper Tortonian dissection of the tectonic escarpment, but anterior to both the long escarpment's foot which rises very gently from the present valley floors, and the deep preglacial valleys incised into this foot.

The IInd surface is, therefore, Sarmatian-Pliocene in age. It is a polycyclic surface. It incorporates fragments of two older surfaces, the exhumed sub-Triassic surface i.e. the Permian denudation surface

(Schmittener's Basislandterrasse) within the Dąbrowa basin, and the thrown down Lower Tertiary surface in the foreland. Old sink-holes preserved in the foreland suggest that it was little destroyed during the Sarmatian-Pliocene. No Upper Tertiary deposits forming the base for the reconstruction of the processes at that time have been found.

The authoress is, therefore inclined to accept the following development scheme of the escarpment based upon Mortensen's investigations in the SW scarpland region of the USA. In the semi-arid and semihumid phases of the Sarmatian and Pliocene the Silesian Upland was subjected mainly to planation (passive retreat of escarpments), whereas in the humid phases erosion was predominant, and the front escarpment (Mortensen's Frontstufe) was dissected by obsequent valleys (active retreat). This contention is supported by the recognition of cyclic changes of climate in the Upper Tertiary of Upper Silesia (see Szafer [133]).

Cyclic changes of processes were also characteristic of the Pleistocene. At the turn of the Pliocene and Pleistocene, the climatic change and an epeirogeny resulted in the rejuvenation and dissection of the Sarmatian-Pliocene surface by valleys trending southwards. Mixed gravel (i.e. local gravel mixed with the residue of the oldest moraine) covering the floor of these valleys suggest that the preglacial valleys were cut deeper prior to the Middle Polish (=Riss) glaciation.

The area studied was twice invaded by the Scandinavian inland-ice (Mindel, Riss I). Under conditions of a cold climate, aggradation occurred in depressions which were filled up and conserved. These deposits contain a) local (fluvial and slope) material, and b) glacial, glacialfluvial and lacustrine material. The abundance of angular, local gravel in the submorainic deposits within the Dąbrowa basin, and the occurrence of numerous limestone and dolomite boulders in the local moraine as well as the displacement by the glacier of huge scales of Triassic rocks on outliers (see the papers by Doktorowicz-Hrebniicki) indicate that the plateaux and ridges have been attacked by both periglacial denudation and glacial erosion. The varying preglacial relief of the escarpment favoured the formation of kame terraces and of an ablation moraine (areal deglaciation).

After the retreat of the Riss I inland-ice the denudation escarpment was subjected to further fluvial erosion. In the foreland, a new network of valleys developed on the surface of the Riss I deposits. These valleys correspond only in part to the preglacial valleys. Changes of the valleys network were associated with epigenesis (e.g. the Upper Pleistocene Czarna Przemsza gap in Będzin).

During the last glaciation, under periglacial conditions, the Upper Pleistocene valleys were filled with local material derived from the retreating slopes. The periglacial, sedimentary cycle included three series. In the Czarna Przemsza valley and its tributary valleys, a bed of coarse gravel and debris (with limestones and dolomites predominating) separates the lower series of sand and loam with organic tundra remnants from the upper sandy and silty fluvial and slope deposits containing a tundra flora. The origin of these series may be connected with changes of climate and processes during the last glaciation. Under periglacial conditions the retreat of the escarpment has been due to a) solifluction and rockfalls (evidence is provided by solifluction deposits and blocks covering the foot of the escarpment), b) to mechanical weathering of rocks which had an important influence on the development of the structure-controlled surfaces initiated in the Upper Tertiary, and c) to the development of glaciais d'erosion and trough-like valleys. The different ways of modelling the escarpment depended upon the resistance of the rocks to decomposition (marls-active, limestones and dolomites — rather passive), and to the displacement by solifluction slopewash and rockfalls.

In recent times, linear erosion is confined to the old valleys lined with Quaternary deposits. As a result, the preglacial features are being exhumed from under their cover. Since the lower Tortonian the denudation escarpment retreated more than 13 000 m. from the fault line.

#### CONCLUSIONS

1. The Mid-Triassic escarpment has been formed by tectonic movements and, therefore, its origin does not fall under the general rules of Schmittenner's theory of the evolution of scarpland regions.

2. The Mid-Triassic escarpment developed by tectonic rejuvenation of the karstified Lower Tertiary surface of planation (multicyclic evolution).

3. The formation of a denudation escarpment within the tectonic horst was due to cyclic changes of both climate and processes during the Upper Miocene and Pliocene [12, 133].

4. In the Pleistocene the Mid-Triassic escarpment, twice glaciated, was modelled in a way different from that of the unglaciated escarpments in central and western Europe. Phases of aggradation were followed by phases of erosion, i.e. of exhumation of the preglacial features of the Mid-Triassic escarpment which had been buried under a thick cover of Quaternary deposits, whereas the development of the unglaciated escarpments was undisturbed by glaciers.



5. The present Mid-Triassic escarpment is a polycyclic escarpment. It contains both a denudation escarpment (Frontstufe or Schichtstufe) and remnants of the tectonic escarpment preserved as facets (Fazetten).

#### EXPLANATION OF FIGURES

Fig. 1. Main features of relief and geological structure of the Mid-Triassic escarpment and its foreland

1 — Carboniferous; 2 — Permian; 3 — Lower Triassic; 4 — Gogolin beds; 5 — metalliferous dolomites; 6 — Diplopora dolomites; 7 — Keuper; 8 — Lower Jurassic; 9 — Upper Jurassic

Fig. 2. Geological structure of the southern part of the Silesian Upland.

Approximate axis: 1 — *A* — of the longitudinal Kozłowa Góra — Rogoźnik — Strzemieszyce — Olkusz anticline; 2 — *B* — transverse Strzemieszyce — Jaworzno elevation; *B* — presumed Wojkowice Kościelne elevation; *C* — transverse Siersza elevation; 3 — *D* marginal flexure, 4 — *E* Bytom — Szczakowa syncline, 5 — faults established; 6 — faults presumed; 7 — Palaeozoic rocks; 8 — Triassic rocks; 9 — Roethian — Liassic rocks; 10 — Jurassic rocks; 11 — Miocene deposits of marine origin; 12 — Tertiary deposits with lignite; 13 — deposits in sink holes

Fig. 3. Relation of the surface of the escarpment to the foreland's surface

1 — Lower Tertiary degradation surface; 11 — Sarmatian—Pliocene degradation surface; 1 — Carboniferous rocks; 2 — Triassic rocks; 3 — Miocene marine deposits; 4 — Quaternary deposits; 5 — deposits filling up sinkholes

Fig. 4. Deposits filling up sinkholes

*A* — Najdziszów (after Piwówar and Ciuk): 1 — finegrained sand; 2 — ferruginous brown clay; 3 — white fireclay; 4 — white bauxite; 5 — greyish white dust; 6 — ferruginous brown clay with limonite; 7 — limonite; 8 — limonite with manganese concretions; *B* — Sucha Góra (see text for explanations). *C* — Doiki near Dąbrówka Wielka (see text for explanations). *D* — Zabrze Biskupice — zinc mine (according to Roemer): 1 — Tortonian clay; 2 — Tortonian marls; 3 — ferruginous clay

Fig. 5. Evolution of the valley network in Upper Silesia

1 — pre-Tortonian valleys; 2 — Upper Tertiary drainage at the back of the Mid-Triassic escarpment; 3 — Lower Pleistocene valleys; 4 — Upper Pleistocene valleys; 5 — spillways (Odra Stage = Riss I); 6 — Lower Pleistocene watershed; 7 — Upper Pleistocene watershed; old valleys; *A* — Biała Przemsza river; *B* — Czarna Przemsza river; *C* — Gzichów valley, *D* — Małobądź valley; *E* — Grodziec valley; *F* — Wielonka river; *G* — Jaworznik river; *H* — Rawa river; *J* — Łędziny valley; *K* — Ciężkowice valley; *L* — Kochłówka river; *M* — Bytomka river; *N* — Jamna river

Fig. 6. Longitudinal and transverse profiles of the Czarna Przemsza valley

1 — Tortonian deposits filling up the pre-Tortonian valleys; 2 — Quaternary silt and clay; 3 — gravel; 4 — sand; 5 — ablation morainic hills (Odra Stage); *Tz* — flood plain; *Ts* — middle terrace; *W* — dunes; *MD* — Upper Pleistocene valley floor; *SD* — pre-Riss valley floor; *S* — Riss deposits; *I* — Lower Tertiary degradation surface; *II* — Sarmatian—Pliocene degradation surface

Fig. 7. Geological structure of the Mid-Triassic escarpment

Faults: 1 — Będzin; 2 — Brzękowice; 3 — Toporowice; 4 — Zakamień; 5 — Boguchwałowice; 6 — presumed Siewierz fault

Fig. 8. Longitudinal and transverse profiles of the Subrzesek Chruszczobród depression

*I* — degradation surface initiated in the Lower Tertiary; *II* — Upper Tertiary floor of the depression; *Tm<sub>1g</sub>* — Lower Muschelkalk; *Tdk* — metalliferous dolomites; *Tm<sub>2</sub>* — Diplopora dolomites; *Tm<sub>2t</sub>* — Upper Muschelkalk; *Tk<sub>1</sub>* — Lower Keuper; *Tk<sub>2</sub>* — Upper Keuper

Fig. 9. Fossil pre-glacial relief of the Dąbrowa Basin

- Fig. 10. Section across Quaternary deposits filling the proto-Czarna Przemsza valley at Brzozowica (see text for explanations)
- Fig. 11. Profile of the western part of the Dąbrowa Basin  
 1 — fluvial sand and gravel (Baltic glaciation = Würm); 2 — fluvial loam and sand (Warta Stage = Riss II); 3 — ablation moraine (Odra Stage); 4 — glacio-fluvial sand (Odra Stage); 5 — lacustrine silt and clay (Odra Stage); 6 — glacio-fluvial gravel (Odra Stage); 7 — boulder clay (Odra Stage); 8 — fluvial and glacio-fluvial sand and gravel (Odra Stage); 9 — mixed gravel (pre-Riss)
- Fig. 12. Morphograms of the Brzozowica gravels  
 A — gravel filling shallow hollows at top of the lacustrine silt and clay; B — gravel at top of the middle terrace; C — sub-morainic gravel (anaglacial)
- Fig. 13. Ząbkowice Bielowizna. Slope cover  
 1 — Wellenkalk; 2 — blocks and limestone debris; 3 — sandy clay
- Fig. 14. Tapkowice. Amorphic structures  
 1 — sand; 2 — brown clay; 3 — sand with a few flint; 4 — marl waste; 5 — Roeschian marl and marly dolomite
- Fig. 15. Chruszczobród. Steep-sided valley lined with slope deposits (last glaciation)
- Fig. 16. Section across the middle terrace at Brzozowica  
 a — grey silt and clay (rhythmites); b — greyish green silt; c — sand and gravel with bands of loam; d — black silt; e — white fluvial sand; f — older forest peat; g — yellow silt; h — white fluvial sand; i — packets of silt and sand with gravel displaced by a land-slip; j — proluvial silt and sand; k — white fluvial sand; l — black clayey silt; m — younger forest peat; n — grey and orange coloured silt and sand (solifluction deposits); o — yellow sand
- Fig. 17. Slope cover at Brzozowica (see text for explanation)
- Fig. 18. Old valleys remodelled by periglacial processes  
 A — Brzękowice Wał; B — Zakamień; C — Toporowice; D — Chrobakowe;  
 + limestones and dolomites; — shales and clay; 1 — sand (locally with debris); 2 — proluvial sand; 3 — dunes
- Fig. 19. Ząbkowice Będzińskie. Caves  
 1 — metalliferous dolomite; 2 — red clay; 3 — older sinter; 4 — younger sinter; 5 — grey silt; A — lower cave; B — middle cave; C — upper cave
- Fig. 20. Ząbkowice Będzińskie. Development scheme of caves (see text for explanation)
- Fig. 21. Tapkowice. Shallow karstic hollows and lapiés  
 1 — sand; 2 — brown, compact clay; 3 — light-brown clay; 4 — marl waste; 5 — thinbedded marls
- Fig. 22. Siemonia. Lapiés with epigenetical ice wedge  
 1 — limestone; 2 — red clay; 3 — reddish-brown sandy clay; 4 — limestone debris; 5 — sand with gravel; 6 — waste
- Fig. 23. Pomłynie Siemońskie. Flat-floored valley with periodical drainage  
 Upper figure: 1 — fluvial and slope sand; 2 — fluvial and solifluction silt; 3 — sand with limestone debris; 4 — proluvial sand; 5 — slope deposits; 6 — limestone gravel  
 Lower figures: 1 — proluvial sand; 2-3 — manycoloured sand; 4 — grey sand; 5 — dark grey sand; 6 — white sand
- Fig. 24. Dune ridges

The first part of the document is a list of names and titles, including 'The Hon. Mr. Justice G. D. Young, Chief Justice of the Supreme Court of the Province of Ontario' and 'The Hon. Mr. Justice J. G. MacKay, Chief Justice of the Supreme Court of the Province of Quebec'.

The second part of the document is a list of names and titles, including 'The Hon. Mr. Justice J. G. MacKay, Chief Justice of the Supreme Court of the Province of Quebec' and 'The Hon. Mr. Justice G. D. Young, Chief Justice of the Supreme Court of the Province of Ontario'.

The third part of the document is a list of names and titles, including 'The Hon. Mr. Justice G. D. Young, Chief Justice of the Supreme Court of the Province of Ontario' and 'The Hon. Mr. Justice J. G. MacKay, Chief Justice of the Supreme Court of the Province of Quebec'.

The fourth part of the document is a list of names and titles, including 'The Hon. Mr. Justice J. G. MacKay, Chief Justice of the Supreme Court of the Province of Quebec' and 'The Hon. Mr. Justice G. D. Young, Chief Justice of the Supreme Court of the Province of Ontario'.

The fifth part of the document is a list of names and titles, including 'The Hon. Mr. Justice G. D. Young, Chief Justice of the Supreme Court of the Province of Ontario' and 'The Hon. Mr. Justice J. G. MacKay, Chief Justice of the Supreme Court of the Province of Quebec'.

The sixth part of the document is a list of names and titles, including 'The Hon. Mr. Justice J. G. MacKay, Chief Justice of the Supreme Court of the Province of Quebec' and 'The Hon. Mr. Justice G. D. Young, Chief Justice of the Supreme Court of the Province of Ontario'.

The seventh part of the document is a list of names and titles, including 'The Hon. Mr. Justice G. D. Young, Chief Justice of the Supreme Court of the Province of Ontario' and 'The Hon. Mr. Justice J. G. MacKay, Chief Justice of the Supreme Court of the Province of Quebec'.

## PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

1. Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73, zł 10,—
2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstocenyjskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich, 1954, s. 51, zł 18,—
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, zł 9,50
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90, zł 16,50
5. Kiełczewska-Zaleska M., O powstaniu i przeobrażeniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego; Biskup M., Osady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224, 3 mapy, zł 31,45
6. Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii, 1956, s. 68, zł 10,—
7. Jahn A., Wyżyna Lubelska rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 453, 5 map, zł 52,40
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848, 1956, s. 105, zł 20,—
9. Praca zbiorowa, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 526, zł 58,—
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 roku, 1957, s. 164, zł 32,—
11. Starkel L. Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą. 1957, s. 152, 7 map, 20 ilustr., zł 40,—
12. Olszewicz B., Geografia polska w Okresie Odrodzenia. 1957, s. 62, zł 15,50
13. Gilewska S., Rozwój geomorfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 70 + 17 ilustr. + mapa, zł 20,—
14. Staszewska S., Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 116+1 tabl. nłb., zł 40,—
15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, zł 24,—
16. Litterer M., Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950; Wełpa R., Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950. 1955, s. 112, zł 22,—
17. Uhorczak F., Mapy użytkowania ziemi — Polska. 1:1 mln, 1957
18. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu cegielnianego na Ziemiach Zachodnich, w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, zł 49,—
19. Praca zbiorowa. Z badań środowiska geograficznego w powiecie mragowskim. 1959, s. 132 + 6 wkładek, zł 45,—
20. Tobjasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160, 2 mapy, zł 33,—
21. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstocenyjskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75, 6 map, zł 25,—
22. Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, s. 239 + 10 map + 35 fot., zł 78,—
23. Balińska-Wuttke K., Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112, 3 mapy, zł 43,50
24. Wróbel A., Województwo Warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, zł 24,—
25. Praca zbiorowa. Problems of Applied Geography. 1961, s. 147 + 10 wkładek (mapy) + 15 fot.

26. Gieysztor L., Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. 1961, s. 80 + 4 mapy, zł 26,—
27. Praca zbiorowa. Problems of Economic Regions. 1961, s. 360, 11 map, zł 77,—
28. Staszewski J., Die Verbreitung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 77 + 2 tabl. zł 20,—
29. Galon R., Morfology of the Noteć-Warta (or Toruń-Eberswalde) ice marginal streamway. 1961, s. 129 + mapa, zł 32,—
30. Fleszar M., Geografia ekonomiczna w Polsce do 1939 r., 1962, s. 173, zł 43,50
31. Praca zbiorowa. Land Utilization. Methods and Problems of Research. Proceedings of the International Seminar. Poland, 30.V.—8.VI.1960. 1962, s. 250 + 13 wkładek, zł 63,—
32. Kosiński L., Miasta województwa białostockiego. 1962, s. 63 + wkładki, zł 28,—
33. Kaczorowska Z., Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. 1962, s. 12 + wkładka, zł 28,—
34. Okołowicz W., Zachmurzenie Polski; Stopa M., Burze w Polsce. 1962, s. 185 + 2 wkładki, zł 45,—
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, zł 48,—
36. Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie. 1962, s. 86 + 9 wkładek, zł 28,—
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, zł 38,—
38. Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. 1963, s. 178 + 12 fot. + 4 wkładki, zł 60,—
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162 + 2 mapy, zł
40. Kosiński L., Procesy ludnościowe na ziemiach odzyskanych. 1963, s. 128 + wkładka, zł 28,—
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych. 1963, (w druku)
42. Stasiak J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. 1963 (w druku)
43. Mileska L. M., Regiony turystyczne Polski. 1963 (w druku)
44. Gilewska S., Rzeźba progu środkowotriasowego okolic Będzina. 1963 (w druku)
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963 (w druku)
46. Praca zbiorowa. Problems of Geomorphological Mapping. 1963 (w druku)

## VARIA

- Kaczorowska Z., Spis zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o ziemi, znajdujących się w bibliotekach polskich, 1957, s. 377, zł 100,—
- Ratajski L., Szewczyk J., Zwoliński P., Polskie nazewnictwo geograficzne świata. 1959, s. 857, zł 135,—
- Łodyński M., Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych. 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—
- Łodyński M., Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800 (w druku)