

POLSKA  
AKADEMIA  
NAUK

PL ISSN 0012-5032

---

INSTYTUT GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

MIECZYŚLAW KLIMASZEWSKI

PROGI STRUKTURALNE  
– PARALELE  
GEOMORFOLOGICZNE



ROK 1991

ZESZYT 2

---

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

**WYKAZ ZESZYTÓW  
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ  
za ostatnie lata**

**1987**

- 1    **Spoleczna geografia medyczna**, s. 156, zł 240, –
- 2    **Teledetekcja w rolnictwie**, s. 203, zł 240, –
- 3–4 **Śródziemnomorska Konferencja Międzynarodowej Unii Geograficznej. Hiszpania 1986**, s. 116, zł 480, –

**1988**

- 1    **Współczesna geografia francuska**, cz. I, s. 204, zł 240, –
- 2–3 **Współczesna geografia francuska**, cz. II, s. 247, zł 480, –
- 4    **Próby ujęć globalnych**, s. 200, zł 240, –

**1989**

- 1    **Próby standaryzacji nazw geograficznych**, s. 132, zł 360, –
- 2    **Geografia percepcji**, s. 219, zł 1000, –
- 3–4 **XXVI Kongres Międzynarodowej Unii Geograficznej, Australia 1988**, s. 128, zł 1500, –

**PROGI STRUKTURALNE  
– PARALELE GEOMORFOLOGICZNE**

POLISH ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

---

---

# A GEOMORPHOLOGICAL COMPARISON OF STRUCTURAL THRESHOLDS



YEAR 1991

FASC. 2

---

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

<http://rcin.org.pl>

POLSKA  
AKADEMIA  
NAUK

---

---

INSTYTUT GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

## DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

MIECZYŚLAW KLIMASZEWSKI

# PROGI STRUKTURALNE – PARALELE GEOMORFOLOGICZNE



ROK 1991

ZESZYT 2

---

---

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

<http://rcin.org.pl>

## KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny: Jerzy Grzeszczak  
Członkowie: Maria Ciechocińska, Tadeusz Gerlach,  
Alina Potrykowska, Józef Skoczek, Władysława Stola,  
Sekretarz: Maria Mozolewska-Adamczyk

Maszynopis niniejszego numeru przekazano Wydawcy 7 września 1990

Adres Komitetu:

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania  
Polskiej Akademii Nauk  
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Redaktor wydawnictwa  
HANNA JUREK

Redaktor techniczny  
JAN A. DRAJCZYK

*Printed in Poland*

Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo. Wrocław 1991.  
Objętość: ark. wyd. 4,50; ark. druk. 3,75; ark. A<sub>1</sub>-5.  
Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. 372/90.

<http://rcin.org.pl>

## SPIS TREŚCI

Wstęp . . . . .	7
Warunki . . . . .	7
Teorie rozwoju rzeźby krawędziowej . . . . .	11
Basen Paryski . . . . .	11
Basen Londyński i progi Wealdu . . . . .	18
Basen Szwabsko-Frankoński . . . . .	24
Basen Wezery . . . . .	31
Basen Turynii . . . . .	34
Niecka Nidziańska – Basen Nidy . . . . .	39
Basen Parany . . . . .	48
Zakończenie . . . . .	55
Literatura . . . . .	56
A geomorphological comparison of structural thresholds (summary) . . . . .	58
Структурные уступы – сравнительный геоморфологический анализ (резюме) . . . . .	59

SYMULACJA

Wydział Inżynierii i Techniki  
Katedra Mechaniki Technicznej  
Al. Piłsudskiego 106/108, 00-462 Warszawa  
Tel. 22 639 42 11, 22 639 42 12, 22 639 42 13

SPIS TREŚCI

Wydział Inżynierii i Techniki, Katedra Mechaniki Technicznej

1	Wstęp	1
2	1.1. Cel i zakres	1
3	1.2. Zakres	1
4	1.3. Zakres	1
5	1.4. Zakres	1
6	1.5. Zakres	1
7	1.6. Zakres	1
8	1.7. Zakres	1
9	1.8. Zakres	1
10	1.9. Zakres	1
11	1.10. Zakres	1
12	1.11. Zakres	1
13	1.12. Zakres	1
14	1.13. Zakres	1
15	1.14. Zakres	1
16	1.15. Zakres	1
17	1.16. Zakres	1
18	1.17. Zakres	1
19	1.18. Zakres	1
20	1.19. Zakres	1
21	1.20. Zakres	1
22	1.21. Zakres	1
23	1.22. Zakres	1
24	1.23. Zakres	1
25	1.24. Zakres	1
26	1.25. Zakres	1
27	1.26. Zakres	1
28	1.27. Zakres	1
29	1.28. Zakres	1
30	1.29. Zakres	1
31	1.30. Zakres	1
32	1.31. Zakres	1
33	1.32. Zakres	1
34	1.33. Zakres	1
35	1.34. Zakres	1
36	1.35. Zakres	1
37	1.36. Zakres	1
38	1.37. Zakres	1
39	1.38. Zakres	1
40	1.39. Zakres	1
41	1.40. Zakres	1
42	1.41. Zakres	1
43	1.42. Zakres	1
44	1.43. Zakres	1
45	1.44. Zakres	1
46	1.45. Zakres	1
47	1.46. Zakres	1
48	1.47. Zakres	1
49	1.48. Zakres	1
50	1.49. Zakres	1
51	1.50. Zakres	1
52	1.51. Zakres	1
53	1.52. Zakres	1
54	1.53. Zakres	1
55	1.54. Zakres	1
56	1.55. Zakres	1
57	1.56. Zakres	1
58	1.57. Zakres	1
59	1.58. Zakres	1
60	1.59. Zakres	1
61	1.60. Zakres	1
62	1.61. Zakres	1
63	1.62. Zakres	1
64	1.63. Zakres	1
65	1.64. Zakres	1
66	1.65. Zakres	1
67	1.66. Zakres	1
68	1.67. Zakres	1
69	1.68. Zakres	1
70	1.69. Zakres	1
71	1.70. Zakres	1
72	1.71. Zakres	1
73	1.72. Zakres	1
74	1.73. Zakres	1
75	1.74. Zakres	1
76	1.75. Zakres	1
77	1.76. Zakres	1
78	1.77. Zakres	1
79	1.78. Zakres	1
80	1.79. Zakres	1
81	1.80. Zakres	1
82	1.81. Zakres	1
83	1.82. Zakres	1
84	1.83. Zakres	1
85	1.84. Zakres	1
86	1.85. Zakres	1
87	1.86. Zakres	1
88	1.87. Zakres	1
89	1.88. Zakres	1
90	1.89. Zakres	1
91	1.90. Zakres	1
92	1.91. Zakres	1
93	1.92. Zakres	1
94	1.93. Zakres	1
95	1.94. Zakres	1
96	1.95. Zakres	1
97	1.96. Zakres	1
98	1.97. Zakres	1
99	1.98. Zakres	1
100	1.99. Zakres	1
101	1.100. Zakres	1



## WSTĘP

W czasie moich badań w kraju i za granicą miałem okazję poznawać różne obszary i typy rzeźby, m.in. rzeźbę krawędziową, której głównym elementem są progi strukturalne. Za granicą towarzyszyli mi i informowali o przebiegu ich powstawania przyjaciele i koledzy-geomorfologowie, za co jestem im bardzo wdzięczny. Te studia były mi pomocne przy poznawaniu genezy rzeźby krawędziowej Wyżyny Śląsko-Małopolskiej. Zwróciły uwagę na pewne prawidłowości rozwoju mimo występowania tej rzeźby w różnych regionach Europy (Francja, Anglia, Niemcy, Polska) i Ameryki Południowej (Brazylia).

## WARUNKI

Obszary o rzeźbie krawędziowej zajmują duże powierzchnie w obrębie poszczególnych kontynentów (tab. 1). Występują one obok obszarów płytowych, w których warstwy skalne zalegają poziomo i tworzą fantastyczne formy gór wulkanicznych, zrębowych i fałdowych. Ten typ rzeźby jest związany z obszarami, w których pokrywowe, głównie mezozoiczne warstwy skalne o różnej

Tabela 1

Występowanie wielkich form w obrębie kontynentów\*  
(wg Butzer 1976)

Formy	Ameryka Północna	Ameryka Południowa	Europa	Azja	Afryka	Australia z Oceanią	Świat
Równiny erozyjne i plateau osadowe	19%	25%	30%	12%	30%	24%	21%

\* bez Grenlandii i Antarktydy

odporności są słabo zondulowane. To zondulowanie warstw skalnych, spoczywających na sztywnym cokole paleozoicznym lub krystalicznym, nastąpiło wskutek zróżnicowanego przebiegu ruchów tektonicznych, głównie tangencjalnych. Występowanie słabo nachylonych warstw skalnych o różnej odporności na wietrzenie i żłobienie i ich dyskordantne ścięcie powierzchnią zrównania jest warunkiem powstania rzeźby zrębowej, w której najbardziej charakterystycznym elementem są progi strukturalne. Nawiązują one do wychodni skał o dużej odporności mechanicznej i chemicznej, różnej w różnych warunkach klimatycznych. Do skał odpornych, progotwórczych należą: wapień, dolomity, opoki, margle kredowe, kwarcyty, piaskowce, gipsy oraz pokrywły lawy. Skały mało odporne, w obrębie których powstają obniżenia, rozległe doliny i zaproża (Land-

Tabela stratygraficzno-litologiczna

Piętra	Basen Paryski	Basen Londyński	Basen Szwabsko-Frankoński	Basen Wezery	Basen Turyngii	Basen Nidy
Oligocen						
szat-akwitan	wapienie z Beauce					
stamp	piaski Fontainebleau					
sanoaz	wapienie z Brie					
Eocen						
ludyk	margle, gipsy					
ledyk	margle, piaski	piaski				
lutet	wapienie gruboławicowe	piaski, iły				
ipres	piaski, iły	iły londyńskie				
landen	piaski, iły	iły, piaski				
mont	wapienie, kreda pisząca					
Kreda						
senon	kreda z krzemieniami	wapień kredowy z krzemieniami				opoka, wapienie, margle
turon	wapień kredowaty, wapienie	wapień kredowy				opoka z czertami, wapienie
cenoman	wapienie glaukonitowe, piaski	piaski				piaskowce glaukonitowe
alb	} gault	piaski, iły	iły gaultu			piaskowce, piaski, gezy
apt		margle	piaski			
barrem		piaski pstre	iły Wealdu			
hoteryw		piaski białe	piaski Wealdu			
Jura						
— malm						
portland	wapienie z Barrois	iły, piaski, wapienie	wapień			
kimeryd	iły, margle czarne	iły	wapień			wapienie płytowe, margle

Piętra	Basen Paryski	Basen Londyński	Basen Szwabsko-Frankoński	Basen Wezery	Basen Turynii	Basen Nidy
luzytan	wapienie rafowe	wapienie koralo- we	wapień rafowy, koralowy			wapień skalisty z krzemieniami
oksford kelowej	ity, margle ity, margle	ity piaskowce	ity ity			wapienie, margle margle glaukoni- towe
– dogger baton	wapienie margliste	wapień oolitowy	wapień oolitowy			ity, margle, pias- kowce
bajos	wapienie	wapień oolitowy	margle, piaskow- ce żelaziste			warstwy kościelis- kie, piaskowce, ity
– lias aalen	margle, wapień, rudy	piaski	margle	margle, łupki		piaskowce żelazis- te
toark	margle czarne, łupki	margle	margle	ity, piaskowce		piaski, ity, węgiel
czermut	margle czarne, łupki	margle, ity	margle			
synemur hettang	wapienie margle, piaskow- ce	wapienie	margle, wapienie piaskowce			piaski, żwiry
Trias						
retyk	margle, brekcje, ity	margle, piaski	piaskowce, łupki ity		piaskowce, mar- gale, ity	wapień woźnicki, brekcja lisowska
kajper						
– górny	margle zwężłe, dolomity		piaskowce krze- mianowe, margle	piaskowce	margle, gips	
– dolny	margle, sól ka- mienna		wapień, dolomit, łupki węglanowe	ity, gipsy	wapień, piaskow- ce z węglem	iłowce, mułowce
wapień						
– górny	wapienie, dolomi- ty		wapień trochitowy	wapień trochitowy	wapień trochitowy	wapień, piasko- wiec, ity
– środkowy	margle, anhydryty, sól		margle, gipsy, sól kamienna	margiel	margiel, anhydryt, sól	wapienie, dolomi- ty

Piętra	Basen Paryski	Basen Londyński	Basen Szwabsko-Frankoński	Basen Wezery	Basen Turynгии	Basen Nidy
– dolny piaskowiec pstry	wapień falisty, piaskowiec		wapień falisty	wapień falisty	wapień falisty, oolitowy	wapienie, dolomity
– górny (ret)	piaskowiec pstry		piaskowce, ily, łupki		piaskowce, ily	margle, gipsy, dolomity piaskowiec
– środkowy	piaskowiec pstry główny		piaskowce grubo- ziarniste	Bausandstein	piaskowiec grubo- ziarnisty	
– dolny	piaskowiec woge- ski		piaskowce drob- noziarniste	piaskowce, łupki ilaste	piaskowiec drob- noziarnisty  łupki, dolomity, anhydryt, wapień, zlepieniec	piaskowce

terrassen) to: iły, łupki ilaste, margle, mało zwięzłe piaskowce oraz tufy wulkaniczne. Są to skały nasiąkliwe, mało przepuszczalne i mało spoiste, dzięki czemu łatwo podlegają niszczeniu przez procesy erozyjne i denudacyjne. O dużej powszechności tych prawideł petrograficznych informuje tabela 2.

Informuje ona, że w różnych obszarach o rzeźbie krawędziowej skałami progotwórczymi były: w turonie i senonie – wapień kredowaty z krzemieniami, w portlandzie – wapienie, w luzytanie i oksfordzie – wapień skalisty, w bajosie – wapienie i piaskowce, w górnym kajprze – piaskowce i margle, w piętrze wapienia muszlowego dolnego – wapienie faliste, w piętrze piaskowca pstrego – piaskowce o lepszczu krzemionkowym. W różnych regionach występują zatem w określonych piętrach podobne skały progotwórcze. Jest to uderzająca zbieżność.

### TEORIE ROZWOJU RZEŻBY KRAWĘDZIOWEJ

Mamy trzy główne teorie (Klimaszewski 1978):

- a) rozwoju dwucyklicznego – zrównanie, a następnie rozczłonkowanie – zaproponowana przez W. M. Davisa (1899);
- b) rozwoju jednocyklicznego – rozczłonkowanie w miarę wynurzania – zaproponowana przez W. Schmitthennera (1920);
- c) rozwoju wielocyklicznego – na przemian zrównywanie i rozczłonkowanie – przedstawiana przez E. Scheu (1909), N. Krebsa (1923), a najpełniej przez J. Büdela (1957).

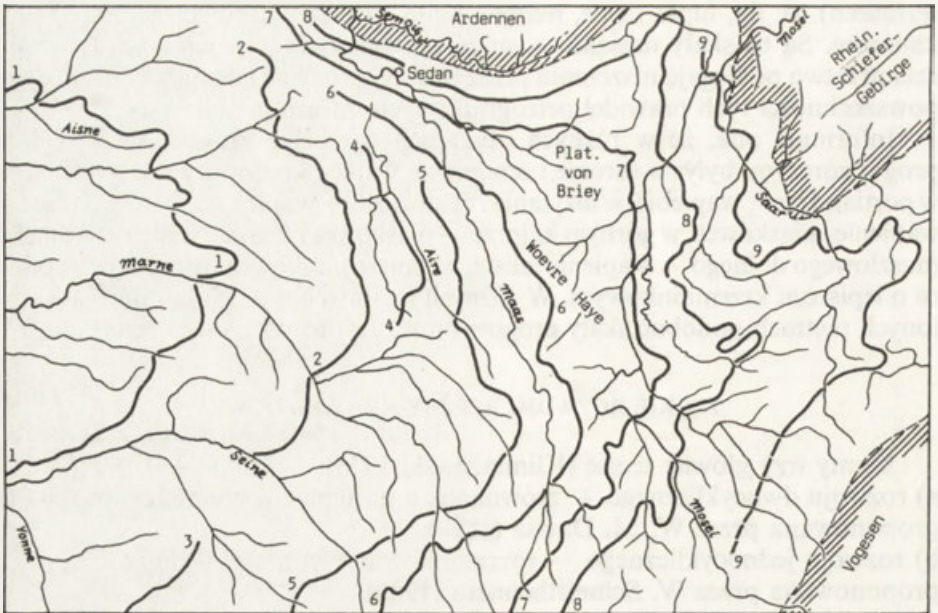
Nasuwa się pytanie: czy wszystkie są słuszne, ale dotyczą różnych obszarów, lub też czy jedna jest słuszna i dotyczy różnych obszarów?

Aby na to odpowiedzieć, potrzebne jest studium porównawcze, któremu jest poświęcone to opracowanie. Zawiera ono opis rzeźby krawędziowej w różnych obszarach i przebieg jej formowania przedstawiony przez wielu badaczy. Ten typ rzeźby był przeze mnie obserwowany w różnych regionach przy życzliwym udziale kolegów-geomorfologów, którzy w czasie studiów terenowych referowali lub częściej przedstawiali własne poglądy na przebieg powstawania progów strukturalnych. Za cenne wiadomości jestem im bardzo wdzięczny.

### BASEN PARYSKI

Rzeźba krawędziowa Basenu Paryskiego była badana przez A. Lapparenta (1897), A. Briqueta (1908), H. Schmitthennera (1923), H. Bauliga (1928), G. Denizota (1929), a ostatnio bardzo dokładnie przez J. Tricarta (1949, 1951). W toku tych badań zostało rozpoznanych 10 amfiteatralnie przebiegających progów strukturalnych, poprzegradzanych obniżeniami na wychodniach skał o małej odporności (ryc. 1).

W Instytucie Geograficznym Uniwersytetu w Strasburgu przebywałem na zaproszenie prof. dr. Jean Tricarta od 6 do 24 kwietnia 1956 r., a następnie w Paryżu do 2 maja 1956 r. W okresie pobytu w Strasburgu J. Tricart zorganizował dwie wycieczki naukowe, w czasie których prezentował wyniki swoich badań progów strukturalnych wschodniej części Basenu Paryskiego. Bardzo dobrze wybrana trasa przecinała wszystkie progi i obniżenia między nimi na linii: Strasbourg – Saverne – Luneville – Nancy – Liverdun – dolina Mozeli – Toul –



Ryc. 1. Progi strukturalne wschodniej części Basenu Paryskiego (wg Schmitthennera 1923)

1 – Isle de France (trzeciorzęd); 2 – Champagne (senon); 3 – Forêt d'Othe (turon); 4 – Argonne (cenoman); 5 – Barrois (portland); 6 – Côte Lorraine (malm); 7 – Côtes de Moselle (dogger); 8 – próg zbudowany z liasu/retu; 9 – próg zbudowany z wapienia muszlowego

Structural thresholds of the Eastern part of Parisian Basin (after Schmitthenner, 1923)

1 – Isle de France (Tertiary); 2 – Champagne (Senonian); 3 – Forêt d'Othe (Turonian); 4 – Argonne (Cenomanian); 5 – Barrois (Portland); 6 – Côte Lorraine (White Jurassic); 7 – Côtes de Moselle (Dogger); 8 – Threshold formed out of lias and raet; 9 – Threshold formed out of shell limestone

Commercy – dolina Mozy – Argonny – Buzancy – Grandpré – Machault – Reims – Château Thierry – Epernay – Vertus – Champenoise – Bar-le-Duc – Domremy – Vitte – Epinal – Munster – Colmar – Strasbourg.

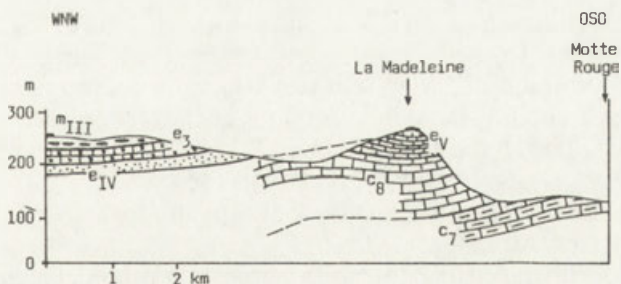
Centrum Basenu Paryskiego stanowi wysoczyzna Isle de France, w obrębie której jest położony Paryż. Jest ona zbudowana z oligoceńskich wapieni zsylikowanych Beauce i Brie oraz dzielących je piasków Fontainebleau. Obrzeżenie tej wysoczyzny stanowi próg strukturalny.

1. Côtes de l'Isle de France. Jest to próg zbudowany z wapieni środkowoeoceńskich (lutet), o wysokości 220 – 280 m, o zaprożu słabo nachylonym w kierunku centralnej części Basenu, próg natomiast jest dosyć stromy. W obrębie wierzchołkowej-zaproża znajduje się w okolicach Reims martwa dolina meandrowa, wyścielona żwirami pliocenскими. Na przedpolu wznoszą się góry-świadki informujące o dawnym zasięgu progu (ryc. 2, 3).

a. Obniżenie Champagne pouilleuse predysponowały mało odporne margle i piaski dolnoeoceńskie (por. tab. 2).

2. Próg Côte de Champagne jest zbudowany z odpornych warstw kredy senońskiej zawierającej liczne buły krzemienia. Wznosi się on do wysokości 238 m, a został uformowany – według J. Tricarta – w plejstocenie (ryc. 4).

b. Obniżenie Champagne humide, zbudowane z mało odpornych ilów i mar-

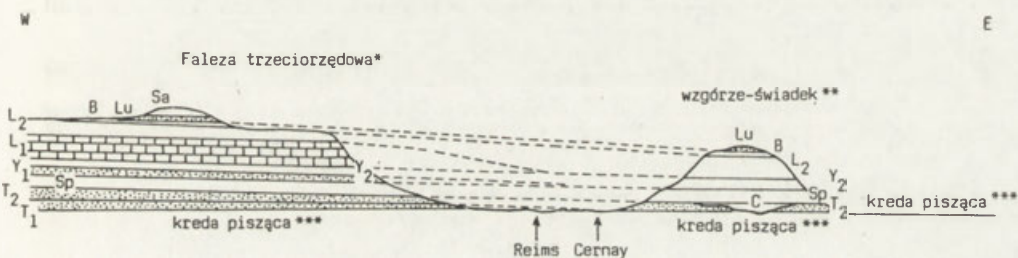


Ryc. 2. Trzeciorzędowy próg strukturalny w Vertus (wg Tricarta 1949)

$m_{III}$  – ility z Brie z oligoceńskimi „kameniami młyńskimi”;  $e^3$  – eoceńskie wapieńie słodkowodne;  $e_{IV}$  – piaski i ility sparnaku;  $e_{VI}$  – wapieńie montu;  $c^8$  – górna kreda. Po lewej stronie – próg plioceński; po prawej – próg plejstoceni; na zboczach pokrywa soliflukcyjna

#### Tertiary structural threshold in Vertus (after Tricart, 1949)

$m_{III}$  – loams from Brie with the Oligocene „millstones”;  $e^3$  – Eocene fresh water limestones;  $e_{IV}$  – sands and loams of Sparnach;  $e_{VI}$  – limestones of Mont;  $c^8$  – upper Cretaceous. On the left side – Pliocene threshold; on the right side – Pleistocene threshold; solifluction cover on the slopes



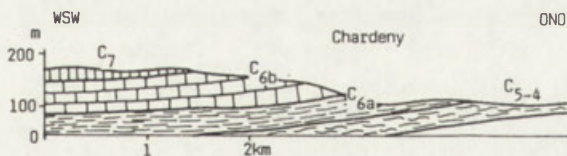
Ryc. 3. Trzeciorzędowy próg koło Reims (wg Depereta i Leriche 1937)

$T_1$  – tanet środkowy, tufy;  $T_2$  – tanet górny, piaski; C – tanet górny, zlepienie; Sp – sparnak, piaski, ility;  $Y_1$  – iprez dolny, piaski;  $Y_2$  – iprez górny, piaski;  $L_1$  – lutet środkowy, wapieńie;  $L_2$  – lutet górny, margle i wapieńie; B – ledyk, margle i wapieńie; Lu – ludyk, margle; Sa – sannoaz, wapieńie z Brie. \*Faleza trzeciorzędowa; \*\*Wzgórze – świadek; \*\*\*Kreda piszcząca

#### Tertiary threshold by Reims (after Deperet and Leriche 1937)

$T_1$  – middle Tanet (?),  $T_2$  – upper Tanet, sands, C – upper Tanet, hardpans; Sp – Sparnach, sands and loams;  $Y_1$  – lower Yprese, sands;  $Y_2$  – upper Yprese, sands;  $L_1$  – middle Lutete, limestones;  $L_2$  – upper Lutete, marls and limestones; B – Leduc, marls and limestones; Lu – Ludic, marls; Sa – Sannoise, limestones of Brie.

\* Tertiary cliff; \*\* Butte hill; \*\*\* Writing chalk



Ryc. 4. Turoński próg strukturalny – Côte de Champagne w okolicy Vouziers (wg Tricarta 1951)

$C^7$  – kreda biała;  $C^6$  – dolnoturońska kreda marglistą;  $C^{5-4}$  – krucha kreda glaukonitowa. Próg uformowany w plejstocenie

#### Turonian structural threshold – Côte de Champagne near Vouziers (after Tricart, 1951)

$C^7$  – white chalk;  $C^6$  – lower-turonian marly chalk;  $C^{5-4}$  – brittle glauconite chalk. Threshold formed in Pleistocene

gli środkowokredowych (gault). W części północnej doliny rzek Aisne i Orvain.

3. Próg Forêt d'Othe jest zbudowany z turońskich margli i kredy piszącej. Wznosi się do wysokości 280 m. Czasem włączany do progu senońskiego.

c. Obniżenie zbudowane z iłów i margli górnokredowych.

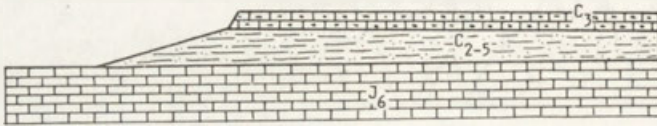
4. Próg Argonne zbudowany z cenomańskich margli z gezami i piaskowców glaukonitowych. Osiąga wysokość 357 m (ryc. 5).

d. Obniżenie zbudowane z mało odpornych utworów dolnokredowych, w nim doliny rzek Aire i Bar.

5. Próg Côte de Barois zbudowany z wapienia portlandzkiego spoczywającego na iłach i marglach kimerydu (ryc. 6).

e. Obniżenie wypreparowane w iłach dolnokredowych i marglach górnourajskich (alb).

6. Próg Côte de Meuse (Lorraine), zbudowany z odpornych wapieni rauraku-luzytanu (malm) spoczywających na iłach oksfordu. Sięga do wysokości

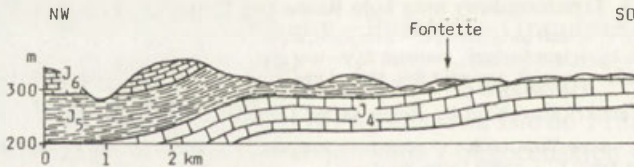


Ryc. 5. Cenomański próg strukturalny – Argonne

C<sup>3</sup> – wapień cenomański z gezami; C<sup>2-1</sup> – piaski i iły dolnokredowe; J<sup>6</sup> – wapień portlandu. Stoki progu ponacinane dolinami nieckowatymi; na wierzcholinie – lejki krasowe

#### Coenomanian structural threshold – Argonne

C<sup>3</sup> – Coenomanian limestone; C<sup>2-1</sup> – lower Cretaceous sands and loams; J<sup>6</sup> – Portland limestones. Slopes of the threshold cut with synclinal valleys; on the upper surface – carstic craters



Ryc. 6. Próg górnourajski koło Fontette (wg Tricarta 1951)

J<sup>6</sup> – cienkoławicowe wapień portlandu; J<sup>5</sup> – margle kimerydu; J<sup>4</sup> – gruboławicowe wapień rauraku; próg – powyżej zrównania plioceńskiego

#### Upper Jurassic threshold at Fontette (after Tricart, 1951)

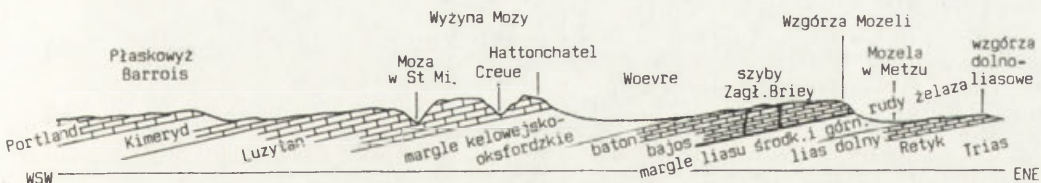
J<sup>6</sup> – thinly layered Portland limestones; J<sup>5</sup> – marls of Kimeride (?); J<sup>4</sup> – thick-layered limestones of Raurac (?); threshold – above the Pliocene planation

412 m. Plateau zaproża zostało uformowane w pliocenie. Na zboczach odsłonięcia *grezes litees* (ryc. 7).

f. Obniżenie Voevre zostało wypreparowane w mało odpornych marglach i iłach czerwonych oksfordu. Częściowo wykorzystane przez rzeki Mozellę i Meurthe.

7. Próg Côtes de Moselle, zbudowany z odpornych wapieni oolitycznych bajosu, spoczywających na piaskach i marglach liasu. Wznosi się do wysokości





Ryc. 7. Przekrój utworów jurajskich wschodniego obrzeżenia Basenu Paryskiego od Metz do St. Mihiel (wg Gignoux 1956)

Obniżenia – na marglach; progi i wysoczyzny – na wapieniach

Cross-section through Jurassic structures of the Eastern rim of Parisian Basin, from Metz up to St. Mikiel (after Gignoux 1956)

Lows – on marls; thresholds and uplands – on limestones

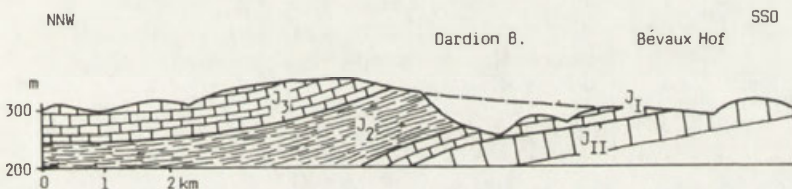
420 m i przechodzi w Plateau Lorraine. W obrębie progu częste urwiska i na marglach liczne osuwiska (por. ryc. 6).

g. Obniżenie na wychodniach mało odpornych iłów i margli liasowych. Płyną nim częściowo Moza i Seille.

8. Próg Wyżyny Lotaryńskiej, zbudowany z wapieni i czarnych margli liasowych oraz górnokajprowych, o wysokości do 341 m (ryc. 8, 9).

h. Obniżenie na wychodniach margli i iłów dolnokajprowych – płynie nim częściowo rzeka Nied.

9. Próg zbudowany z ławic odpornego wapienia muszlowego i dolomitu środkowotriasowego (ryc. 10).

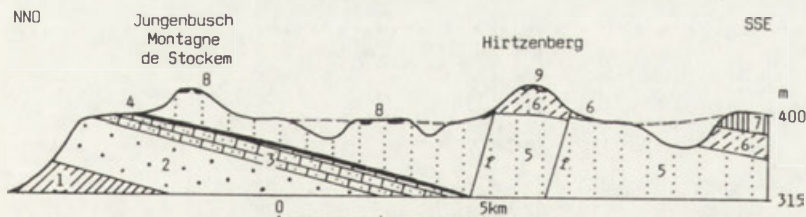


Ryc. 8. Próg górnokajprowy (raurak) ograniczający Plateau Langres (wg Tricarta 1951)

J<sup>3</sup> – wapień rauraku; J<sup>2</sup> – margle ilaste oksfordu i keloweju; J<sup>1</sup> – cienkoławicowe wapień górnego batonu; J – gruboławicowe wapień dolnego batonu. W pokrywie soliflukcyjnej – bloki i okruchy wapienne

Upper Jurassic (Raurac) threshold bordering the Longres Plateau (after Tricart, 1951)

J<sup>3</sup> – limestones of Raurac; J<sup>2</sup> – loamy marls of Oxford and Colloway; J<sup>1</sup> – thinly layered limestones of upper Button; J – thick-layered limestones of lower Button. In the solifluction cover – blocks and stone fragments

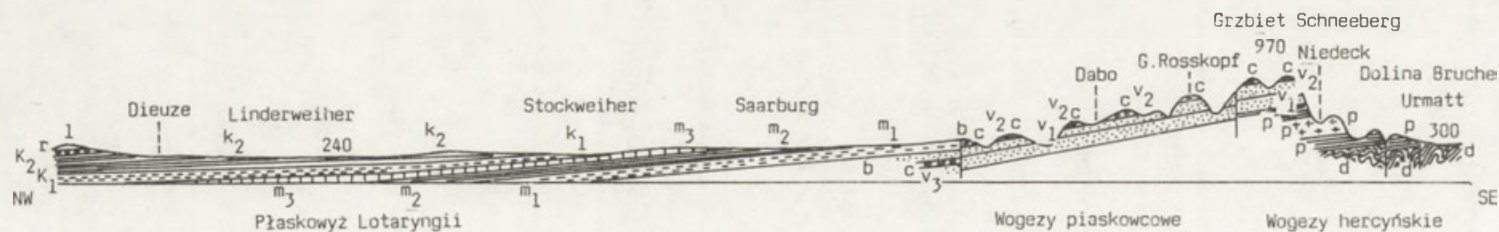


Ryc. 9. Przekrój geologiczny progu w belgijskiej Lotaryngii wschodniej (wg Souchez 1966)

1 – margle; 2 – piaski; 3 – piaskowce; 4 – margle; 5 – piaski z Virton (lias); 6 – łupki; 7 – macignos; 8 – żalaznienie; 9 – kamienie ze Stonne

Geological cross-section of a threshold in Belgian Eastern Lorraine (after Souchez, 1966)

1 – marls, 2 – sands, 3 – sandstones, 4 – marls, 5 – sands of Virton (lias), 6 – schists, 7 – macignos, 8 – ferrous contaminations, 9 – stones of Stonne



Ryc. 10. Przekrój przez Wogezy piaskowcowe i płytę Lotaryngii (wg Gignoux 1956)

1 – lias dolny; r – retyk;  $k_2$  – margle kajpru górnego;  $k_1$  – margle kajpru dolnego;  $m_3$  – wapień muszlowy górny;  $m_2$  – wapień muszlowy środkowy (margle);  $m_1$  – wapień muszlowy dolny (piaskowce);  
 b – piaskowiec pstry; c – zlepienie główny;  $v_2$  – piaskowiec wogezki górny;  $v_1$  – piaskowiec wogezki dolny; p – perm z porfirami; d – dewon

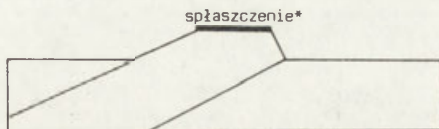
Cross-section through the sandstone Vosges and the Lorraine plate (after Gignoux, 1956)

1 – lower lias, r – Rhaetic,  $k_2$  – upper red marls,  $k_1$  – lower red marls,  $m_3$  – upper shell limestone,  $m_2$  – middle shell limestone (marls),  $m_1$  – lower shell limestone (sandstones), b – spotted sandstone,  
 c – main conglomerate,  $v_2$  – upper Vosgian sandstone,  $v_1$  – lower Vosgian sandstone, p – Perm with porphyries, d – Devon

j. Obniżenie na wychodniach mało odpornych iłów i margli dolnotriasowych; płynie nim częściowo rzeka Saar.

10. Próg zbudowany z bardzo odpornego piaskowca pstrego. Pokrywa podniesiona wraz z Wogezami do wysokości około 1000 m.

Spłaszczenia w obrębie krawędzi progów i zaproży są uważane za fragmenty powierzchni zrównania, zachowane na wychodniach skał bardziej odpornych (ryc. 11). Ta rozległa powierzchnia zrównania, mieszcząca się pomiędzy Ardenami (585 m) na północy, Wogezami (1426 m) na wschodzie, Plateau Langres (606 m) i Morwanem (902 m) na południu oraz masywem Normandii (417 m) na

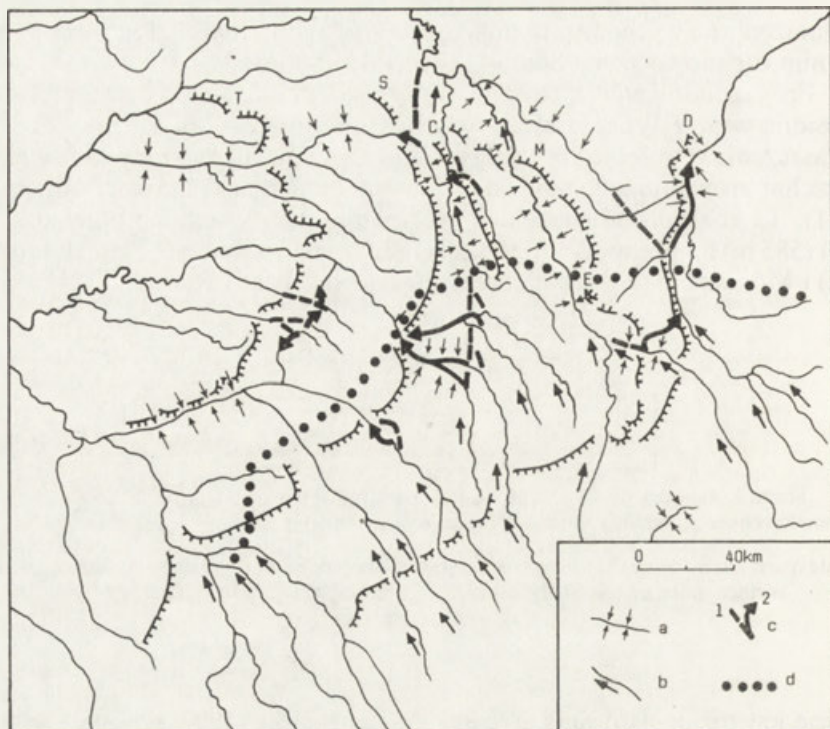


Ryc. 11. „Ścięta kuesta ma płaski szczyt, co jest niewątpliwym dowodem na to, że istnieje górna powierzchnia zrównania mniej więcej na wysokości tego ścięcia” (wg Olliera 1987)

“Truncate quest has a flat peak, which is undoubtedly the proof that there exists an upper planation surface more or less at the altitude of this truncation” (after Ollier, 1987)

\* Flattening

zachodzie jest różnie datowana. Według A. Lapparenta (1907) powstała w oligocenie, G. Denizota (1920, 1929) – w akwitanie, A. Briqueta (1908, 1930), H. Schmitthennera (1923) i H. Bauliga (1928) – w górnym pliocenie, a według J. Tricarta (1949) powierzchnia starsza, pochylona ku północy, powstała w okresie oligo-miocenijskim, a młodsza w górnym pliocenie. W dziele E. de Martonne’a (1955), nie uwzględniając pracy J. Tricarta, wyróżniana jest również powierzchnia paleogeńska i młodsza neogeńska. Według J. Tricarta (*op. cit.*) po powierzchni zrównania utworzonej w okresie oligo-miocenijskim, a ścinającej warstwy o różnej odporności, rzeki Mozela, Moza, Aire i Aisne płynęły w kierunku północno-zachodnim niezależnie od warunków litologicznych podłoża. W ciągu mioценu i dolnego pliocenu ta pierwotna powierzchnia zrównania została amfiteatralnie wgięta w kierunku środka Basenu Paryskiego – Île de France. Doprowadziło to do kaptazy i zmian przebiegu rzek, zaznaczonych na mapie Tricarta (ryc. 12). W górnym pliocenie nastąpiło ponowne zrównanie, zwłaszcza w części centralnej. Została utworzona górnopliocenijska powierzchnia zrównania. U schyłku górnego pliocenu oraz w plejstocenie, zwłaszcza w warunkach klimatu peryglacialnego, zostały w obrębie wychodni skał o małej odporności utworzone obniżenia (ryc. 12, a-j), natomiast na wychodniach skał o dużej odporności, zapadających w kierunku centrum Basenu Paryskiego, rozwijały się progi strukturalne (1–10). Kulminacje spłaszczonych krawędzi progów rosną od Île de France w kierunku wschodnim od – do 220–238–280–357–366–412–420–430 m. Świadczy to o subsydencji Basenu Paryskiego. Zgodnie zatem z teorią Davisa (Davis, Rühl 1912) formą wyjściową była rozległa oligo-miocenijska powierzchnia zrównania, ścinająca niezgodnie wschodnie warstw o różnej odporności, izoklinalnie zapadające w kierunku Île de France. W czasie nierównomiernego podnoszenia tego obszaru następowało wginanie Basenu Parys-



Ryc. 12. Deformacje powierzchni oligo-miocenijskiej (wg Tricarta 1948)

T – próg trzeciorzędowy; S – próg senioński; C – próg cenomański; M – próg górnourajski; D – próg środkowourajski; a – rzeki płynące w kierunku synkliny lub rowu tektonicznego; b – rzeki płynące zgodnie z nachyleniem pierwotnej powierzchni; c – kaptaże: 1 – przebieg przed kaptażem, 2 – przebieg po kaptażu; d – hipotetyczny przebieg w okresie stampu

#### Deformations of the Oligo-Miocene surface (after Tricart, 1948)

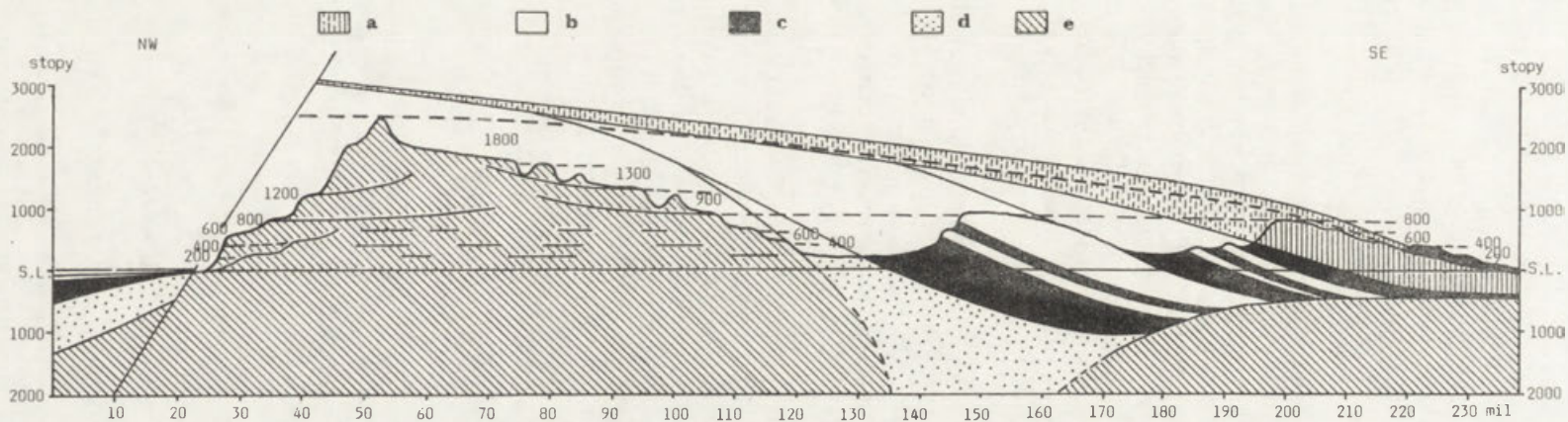
T – Tertiary threshold, S – Senonian threshold, C – Coenomanian threshold, M – upper Jurassic threshold, D – middle Jurassic threshold, a – rivers flowing in the direction of a syncline or a tectonic trough, b – rivers flowing according to the slope of the original surface, c – water catchments: 1 – course before catchment, 2 – course after catchment, d – hypothetical course in the stamp period

kiego i związane z nim zmiany sieci rzecznej. W tym czasie, szczególnie w plejstocenie, zostały silnie zdegradowane wschodnie skały mało odporne, a wy-preparowane izoklinalne warstwy skał odporne, czyli progi strukturalne.

### BASEN LONDYŃSKI I PROGI WEALDU

W południowo-wschodniej Anglii pokrywa mezozoiczna spoczywająca na starszym cokole uległa w czasie oligo-miocenijskim, podczas alpejskich ruchów górotwórczych wielkopromiennemu pofałdowaniu. W fałdowaniu o przebiegu równoleżnikowym brały udział skały jurajskie, kredowe i paleogeńskie, o różnym wykształceniu i różnej odporności. Budują one synklinalny Basen Londyński oraz antyklinalne Wzniesienia Wealdy.

Progi Wealdy obserwowałem w czerwcu 1956 r. na trasie Londyn – Brighton, a była mi w tym pomocna książka otrzymana od S. Wooldridge'a *Structure, surface and drainage in South-East England*. Bardzo dokładnie zaś poznałem



Ryc. 13. Późnotrzeciorzędowa powierzchnia zrównania w południowej Anglii i Walii (wg Browna 1960)

a – górna kreda; b – wapienie mezozoiczne; c – ily mezozoiczne; d – trias; e – paleozoik. Starsze powierzchnie pominięto

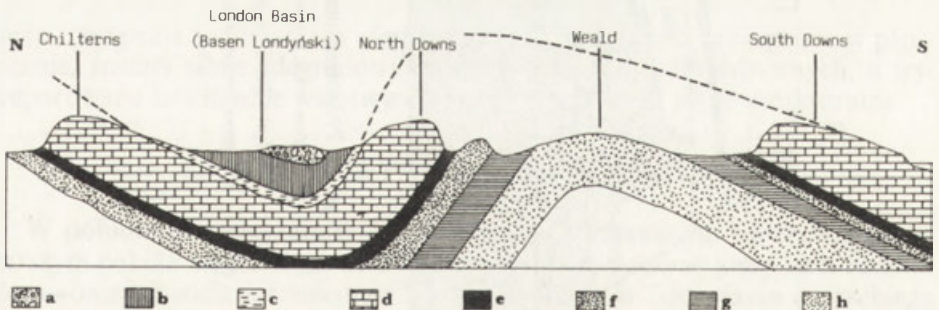
Late Tertiary planation surface in Southern England and Wales (after Brown, 1960)

a – upper Cretaceous, b – Mesozoic limestones, c – Mesozoic loams, d – Trias, e – Palaeozoic. Older surface omitted

rzeźbę Basenu Londyńskiego i Wealdu w marcu 1977 r. dzięki E. Brownowi w czasie wycieczek geomorfologicznych na trasach: 1) Londyn – St. Albans – Ivinghoe – próg Chilterns – obniżenie Aylesbury; 2) Londyn – East Grinstead – Nevhaven – Brighton. Profesor E. Brown przedstawił bardzo interesujący pogląd na rozwój rzeźby tych obszarów w nawiązaniu do zrównań w górach Walii (rzc. 13).

1. Basen Londyński jest synkliną o ściętych skrzydłach, zbudowanych ze skał wieku kredowego (senon, turon). Wapień kredowaty (Lower, Middle, Upper Chalk), porowaty i silnie uszczeliniony, był i jest bardziej odporny na wietrzenie i degradację aniżeli przyległe warstwy ilasto-piaszczyste. Z wapieni kredowatych (Chalk) bardziej odpornych, zapadających w kierunku osi synkliny – Basenu Londyńskiego – są zbudowane dwa ciągi wzgórz, mających cechy progów strukturalnych. Północny stanowią wzgórza Malborough Downs (272 m) i Chiltern (260 m), opadające stromo ku północy w kierunku podnóża zbudowanego z mało odpornych ilów i piasków neokomu. Ciąg południowy: Walbury Hill (287 m) – Beacon Hill (266 m) – North Downs (260 m) opada stromym progiem na południe w kierunku podnóża, zbudowanego z mało odpornych ilów i piasków gaultu oraz neokomu. Oba progi, zbudowane z wapieni kredowatych, są ponacinane dolinami peryglacialnymi, przeważnie suchymi, a North Downs – także dolinami przełomowymi rzek: Wey, Mole, Dosent, Medway (rzc. 14). Synklina Basenu Londyńskiego jest wyścielona łałami z Reading (landen) oraz grubo łałami londyńskimi (ipres). Na nich spoczywają piaski z Bagshot, wieku również eocen-skiego (kuis).

Oba ciągi wzgórz kredowych mające cechy progów strukturalnych są ścięte w wysokości około 260 m (rzc. 14). Te zrównania w obrębie krawędzi progów są fragmentami mio-dolnopliocenińskiej powierzchni zrównania. Rozcinanie całego obszaru synklinalnego, zbudowanego ze skał o różnej odporności, postępowało w miarę podnoszenia obszaru, głównie w okresie pliocenijskim i plejstocenijskim. W tym też okresie nastąpiło wypreparowanie skał o większej odporności (Chalk) spośród skał mniej odpornych i rozwój progów strukturalnych przy dużym udziale procesów peryglacialnych.



Rzc. 14. Schematyczny przekrój przez Basen Londyński i Weald (wg Trueman 1974)

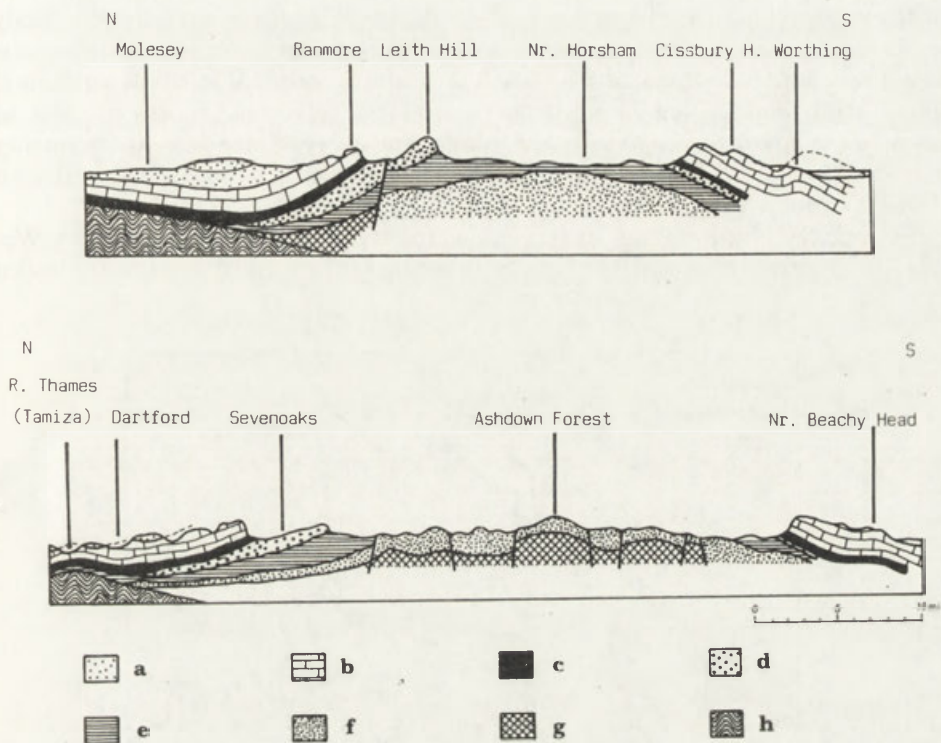
Osady trzeciorzędowe: a – piaski Bagshot; b – ility londyńskie; c – osady Reading. Utwory kredowe: d – wapień kredowaty; e – górne piaski zielone i ility gaultu; f – dolne piaski zielone; g – ility Wealdu; h – piaski Wealden

Schematic cross-section through the London Basin and Weald (after Trueman, 1974)

Tertiary sediments: a – Bagshot sands, b – London loams, c – Reading sediments

Cretaceous formations: d – quasi-Cretaceous limestone, e – upper green sands and gault loams, f – lower green sands, g – Weald loams, h – Wealden sands

Na północny zachód od progu Chiltern (260 m) ciągnie się faliste obniżenie (Great Clay Vale), zbudowane z mało odpornych ilów, piasków i margli dolnej kredy oraz malmu. W obrębie tego obniżenia zaznacza się niewielki próg, zbudowany z górnójurajskiego wapienia koralowego (ryc. 15). Obniżenie oksfordzkie jest ograniczone na północnym zachodzie wzgórzami progu Cotswold



Ryc. 15. Przekroje południkowe Wealdu (wg Wooldridge i Lintona 1955)

a – trzeciorzęd; b – wapien kredowaty (Chalk); c – górne piaski zielone i ility gaultu; d – dolne piaski zielone; e – ility Wealdu; f – piaski Wealden; g – skały jurajskie; h – skały paleozoiczne

Latitudinal cross-section through Weald (after Wooldridge and Linton, 1955)

a – Tertiary, b – quasi-cretaceous limestone (Chalk), c – upper green sands and gault loams, d – lower green sands, e – loams of Weald, f – Wealden sands, g – Jurassic rocks, h – Palaeozoic rocks

(346 m), zbudowanego z wapieni – głównie oolitowych – doggeru, zapadających w kierunku południowym. Przedpole bardzo wyraźnego progu Cotswold o wysokości względnej do 240 m stanowi falista równina, zbudowana z mało odpornych ilów, piasków i margli wieku liasowego.

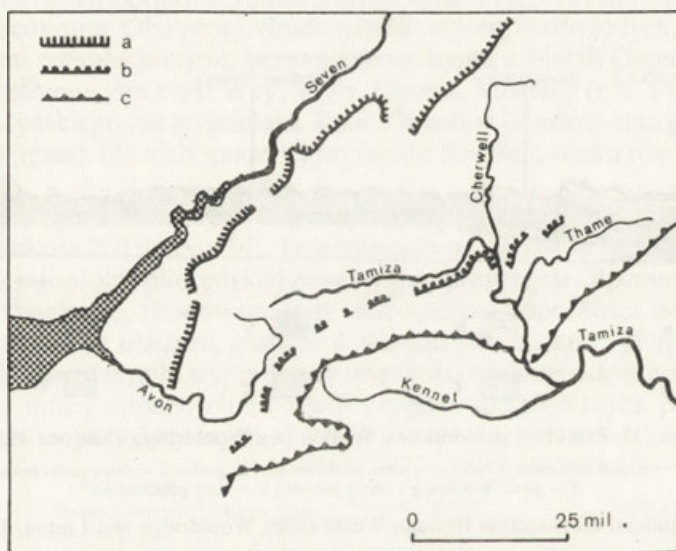
2. Weald. Nazwą Weald jest oznaczany obszar z zespołem progów strukturalnych mieszczących się w obrębie antykliny ciągnącej się od Hampshire po Boulogne. Ku północy antyklina Wealdu przechodzi w synklinę Basenu Londyńskiego, a na południe w Kanał La Manche (ryc. 14).

Obniżenie inwersyjne, wypreparowane w osi antykliny Wealdu, jest ograniczone po stronie północnej ciągiem wzgórz North Downs (260 m), mającym cechy progu strukturalnego, zbudowanym z wapieni kredowatych (Chalk) wieku

turońskiego i senońskiego, nachylonych ku północy. Stromy stok progów jest eksponowany na południe. Po stronie południowej jest znowu ograniczony ciągiem wzgórz South Downs (271 m), również o charakterze progów strukturalnego zbudowanego z wapienia kredowego (turon, senon), zapadającego w kierunku południowym. Lica progów są eksponowane na północ (ryc. 16 a, b).

Oba ciągi wzgórz, reprezentujące skrzydła antykliny Weald są zatem zbudowane z odpornych wapieni kredowych, w spągu bardziej marglistych. Biały wapień kredowy jest porowaty, o zróżnicowanej twardości i dużej przepuszczalności. Toteż woda wsiąka, a w małym stopniu eroduje. Liczne suche dolinki powstały w warunkach klimatu peryglacialnego. Krawędzie obu progów są wyraźnie spłaszczone w wysokości około 250 m (ryc. 17). Są to fragmenty mio-oligocenkiej powierzchni zrównania (Wooldridge, Linton 1955; Brown 1960; Trueman 1974).

Pomiędzy obu progami, doskonale widocznymi, znajduje się właściwy Weald, zbudowany ze skał podścielających z obu stron wapień kredowy wieku



Ryc. 16. Trzy progów strukturalne w południowej Anglii (wg Truemana 1974)

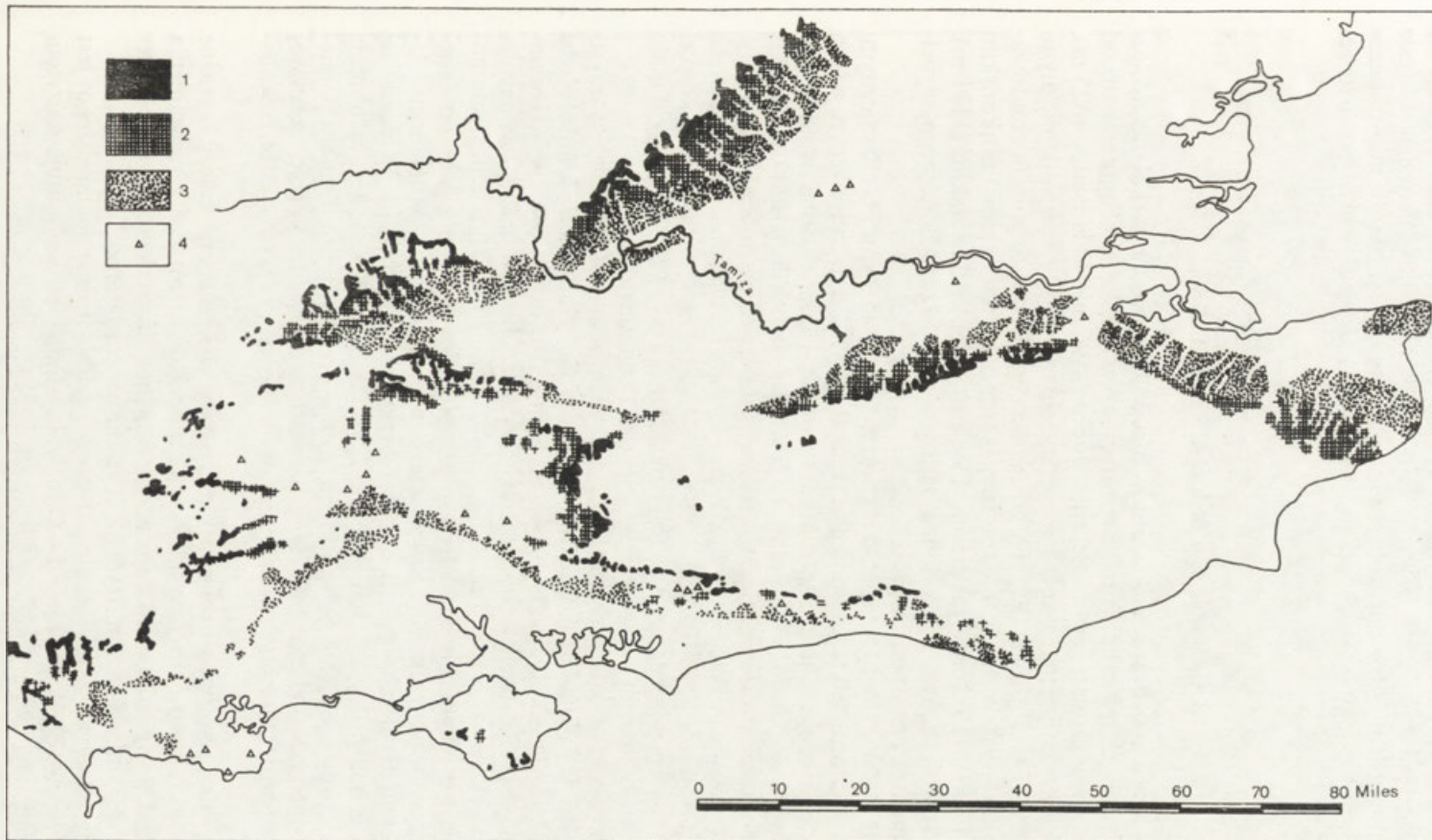
a – próg oolitowy (Cotswold); b – próg koralowy koło Oxfordu; c – próg z wapienia kredowego (Chiltern)

Three structural thresholds in Southern England (after Trueman, 1974)

a – oolitic threshold (Cotswold), b – coral threshold by Oxford, c – threshold of quasi-Cretaceous limestone (Chiltern)

turońskiego i senońskiego. Są to górne piaski zielone (cenoman), iły gaultu (alb) i iły Wealdu (barem). Z powodu małej odporności utwory te predysponowały obniżenia uformowane przez subsekwentną sieć rzeczną. Z dolnych piasków zielonych został natomiast uformowany odrębny próg strukturalny (Leith Hill 294 m), a z piasków Wealden – wysoczyzna centralna (250 m), słabo rozczłonkowana dolinkami peryglacialnymi.





Ryc. 17. Rozmieszczenie fragmentów powierzchni zrównania w południowo-wschodniej Anglii (wg Wooldridge i Lintona, 1955)

1 – mioceno-pliocenińska peneplena; 2 – pliocenińska równina morska; 3 – ekshumowana powierzchnia podocenińska; 4 – kulminacje wznoszące się nad poziom równiny morskiej

Spatial distribution of fragments of planation surface in South-Eastern England (after Wooldridge and Linton, 1955)

1 – Miocene-Pliocene peneplane, 2 – Pliocene sea plain, 3 – disinterred Podocene surface, 4 – culminations elevated above the sea plain level

Dla całego obszaru, a więc Basenu Londyńskiego i Wealdy przyjmuje się (Wooldridge, Linton 1955; Brown 1960) ruchy wielkopromienne w okresie fałdowań alpejskich (oligocen, dolny miocen), zrównanie w okresie mio-pliocen-skim oraz rozczłonkowanie dolinami i progami strukturalnymi w czwartorzędzie.

## BASEN SZWABSKO-FRANKOŃSKI

Basen Szwabsko-Frankoński stanowi niecka zbudowana ze skał mezozoicznych pochylonych w kierunku południowo-wschodnim. Jest ona ograniczona od zachodu krystalicznymi górami Schwarzwald (1496 m) i Odenwald (625 m), od północy krystalicznym wzniesieniem Spessart (585 m) oraz wulkanicznymi Vogelsberg (774 m) i Rhön (950 m), od północnego wschodu górami zbudowanymi ze skał krystalicznych: Lasem Turyńskim (982 m), Lasem Frankońskim (795 m), Fichtel (1053 m) oraz Lasem Czeskim (1456) i Bawarskim (1121 m). W kierunku południowo-wschodnim opada progiem do zapadliskowego, wypełnionego molasą przedpola Alp.

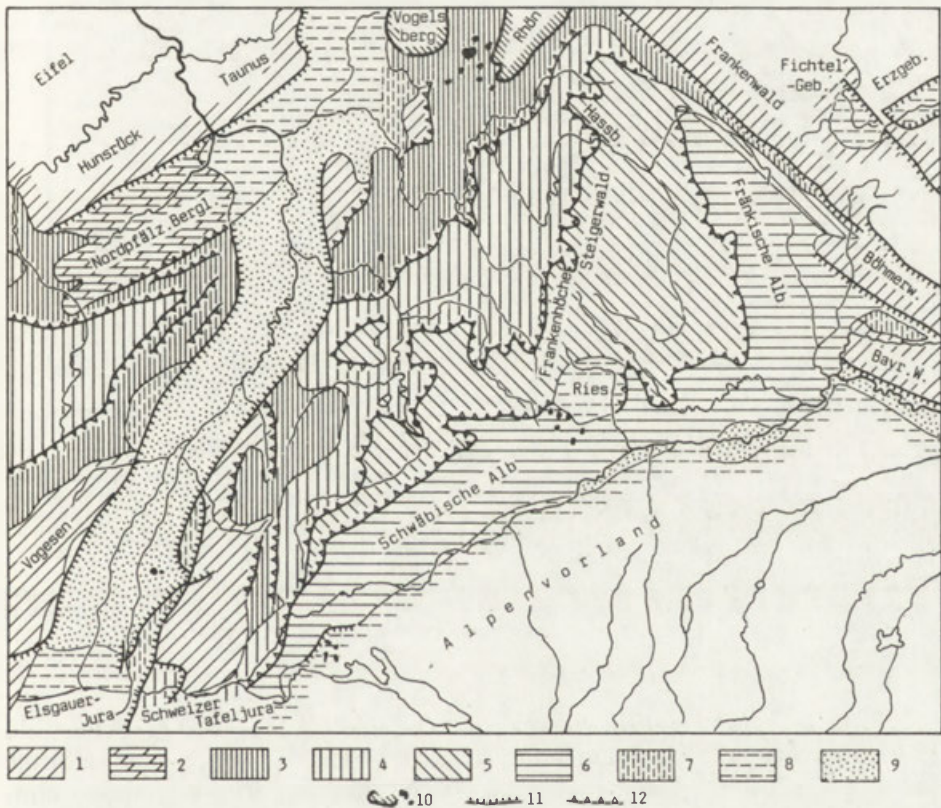
Obszar ograniczony z trzech stron górami krystalicznymi i wulkanicznymi zajmuje nieckowata płyta, zbudowana ze skał mezozoicznych o różnym wieku (trias, jura, kreda), różnej odporności i miąższości, pochylona w kierunku południowo-wschodnim. Wschodnie tych warstw skalnych zostały ścięte dyskordantnie, toteż powierzchnie zrównania budują przebiegające strefowo łąki, margle, piaskowce i wapień (tab. 2). W nawiązaniu do własności litologicznych podłoża, głównie odporności skał, na wschodniach skał odpornych (piaskowce, wapień) zostały wykształcone progi strukturalne, a na wschodniach skał mało odpornych (łąki, margle) – równinne zaproża (Landterrassen).

Alb Szwabski oraz jego przedpole poznawałem w maju 1957 r. w towarzystwie prof. dr. H. Wilhelmy, dyrektora Instytutu Geograficznego Uniwersytetu w Stuttgarcie. Trasa wycieczki biegła od Stuttgartu przez Tybingę – Hechingen – Balingen – Rottweil, a więc wzdłuż podnóża Albu Szwabskiego, a następnie w poprzek Albu, przez Sprachingen do Tuttlingen i odcinkiem przełomowym Dunaju do Sigmaringen, dalej wzdłuż południowego stoku Albu po Zwiefalten i znowu w poprzek Albu Szwabskiego przez Hayingen – Munsingen – Urach – Metzingen do Stuttgartu w obrębie zaproża kajprowego. W czasie tej wycieczki geomorfologicznej miałem okazję poznać kilka stanowisk w obrębie zaproża kajprowego, Albu Szwabskiego oraz w obrębie doliny Dunaju pomiędzy Tuttlingen a Münderkingen. H. Wilhelmy przedstawił też pogląd na rozwój geomorfologiczny Basenu Szwabsko-Frankońskiego, a zwłaszcza Albu Szwabskiego.

W Basenie Szwabsko-Frankońskim zostały wykształcone cztery wyraźne progi strukturalne o różnej wysokości: 1) z piaskowca pstrego, 2) z wapienia muszlowego, 3) z piaskowców kajpru, 4) z wapienia jurajskiego. Są one poprzdzielane falistymi zaprożami (ryc. 18, 19) opisanymi poniżej.

1. Próg zbudowany z piaskowca pstrego, grubo- i drobnoziarnistego, jest widoczny w górach Schwarzwald – Odenwald – Spessart. Kulminuje szczytem Hornisgrinde (ryc. 20).

- a. Zaproże, stosunkowo wąskie, tworzą wysoczyzny Oberes Gau i Bauland.  
 2. Próg zbudowany z wapienia muszlowego górnego (Trochitenkalk) jest w odcinkach północnym i południowym bardziej stromy i wyraźny. Ma około 150 m wysokości.  
 b. Faliste zaproże zbudowane ze środkowotriasowych ilów węglowych (Lettenkohle) i łupków dolnokajprowych rozpościera się w wysokości 200 – 400 m (gau). Jest rozcięte na kilka płatów wysoczyznowych dolinami jarowymi: Neckaru, Kocher, Jagst, Main, Taber, o głębokości około 100 m.  
 3. Próg zbudowany z piaskowców górnego kajpru o wysokości 120 – 200 m, podścielony marglami, jest w części północnej – Steiger Wald (498 m), Frankenhöhe (579 m) bardziej wyraźny, w okolicy Heilbronn wybiega ku zachodowi (586 m) i bardziej regularnie przebiega w odcinku południowym (ryc. 21).

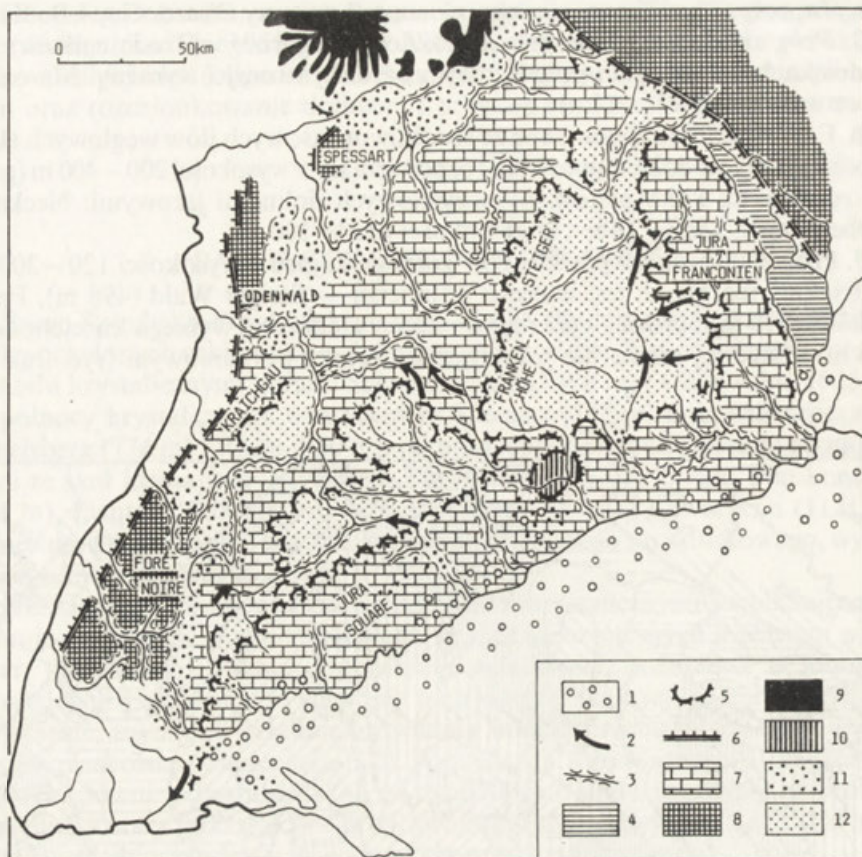


Ryc. 18. Mapa morfologiczna południowo-wschodnich Niemiec (wg Krebsa 1923)

1 – cokoły waryscyjskie; 2 – perm i karbon; 3 – piaskowiec pstry; 4 – wapień muszlowy; 5 – kajper-lias; 6 – jura; 7 – obniżone skiby mezozoiczne; 8 – neogen i pagóry dyluwialne; 9 – kotliny aluwialne; 10 – utwory młodoewulkaniczne; 11 – progi uskokowe; 12 – progi strukturalne

Morphological map of South-Eastern Germany (after Krebs, 1923)

1 – Variscan socles, 2 – Perm and Carbon, 3 – Spotted sandstone (Trias), 4 – shell limestone (Trias), 5 – Keuper-Lias, 6 – Jura, 7 – lowered Mesozoic overthrust folds, 8 – Neogene and diluvial hills, 9 – alluvial basins, 10 – late volcanic formations, 11 – fault thresholds, 12 – structural thresholds



Ryc. 19. Basen Szwabsko-Frankoński (wg Tricarta 1954)

1 – molasa; 2 – kaptáže; 3 – doliny wcięte, przełomowe; 4 – obniżenia marglowe; 5 – progi strukturalne, kuesty; 6 – progi uskokowe; 7 – plateau wapienne; 8 – stare masywy; 9 – góry wulkaniczne; 10 – zagłębienie Ries; 11 – plateau piaskowca pstrego; 12 – plateau piaskowca kajprowego

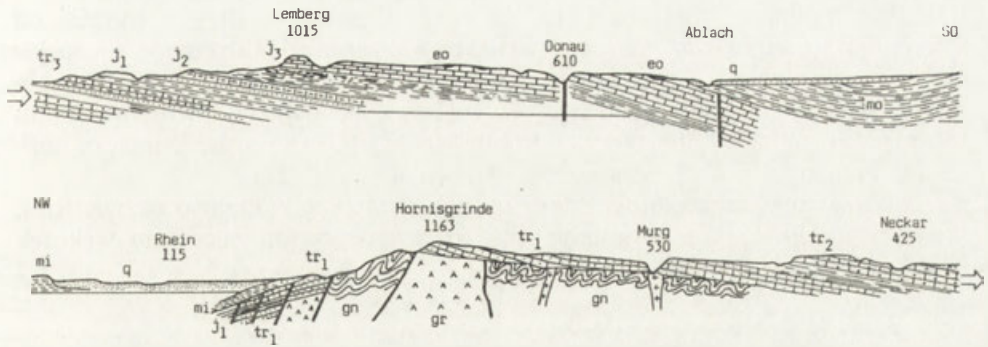
#### Swabian-Franconian Basin (after Tricart, 1954)

1 – molasse, 2 – water catchments, 3 – cut in water gap valleys, 4 – marl lows, 5 – structural thresholds, quests, 6 – fault thresholds, 7 – limestone plateau, 8 – old massifs, 9 – volcanic mountains, 10 – Rias depression, 11 – spotted sandstone plateau, 12 – Keuper sanstone plateau

c. Zaproże stanowi falista wysoczyzna o wysokości 500 – 600 m (Schurwald 513, Löwensteiner 539, Waldenburger Berge 515 m), zbudowana głównie z margli i piaskowców górnotriasowych oraz liasowych. Formy odcinków dolinnych nawiązują do zmieniających się warunków litologicznych.

4. Próg wysoki, zbudowany z piaskowców żelazistych doggeru i gruboławicowych wapieni malmu stanowi północno-zachodnią granicę Albu Szwabskiego i wschodnią Albu Frankońskiego. Próg o wysokości względnej malejącej w kierunku północno-wschodnim i północnym od około 500 do 150 m. Szczególnie stromy jest próg Albu Szwabskiego. Na przedpolu góry-świadki, informujące o dawnym przebiegu progu (ryc. 21).

d. Zaproże stanowi wysoczyzna Albu Szwabskiego i Frankońskiego (Alb-

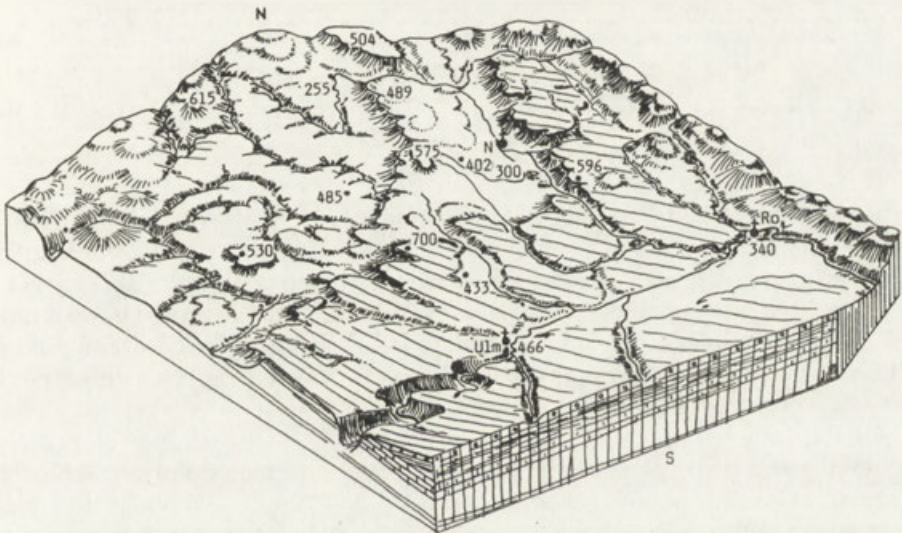


Ryc. 20. Północny Schwarzwald – przedpole Alp (profil wg Machatschka, 1938)

gn – gnejs; gr – granit; tr<sub>1</sub> – piaskowiec pstry; tr<sub>2</sub> – wapień muszlowy; tr<sub>3</sub> – kajper; j<sub>1</sub> – lias; j<sub>2</sub> – dogger; j<sub>3</sub> – malm; eo – eocen; mi – miocen; mo – molasa; q – czwartorzęd

Northern Schwarzwald – foreground of Alps (profile after Machatschek, 1938)

gn – gneiss, gr – granite, tr<sub>1</sub> – spotted sandstone, tr<sub>2</sub> – shell limestone, tr<sub>3</sub> – keuper, j<sub>1</sub> – lias, j<sub>2</sub> – dogger, j<sub>3</sub> – Malm, eo – Eocene, Mi – Miocene, mo – molasse, q – Quaternary



Ryc. 21. Rzeźba krawędziowa południowych Niemiec (blokdiagram wg Wagnera 1950)

Poziom najwyższy – próg Alb Szwabsko-Frankoński; poziom niższy (575 m) – z progiem kajprowym; poziom dolny (485 m) – zbudowany z wapienia muszlowego, rozcięty dolinami

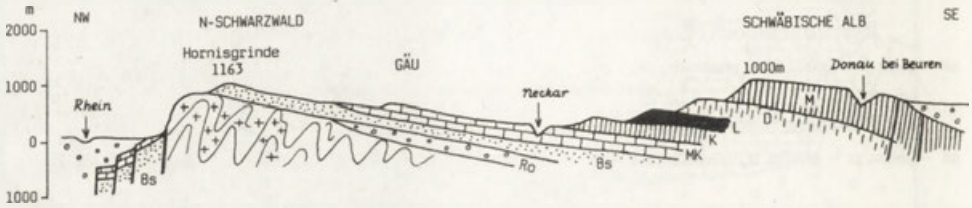
Edge relief of Southern Germany (block-diagram after Wagner, 1950)

The highest level – Swabian-Franconian Alb threshold; lower level (575 m a.s.l.) – with Keuper threshold; the lowest level (485 m a.s.l.) – formed of shell limestone, cut with valleys

hochfläche). Wysoczyzna Albu Szwabskiego rozpościera się w wysokości 1000–700 m n.p.m., a kulminuje szczytem Lemberg o wysokości 1015 m. W jej obrębie zaznaczają się dwie strefy o różnym ukształtowaniu powierzchni. Strefę północno-zachodnią zwaną Kuppen Alb, urozmaicają liczne pagóry-mogoty, charakterystyczne dla krasu tropikalnego (Büdel 1951). Reprezentuje ona bar-

dzo starą powierzchnię zrównania, która powstawała w długim okresie od schyłku jury po oligocen. Na skrasowiałej powierzchni znajdują się eoceńskie rudy żelaza oraz liczne leje krasowe. Strefa południowo-wschodnia Albu Szwabskiego ma powierzchnię wyrównaną w wysokości 800–400 m, utworzoną wskutek działalności abrazyjnej morza dolnomiocenckiego. Ta powierzchnia, ograniczona wyraźnym klifem, nosi nazwę Flächen Alb (ryc. 22).

Alb Szwabski oddziela od Albu Frankońskiego wielki maar o nazwie Ries, średnicy około 25 km, powstały przed okresem górnomiocenijskim wskutek eksplozji gazów.



Ryc. 22. Profil geologiczny przez południowo-niemieckie progi strukturalne

Ro – czerwony spągowiec; Bs – piaskowiec pstry; MK – wapień muszlowy; K – kajper; L – lias; D – dogger; M – malm

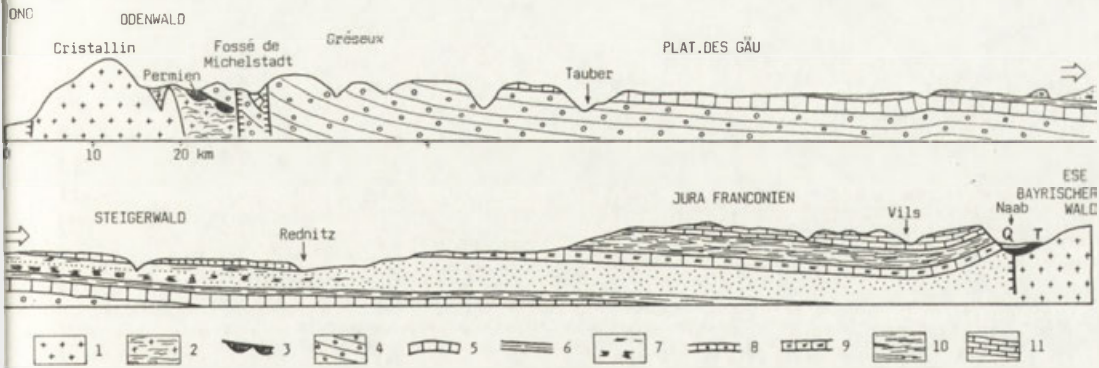
#### Geological profile of the South-German structural thresholds

Ro – new red sandstone; Bs – spotted sandstone; MK – shell limestone; K – Keuper; L – Lias; D – Dogger; M – Malm

Wysoczyzna Albu Frankońskiego rozpościera się w wysokości 500–600 m npm. Kulminuje wzniesieniem Hesselberg (688 m). Jest to powierzchnia zrównania, ścinająca wychodnie różnych warstw skalnych wieku jurajskiego. Na tę zróżnicowaną powierzchnię krasową wtargnęło od północy morze górnokredowe i wyścieliło obniżenia swymi osadami. Utwory jurajskie i kredowe są pokryte kilkumetrową warstwą glin, piasków i okruchów, pochodzących z długotrwałego wietrzenia skał, głównie kredowych.

Oba człony Albu są pocięte, a w niektórych miejscach nawet przecięte dolinami jarowymi o głębokości do 400 m. Należą do nich doliny rzek Kocher, Wornitz, Altmühl, uchodzących dziś jeszcze do Dunaju. W neogenie i plejstocenie także inne rzeki uchodziły do Dunaju – świadczą o tym martwe doliny, wycięte w Albie Szwabskiej. Alb Frankoński jest gęściej podziurawiony jaskiniami, a część północna – dolomitowa nosi nazwę Szwajcarii Frankońskiej ze względu na bardzo urozmaiconą i malowniczą rzeźbę krasową. W tej części Albu znajdują się epigenetyczne przełomy rzek Pegnitz i Wiesent (ryc. 23).

Wszyscy badacze rzeźby tego obszaru zakładają, że formą wyjściową do utworzenia rzeźby krawędziowej była rozległa powierzchnia zrównania, ścinająca niezgodnie wychodnie warstw skalnych o różnej odporności, zapadające stosunkowo łagodnie w kierunku południowo-wschodnim. Powstała ona wskutek powolnej degradacji tego obszaru po okresie jurajskim (Alb Szwabski), względnie kredowym (Alb Frankoński). Okres, w którym została ona ostatecznie uformowana jest różnie oznaczany. Według E. Scheu (1909) i N. Krebsa (1923) było to w paleogenie, R. Gradmanna (1919) – przed mioceniem, G.



Ryc. 23. Profil poprzeczny przez Basen Szwabsko-Frankoński (wg Henninga 1954)

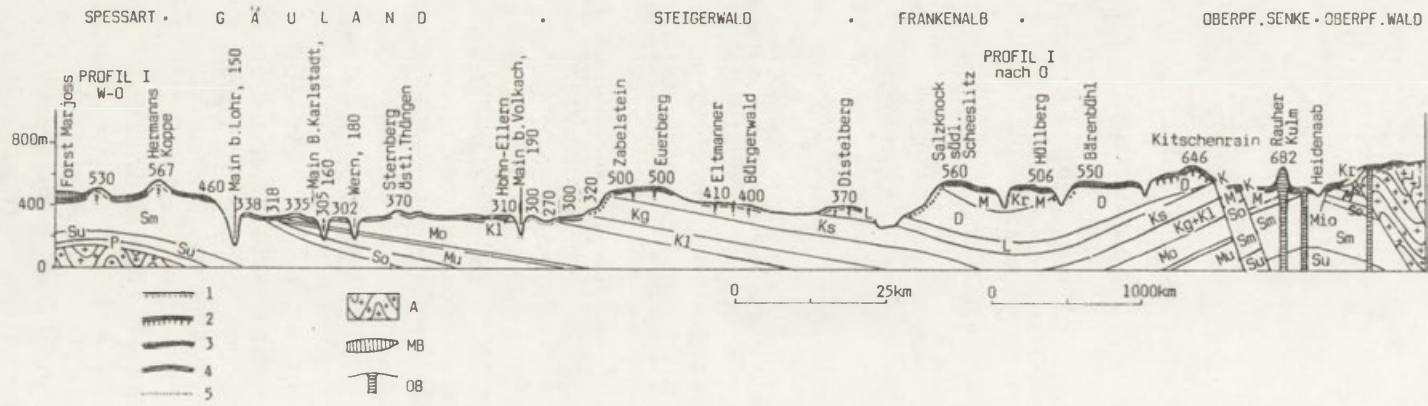
1 – cokół krystaliczny; 2 – łupki krystaliczne; 3 – perm; 4 – piaskowiec pstry; 5 – wapień muszlowy; 6 – ility z węglem; 7 – kajper; 8 – piaskowiec Steigerwaldu; 9 – lias; 10 – dogger; 11 – malm; – trzeciorzęd; – czwartorzęd

Across profile of the Swabian-Franconian Basin (after Henning, 1954)

1 – crystalline socle, 2 – crystalline schists, 3 – Permian, 4 – Spotted sandstone, 5 – shell limestone, 6 – loams with carbon, 7 – Keuper, 8 – Steigerwald sandstones, 9 – Lias, 10 – Dogger, 11 – Malm, – Tertiary, – Quaternary

Wagnera (1927, 1950) i F. Machatschka (1938) – w oligocenie, H. Louisa (1953) – w oligo-miocenie, J. Tricarta (1954) – w neogenie, J. Büdela (1957) – w oligo-miocenie, J. Gellerta (1958) – w paleogenie, F. Hoefke (1959), A. Wirthmanna (1961) i O. Weise (1967) – w paleogenie. Zdaniem prawie wszystkich badaczy rzeźby tego basenu najstarsza powierzchnia zrównania, zachowana w obrębie wierzchołki Szwabskiego i Frankońskiego Albu jest wieku paleogeńskiego. Po rozcięciu przez rzeki paleogeńskiej powierzchni zrównania, związanym z ruchami tektonicznymi, następowało tworzenie zrównań niższych w okresach spokoju tektonicznego i cofanie wychodni warstw bardziej odpornych – tworzenie progów strukturalnych. N. Krebs umieszczał okres rozcinania powierzchni paleogeńskiej w paleogenie (oligocen-miocen), utworzenie niższej powierzchni zrównania – w górnym miocenie i dolnym pliocenie, a jej rozcięcie w górnym pliocenie i plejstocenie. F. Hoefke przyjmował istnienie paleogeńskiej, miocenińskiej i pliocenińskiej powierzchni zrównania. Badania J. Büdela (ryc. 24) zakładały utworzenie trzech powierzchni zrównania: paleogeńskiej (wysoczyzna Albu Szwabskiego i Frankońskiego), sarmacko-pontyjskiej w obrębie zaproża kajprowego oraz górnopliocenińskiej w obrębie zaproża wapienia muszlowego, rozciętych dolinami w okresie plejstocenijskim. Podobnie A. Wirthmann (1961) i O. Weise (1967) przyjmowali uchwycenie się młodszych, popaleogeńskich zrównań, utworzonych w miocenie (sarmat) i pliocenie (pont).

W Basenie Szwabsko-Frankońskim powierzchnią wyjściową do utworzenia rzeźby krawędziowej była zatem paleogeńska powierzchnia zrównania; odsłaniająca wychodnie warstw skalnych o różnej odporności i izoklinalnym ułożeniu. Rozczłonkowanie, postępujące najszybciej w obrębie wychodni skał o małej odporności, doprowadziło do wypreparowania warstw o dużej odporności i uformowania z nich progów strukturalnych.



Ryc. 24. Profil geologiczno-morfologiczny Frankonii (wg Büdela 1957)

Oznaczenia morfologiczne: 1 – progi strukturalne; 2 – mioceńskie lub starsze powierzchnie zrównania i ostańce; 3 – sarmacko-pontyjska powierzchnia zrównania z ostańcami; 4 – górno- i środkowo-plejstoceńskie powierzchnie zrównania; 5 – terasy plejstoceńskie.

Oznaczenia geologiczne: A – stare góry trzonowe; P – perm; Su, Sm, So – piaskowiec pstry dolny, środkowy, górny; Mu, Mm, Mo – wapień muszlowy dolny, środkowy, górny; Kl, Kg, Ks – kajper dolny (łupki węglowe), środkowy (gips), górny (piaskowiec); L – lias, D – dogger, M – malm; Kr – kreda (cenoman); Mio – górny miocen (żwiry); MB – środkowy pliocen (bazalty Spesartu); OB – górny miocen (bazalty Oberpfälz)

### Geologico-morphological profile of Franconia (after Büdel, 1957)

Morphological symbols: 1 – structural thresholds, 2 – Miocene or older planation surfaces and nunatacs, 3 – Sarmatian-Pontian planation surface with nunatacs, 4 – upper and middle-Pliocene planation surfaces, 5 – Pleistocene terraces.

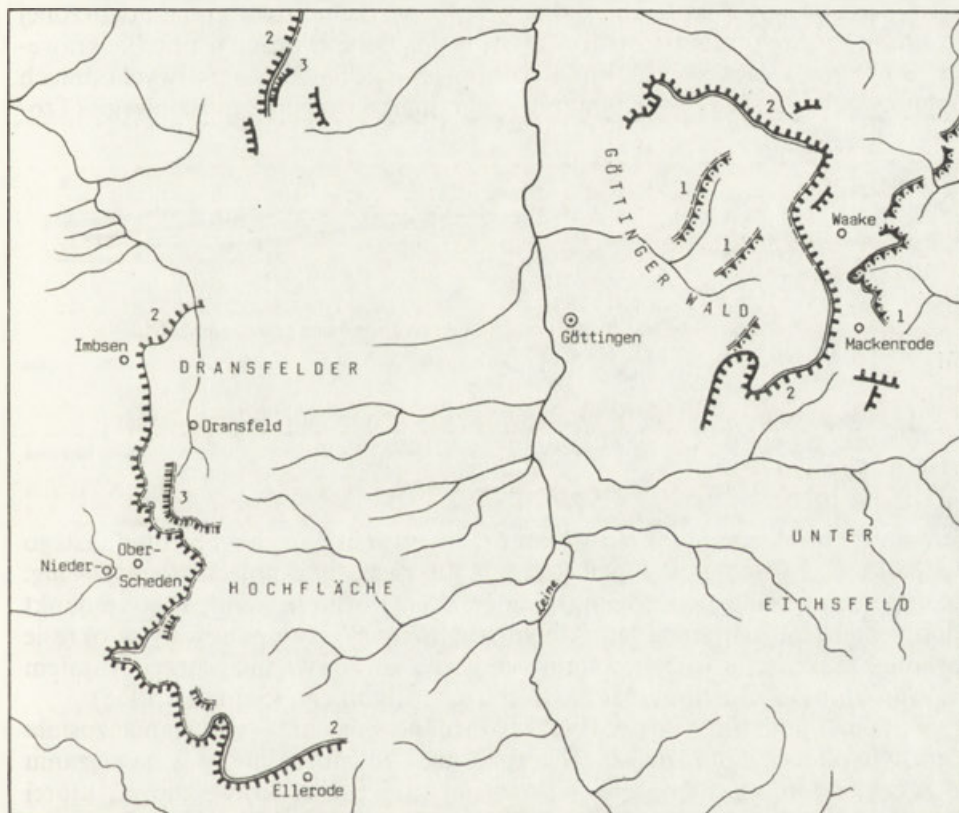
Geological symbols: A – old core mountains; P – Perm; Su, Sm, So – spotted sandstone: lower, middle and upper, respectively; Mu, Mm, Mo – shell limestone: lower, middle and upper, respectively; Kl, Kg, Ks – lower Keuper (carbon schists), middle Keuper (gypsum), upper Keuper (sandstone); L – Lias, D – Dogger, M – Malm, Kr – Cretaceous (cenoman); Mio – upper Miocene (gravels); MB – middle Pliocene (Spesart basalts); OB – upper Miocene (Oberpfalz basalts)



## BASEN WEZERY

Basen Wezery – albo Wzgórza Hesji – o wysokości do 500 m n.p.m. mieści się pomiędzy górami, zbudowanymi ze skał podłoża przedmezozoicznego. Są to na zachodzie Reńskie Góry Łupkowe (848 m), a na wschodzie Góry Harz (1142 m) i góry Lasu Turyńskiego (982 m). Basen Wezery – Wzgórza Hesji – Wzgórza Hesco-Turyńskie – Wzgórza Wezery – jest zbudowany ze skał mezozoicznych (trias, jura, kreda) o bardzo różnej odporności (tab. 2) i wieku, w kierunku północnym coraz młodszych. Zostały one pofalowane, popękane i poprzebijane ławami bazaltowymi w okresie kredowym i w paleogenie. Fałdowanie typu „saksońskiego” o przebiegu WNW – ESE było powiązane z pionowymi i poziomymi przesunięciami uskokowymi. Zaznacza się też w tym obszarze kierunek „reński” – południkowym przebiegiem rowów tektonicznych (m.in. rowu rzeki Leine, w którym leży stare miasto uniwersyteckie – Getynga).

Rzeźbę krawędziową okolic Getyngi (ryc. 25) poznawałem w maju 1957 r.



Ryc. 25. Fragment mapy topograficznej 1:200 000, uproszczonej okolic Getyngi z progami strukturalnymi (wg Schunke 1968)

1 – próg piaskowca pstrego; 2 – próg z wapienia falistego; 3 – próg z wapienia trochitowego

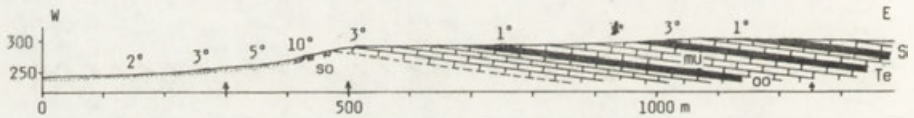
Fragments of simplified topographical map 1:200 000 of the vicinities of Göttingen with structural thresholds (after Schunke, 1968)

1 – spotted sandstone threshold; 2 – flexuous limestone threshold; 3 – trochite limestone threshold

w czasie wycieczek geomorfologicznych z prof. H. Mortensenem, dyrektorem Instytutu Geograficznego Uniwersytetu w Getyndze, na trasie: Getynga – Esebach – Hoher Hagen – Vellersen – Ober Scheden – Hann. Münden – Getynga oraz z ówczesnym docentem tegoż Uniwersytetu dr. J. Hövermannem na trasie: Getynga – Göttinger Wald – Mackenrode – Waake – Herbertshausen – Getynga. Obu jestem bardzo wdzięczny.

Obszar położony wokół Getyngi budują utwory triasowe: a) piaskowiec pstry, a w jego obrębie odporny, progotwórczy Bausandstein, podścielony łupkami i mniej odpornymi piaskowcami dolnego piaskowca pstrego; b) wapień muszlowy, a w obrębie tej serii bardziej odporne, progotwórcze wapienie faliste (Wellenkalk) i wapienie trochitowe (Trochitenkalk), przegrodzone serią margli środkowego wapienia muszlowego.

Te utwory skalne zostały w okresie kredowym słabo pofałdowane, a następnie ścięte przez procesy degradacyjne. Powstała powierzchnia zrównania (Rumpffläche), odsłaniająca wychodnie warstw o większej i mniejszej odporności oraz upadzie od 2 do 12°. Fragmenty tej powierzchni zrównania, utworzonej w okresie oligocen/miocen, zachowały się w postaci spłaszczeń w obrębie krawędzi progów w wysokości 300–400 m npm. (ryc. 26–29) – na wychodniach malmu w wysokości 325–430 m, na wychodniach wapienia muszlowego (Tro-



Ryc. 26. Profil progów (Dransfelder) Hochfläche koło Imbsen (wg Schunke 1968)

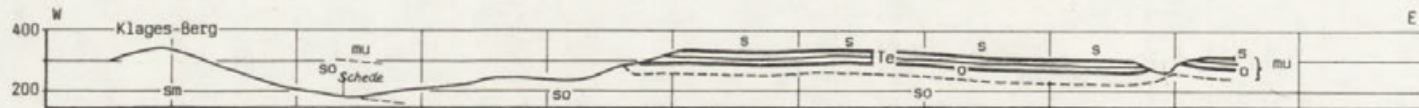
so – górny piaskowiec pstry; mu – dolny wapień muszlowy; Oo – warstwy oolitowe; Te – warstwy terebratulowe; S – wapień piankowy

Threshold profile (Dransfelder), Höchfläche by Imbsen (after Schunke, 1968)

so – upper spotted sandstone; mu – lower, shell limestone; Oo – oolitic layers; Te – terebratulan layers; S – spumy limestone

chitenkalk) w wysokości około 400 m oraz na wychodniach wapienia falistego w wysokości 280–400 m. Te spłaszczenia mieszczą się w pojęciu *Rampenhang*. „Rampenhang seine Ausprägung planierenden Formungstendenzen verdankt unter semiariden semihumiden Klimaverhältnissen”, a te panowały w okresie „präoligozänprämiozän”. Powstaniu powierzchni zrównania sprzyjały zatem warunki klimatu subtropikalnego, okresowo wilgotnego (Schunke 1968).

W miarę podnoszenia się tego obszaru powierzchnia zrównania została w górnym pliocenie oraz plejstocenie rozcięta, a równocześnie – w nawiązaniu do różnej odporności podłoża – rozwijała się rzeźba krawędziowa, której głównym elementem są progi strukturalne. Rozcinanie i formowanie rzeźby krawędziowej odbywało się w warunkach klimatu umiarkowanego, bardziej wilgotnego oraz klimatu zimnego, peryglacjalnego. Tak przedstawiają się dzieje tego obszaru, badanego przez H. Posera (1933), H. Mortensena (1947, 1950), E. Ackermann (1959), L. Hempla (1951, 1954), J. Hövermann (1953), H. Rohdenburga (1965) i E. Schunke’go (1968). Według tych badaczy „eine Rumpffläche die Ausgangsform der Stufenhang Entwicklung ist”.

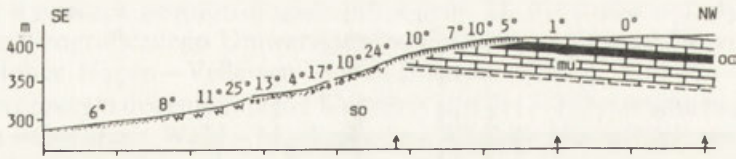


Ryc. 27. Profil proggu z wapienia muszlowego koło Oberscheden (wg Rohdenburga 1965)

sm – piaskowiec pstry środkowy; so – piaskowiec pstry górny; mu – wapień muszlowy dolny; O – warstwa oolitowa; Te – warstwa terebratulowa; S – wapień piankowy

Profile of the threshold formed out of shell limestone by Oberscheden (after Rohdenburg, 1965)

sm – middle spotted sandstone; so – upper spotted sandstone; mu – lower shell limestone; Oo – oolitic layer; Te – terebratulian layer; S – spumy limestone

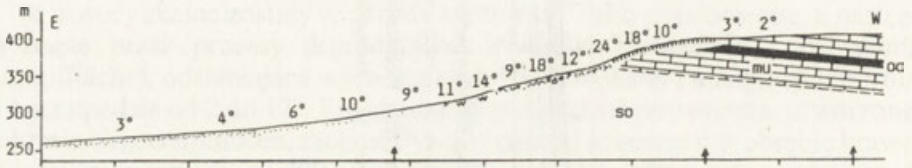


Ryc. 28. Profil progu z wapienia falistego koło Hünstollen (wg Schunke 1968)

so – piaskowiec pstry górny; mu – wapień muszlowy dolny, falisty; Oo – warstwa oolitowa; Zrównanie w wysokości 410 m

Profile of the threshold formed out of flexuous limestone by Hünstollen (after Schunke, 1968)

so – upper spotted sandstone; mu – lower, flexuous shell limestone; Oo – oolitic layer. Planation at the altitude of 410 m a.s.l.



Ryc. 29. Profil progu Wyżyny Göttinger Wald (wg Schunke 1968)

so – piaskowiec pstry górny; mu – wapień muszlowy dolny, falisty; Oo – warstwa oolitowa; Zrównanie w wysokości 400 m

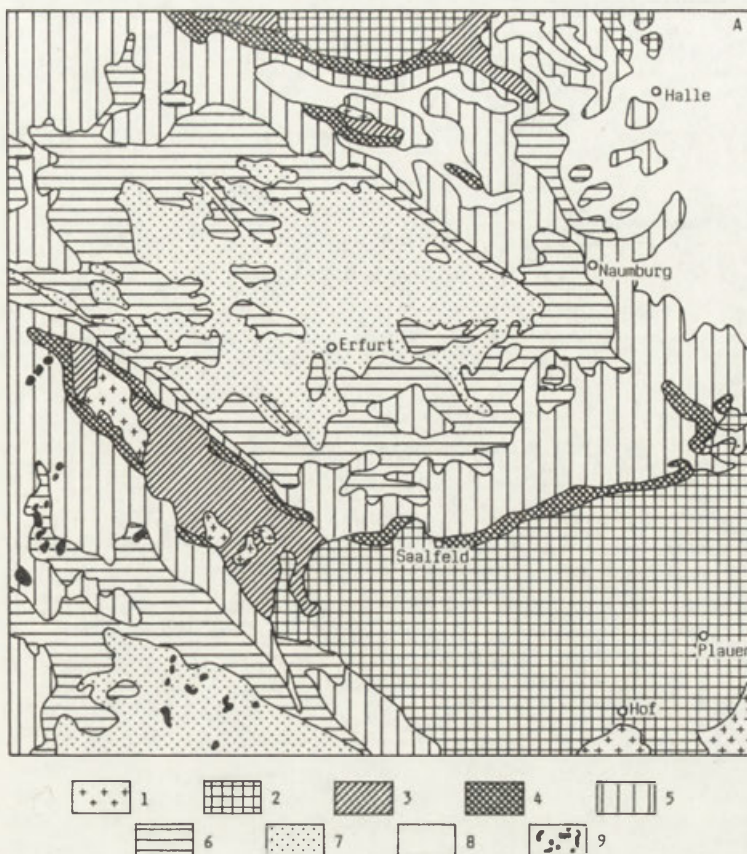
Profile of the threshold of the Göttinger Wald upland (after Schunke, 1968)

so – upper spotted sandstone; mu – lower, flexuous shell limestone; Oo – oolitic layer. Planation at the altitude of 400 m a.s.l.

## BASEN TURYNII

Basen Turyngii znajduje się pomiędzy górami Harzu (1142 m) – zbudowanymi ze skał krystalicznych i paleozoicznych – na północy, a górami Lasu Turyńskiego (982) i Frankońskiego (792 m), zbudowanymi głównie ze skał krystalicznych, na południu (ryc. 30 a i b). Dno Basenu znajduje się na wysokości 200–500 m n.p.m. Basen Turyngii jest wyścielony utworami skalnymi wieku permskiego (cechsztyń solny, gipsowy, anhydrytowy) i triasowego (piaskowiec pstry, wapień muszlowy, kajper, czyli margle pstre). Bardziej dokładne informacje o cechach litologicznych tych skał zawiera tabela 2.

Dużą odpornością na niszczenie odznaczają się: 1) piaskowiec pstry gruboziarnisty; 2) wapień muszlowy dolny (bardzo duża odporność), czyli falisty; 3) wapień muszlowy górny (Trochitenkalk); 4) margiel kamienisty (Steinmergel) w niektórych regionach. Utwory skalne o różnym wieku i na przemian dużej i małej odporności podlegały w trzeciorzędzie, w obrębie Basenu Turyngii, koncentrycznemu wginaniu. Wskutek tego brzeżne części zostały podniesione, a część środkowa, nieco zondulowana, została obniżona, uległa wgłębieniu. Różnowiekowe utwory skalne, głównie triasowe, zostały ścięte – powstała rozległa powierzchnia zrównania, nawiązująca do zrównań w obrębie otaczających ją gór trzonowych. Ta powierzchnia powstała w warunkach klimatu gorącego, okreso-



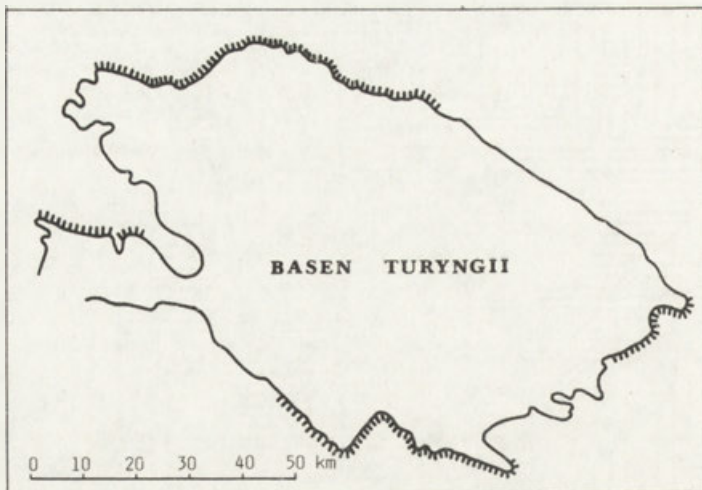
Ryc. 30A. Mapa geologiczna Basenu Turyngii (wg Reinischa 1910)

1 – krystaliczne góry trzonowe; 2 – warstwy przedpermie; 3 – czerwony spągowiec; 4 – cechsztyń; 5 – piaskowiec pstry; 6 – wapień muszlowy; 7 – kajper; 8 – dyluwium i aluwium; 9 – skały młodowulkaniczne. Próg z wapienia muszlowego znajduje się na kontakcie piaskowca pstrego z wapieniem muszlowym

Geological map of Thuringian Basin (after Reinisch, 1910)

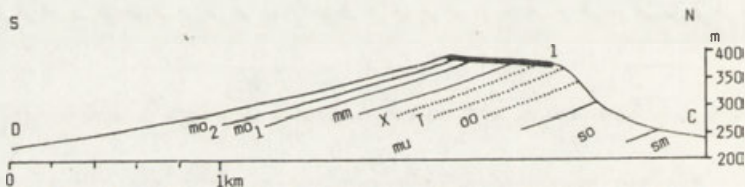
1 – crystalline trunk mountains; 2 – pre-permian layers; 3 – new red sandstone; 4 – Permian limestone; 5 – spotted sandstone; 6 – shell limestone; 7 – Keuper; 8 – diluvials; 9 – young volcanic rocks. Threshold of shell limestone is located at the interface of spotted sandstone and shell limestone

wo wilgotnego, który panował w trzeciorzędzie. Poglądy na wiek tej powierzchni zrównania są bardzo różne: według Schlütera (1903) powstała w miocenie, E. Philippiego (1901) – przed oligocenem, a nawet przed eocenem. B. Freyberga (1923) w dolnym pliocenie, H. Kuglera (1959) wyższa powstała w górnym eocenie, a niższa w górnym pliocenie, według E. Mucke (1962) – w okresie mio-pliocenijskim, a ostatnio według E. Rosenkranza (1978) jest to trzeciorzędowa powierzchnia zrównywana od paleogenu, rozcięta w górnym trzeciorzędzie i czwartorzędzie. Fragmenty tej powierzchni zachowały się w postaci spłaszczeń, ścinających kulminacje progów strukturalnych w wysokości 380–400–470 m npm. (ryc. 31). Spłaszczenia w wysokości 240–300 m mają być fragmentami niższej powierzchni zrównania wieku górnopliocenijskiego (Mücke 1962).



Ryc. 30B. Basen Turyngii. Zasięg wapienia muszlowego oraz odcinków progów strukturalnych (wg Weigt-Dorn za Gellertem 1958)

Thuringian Basin. The reach of the shell limestone and of the segments of structural threshold (according to Weigt-Dorn after Gellert, 1958)



Ryc. 31. Profil proggu strukturalnego z wapienia muszlowego wraz z fragmentami powierzchni zrównania (wg Mucke 1962)

1 – fragment powierzchni trzeciorzędowej;  $mo_2 + mo_1$  – górny wapień muszlowy; mm – środkowy wapień muszlowy; mu – dolny wapień muszlowy; X – wapień porowaty; T – warstwa terebratulowa; Oo – warstwy oolitowe; so – piaskowiec pstry górny; sm – piaskowiec pstry środkowy

Profile of structural threshold formed out of shell limestone, together with fragments of planation surface (after Mucke, 1962)

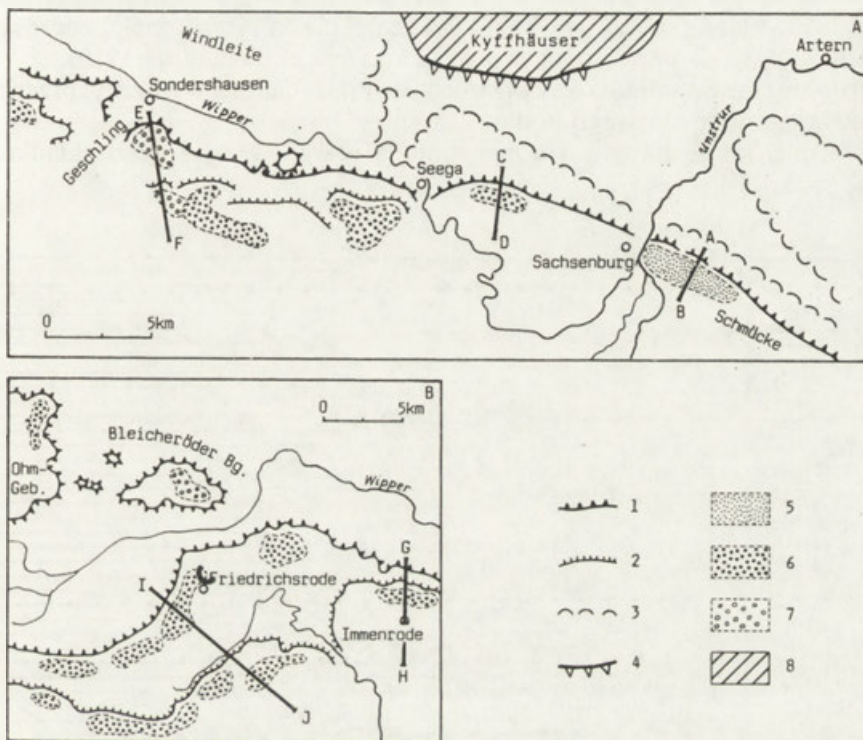
1 – fragment of the Tertiary surface;  $mo_2 + mo_1$  – upper shell limestone; mm – middle shell limestone; mu – lower shell limestone; X – porous limestone; T – terebratulan layer; Oo – oolitic layers; so – upper spotted sandstone; sm – middle spotted sandstone

Rozległa powierzchnia zrównania, udokumentowana spłaszczeniami w obrębie kulminacji progów, zwłaszcza wapienia muszlowego, została w okresie górnopliocenijskim i plejstocenijskim podniesiona i pocięta dolinami poprzecznymi, nawiązującymi do wychodni warstw o mniejszej odporności: a) cechsztynu, b) dolnego... c) górnego piętra piaskowca pstrego, d) środkowego wapienia muszlowego (patrz tab. 2). Zostały natomiast wypreparowane i ukształtowane w postaci progów strukturalnych ławice warstw odpornych na niszczenie: 1) środkowego piaskowca pstrego, 2) wapienia falistego, 3) wapienia z *Ceratites*.

Rozczłonkowanie erozyjne i denudacyjne tego obszaru o zróżnicowanej

budowie litologicznej i upadzie warstw od 2 do 12° doprowadziło do utworzenia dolin rzecznych i rozwoju progów strukturalnych o wysokości od 20 do 150 m. Wznoszą się one nieraz bardzo śmiało ponad podnóża, zbudowane z mało odpornych piaskowców, margli i iłów.

W krajobrazie Basenu Turyngii zaznacza się szczególnie wyraźnie próg zbudowany z wapienia muszlowego dolnego i górnego. Bywa on nieraz podwójny (ryc. 32). Powstał na wychodniach odpornego wapienia falistego i równie odpornego wapienia ceratytowego, przegrodzonych mało odpornymi marglami z soczewkami gipsu.



Ryc. 32. Próg strukturalny z wapienia muszlowego w północnej Turyngii (wg Mucke 1962)

A – część wschodnia; B – część zachodnia; 1 – próg z wapienia falistego; 2 – próg z wapienia trochitowego; 3 – zapadliska po wylugowaniu soli; 4 – próg tektoniczny; 5 – powierzchnia młodoplioceniowa; 6 – powierzchnia mioplioceniowa; 7 – obniżona powierzchnia mioplioceniowa; 8 – wzniesienie; D-C – przebieg profilu poprzecznego

Structural threshold formed out of shell limestone in Northern Thuringia (after Mucke, 1962)

A – Eastern part; B – Western part; 1 – threshold of flexuous limestone; 2 – threshold of trochitic limestone; 3 – depression resulting from salt leaching; 4 – tectonic threshold; 5 – late Pliocene surface; 6 – Mio-Pliocene surface; 7 – lowered Mio-Pliocene surface; 8 – elevation; D-C – line of the across profile

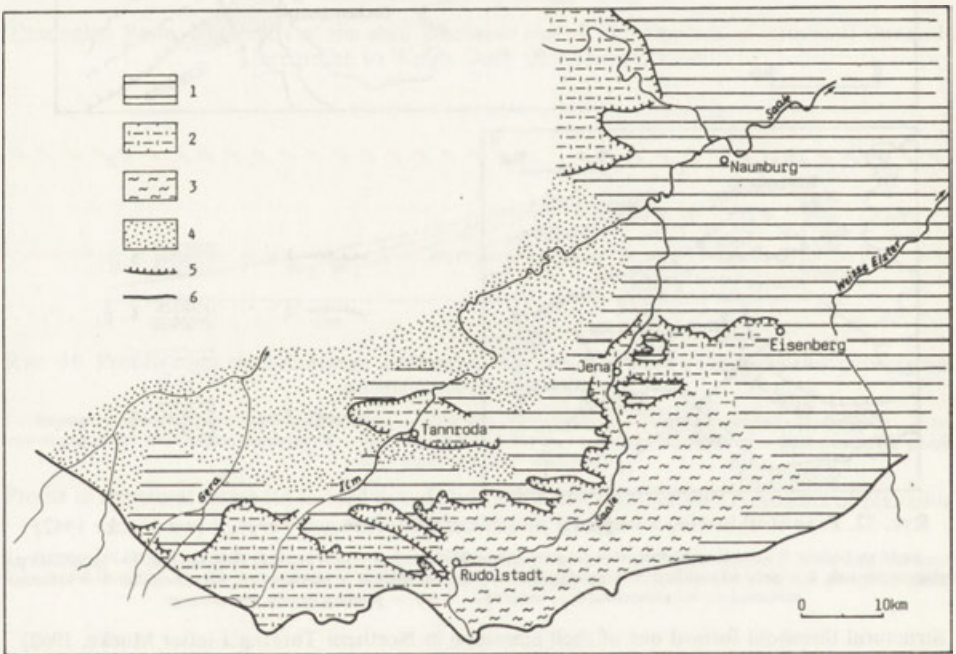
W północnej części Basenu fragmenty mio-pleioceniowej powierzchni zrównania zachowały się w obrębie rozległych zaproży, znajdujących się na wysokości około 400 m (Hainleite 350 m, Eichsfeld 400–500 m, Dün 470 m, Ohm 520 m). Powierzchnia ta jest urozmaicona dellami, suchymi dolinkami plejstoceniowymi i zapadliskami gipsowymi, utworzonymi w holocenie. Ku północy opada progiem o długości około 65 km i nachyleniu od 20 do 90°. W formowaniu, cofaniu

tego progu zbudowanego z wapienia muszlowego, brały udział obrywy, zerwy, nacięcia oraz procesy krasowe, związane z obecnością soczew gipsowych. Szczególnie intensywnie przebiegały procesy degradacyjne w okresach peryglacialnych (wietrzenie mrozowe, usypiska, obrywy, soliflukcja), interglacialnych (procesy krasowe) i w holocenie (kras gipsowy).

W południowej części Basenu próg wapienia muszlowego o ekspozycji południowej ciągnie się od Apfelstadt – Ohrdruf – Ilmenau – Rudolstadt – Teichel – Kahla – Jena po Eisenberg (ryc. 33). Powierzchnia zaproża, ścinająca wychodnie dolnego, środkowego i górnego wapienia muszlowego w wysokości około 400 m jest powierzchnią zrównania wieku dolnoplioceniowego (Rosenkranz 1978, 1985). Na niej były znajdowane ropy, piaski i żwiry wieku eoceniowego – stąd przypuszczenie o jej przedeoceniowym wieku (Philippi 1910).

Próg zbudowany z piaskowca pstrego jest niższy i mniej wyrazisty, przeważnie przyklejony do starszego podłoża.

Centralną część Basenu Turyngii budują margle, gliny i ropy z wkładkami



Ryc. 33. Równiny i progi strukturalne we wschodniej i południowo-wschodniej części Basenu Turyngii (wg Rosenkranza 1978)

1 – duże fragmenty powierzchni trzeciorzędowej; 2 – relief dolinny w miejscu starszej powierzchni trzeciorzędowej; 3 – relief dolinny w miejscu młodszej powierzchni; 4 – formy strukturalne Basenu Turyngii; 5 – próg strukturalny z dolnego wapienia muszlowego; 6 – granica wapienia muszlowego w stosunku do cechsztynu i gór trzonowych

Plains and structural thresholds in the Eastern and Southern parts of Thuringian Basin  
(after Rosenkranz, 1978)

1 – large fragments of Tertiary surface; 2 – valley relief in the location of older Tertiary surface; 3 – valley relief in the location of a younger surface; 4 – structural forms of Thuringian Basin; 5 – structural threshold formed out of lower shell limestone; 6 – limit of the shell limestone with regard to Permian limestone and trunk mountains



węgla (Lettenkohle) reprezentujące kajper albo piętro „margli pstrych”. Panuje tu rzeźba pagórkowata, w której biorą udział także wysady wapienia muszlowego o kierunku hercyńskim.

Po Basenie Turyngii i jego obrzeżeniu odbyłem w maju 1959 r. i kwietniu 1963 r. kilka wycieczek geomorfologicznych w towarzystwie H. Kliewe (wówczas profesora Uniwersytetu F. Schillera w Jenie, dziś profesora Uniwersytetu w Greifswaldzie) oraz E. Rosenkranza (dziś profesora Uniwersytetu w Halle). Dali mi oni pogląd na rozwój geomorfologiczny Basenu Turyngii. Szczególnie instruktywna była trasa od gór Harzu poprzez Basen Turyngii aż do Lasu Turyńskiego:

1. Goldene Aue — rów tektoniczny z solnymi zapadliskami krasowymi, dno wyścielone żwirami plejstocеныskimi, rozcięte rzeką Helme;

2. Kyffhäuser (477 m) — asymetryczny zrąb tektoniczny zbudowany ze skał krystalicznych (gnejs, granit, porfir) i osadowych paleozoicznych (piaskowce, iły).

3. Heinleite (350–400 m) — wyraźny próg zbudowany z górnego wapienia muszlowego o ekspozycji północnej. Próg i zaproże Heinleite jest oddzielone od zrębu Kyffhäuser doliną rzeki Wipper, wyciętą w mniej odpornych piaskowcach i iłach retu. Wysoczyznę-zaproże Heinleite przecinają dolinami przełomowymi rzeki Wipper i Unstrut, do której Wipper uchodzi (por. ryc. 32). Hainleite przechodzi ku zachodowi w wysoczyznę Eichsfeld (300–510 m), stanowiącą płytę wapienia muszlowego.

4. Dolina rzeki Unstrut, zbierająca w obrębie kajprowego odcinka wody spływające koncentrycznie: z północy — Wipper, Helbe, od zachodu — Nesse i z południa — Gera.

5. Dno Basenu Turyngii zbudowane z utworów kajprowych (margle, iły, gliny). Powierzchnia falista na wysokości 250–400 m, urozmaicona garbami-wysadami z wapienia muszlowego. Liczne podmokłości i jeziora.

6. Jena — próg wapienia muszlowego o ekspozycji południowej. Zaproże zrównane w wysokości 380–400 m ścina wychodnie wapienia muszlowego dolnego, środkowego i górnego. Poniżej, na wysokości około 300 m, falista powierzchnia zrównania wieku górnoplejstocеныskiego.

7. Niecka Orli wypreparowana w mało odpornych warstwach cechsztynu. W jej obrębie — formy krasu solnego.

8. Las Turyński (982 m) z fragmentami zrównań na wysokościach 450–500 m oraz 800 m (Oberdorf).

## NIECKA NIDZIAŃSKA — BASEN NIDY

Niecka Nidziańska — Basen Nidy — Niecka Miechowska znajduje się w obrębie Wyżyny Śląsko-Małopolskiej. Od południowego zachodu jest ograniczona monokliną śląsko-krakowską, zbudowaną z utworów paleozoicznych (dewon, karbon, perm), a od północnego wschodu antyklinorium świętokrzyskim, zbudowanym również z utworów paleozoicznych (kambr, sylur, dewon, karbon, perm). Na tym podłożu paleozoicznym głęboko wginanym w obrębie Niecki Nidziańskiej zostały złożone w okresie mezozoicznym skały pokrywowe wieku triasowego, jurajskiego, kredowego, a w południowej części także miocеныskiego. W obrębie Niecki osiągnęły one dużą miąższość. Wskutek postępującego

wginania warstwy skalne o różnym charakterze i odporności zapadają w kierunku osi Niecki. Niewielkie nachylenie warstw o na przemian dużej i małej odporności, po ścięciu ich wychodni powierzchnią zrównania, stwarzało warunki do rozwoju rzeźby krawędziowej. Pomiędzy Guzem Śląskim a Górami Świętokrzyskimi zostały w okresie neogenu i czwartorzędu wykształcone następujące progi strukturalne (ryc. 34, 35) oraz dzielące je obniżenia.

1. Próg środkowotriasowy o wysokości 330–400 m ciągnie się od Czyżówki po Krapkowie. Jest zbudowany z odpornych wapieni i dolomitów środkowotriasowych, zapadających pod kątem 3–8° w kierunku północno-wschodnim. Czoło progu, w części predysponowane uskokiem, biegnie prawie równoleżnikowo. Zaproże jest płaskowyżem podzielonym dolinami przełomowymi Białej i Czarnej Przemszy oraz Brynicy na płaty wyżynne o różnych rozmiarach i wysokości około 380 m. Jest to Garb Ząbkowicki (370–380 m), Płaskowyż Twardowicki (350–397 m), Tarnowicki (325–355 m), Pagóry Sarnowskie (około 300 m) i Garb Chełmu (385 m), kulminujący stożkiem wulkanicznym Góry św. Anny (400 m). Powierzchnia wyżynna rozpościerająca się na wysokości około 380 m ma założenia paleogeńskie i jest silnie skrasowiała, o czym świadczą liczne leje krasowe o głębokości do 30 m, wypełnione zwietrzeliną dolnotrzeciorzędową (Lewiński 1914, Klimaszewski 1958, Gilewska 1963). Pokrywa środkowotriasowa została zondulowana, także poprzecznie, a następnie zrównana. W miejscu nabrzmięń tektonicznych zostały odsłonięte podścielające piaskowce pstre o mniejszej odporności. W nich zostały wypreparowane kotliny inwersyjne: Józefki (270–290 m) – odwadniana przez Brynicę, kotlina Dąbrowy (270–320 m) – odwadniana przez Czarną Przemszę i kotlina Biskupiego Boru (260–300 m) – odwadniana przez Białą Przemszę. Przed czołem progu środkowotriasowego wznoszą się góry-świadki dawnego zasięgu: Gołonóg (385 m), Grodziec (382 m).

a. Obniżenie Małej Panwi jest zbudowane z mało odpornych ilów kajprowych. Jej dno, odwadniane przez Małą Panew, obniża się ku zachodowi od 300 do 200 m.

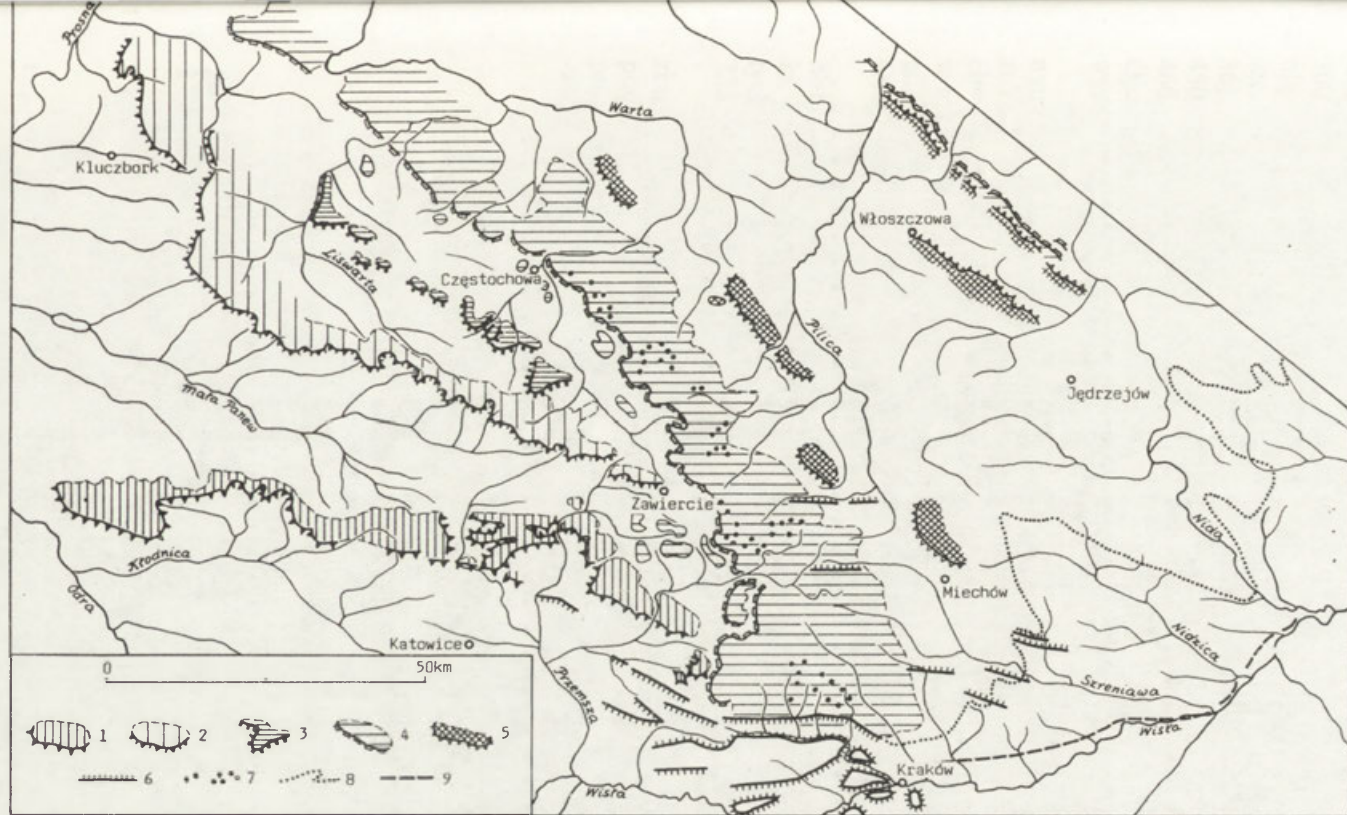
2. Próg górnotriasowy albo woźnicki ciągnie się w kierunku północno-zachodnim od Zawiercia po Olesno i jest zbudowany z bardziej odpornych wapieni woźnickich oraz brekcji lisowskiej wieku kajprowego. Próg o wysokości 380–280 m przechodzi w zaproże pochylone w kierunku północno-wschodnim. Jego wysokość względna wynosi 80–60 m.

b. Obniżenie Liswarty i Stobrawy ciągnie się w kierunku północno-zachodnim. Jest ono zbudowane z mało odpornych ilów i łupków retyku oraz liasu. Dno tego obniżenia schodzi od wysokości 310–250 m.

3. Próg środkowojurajski o wysokości 340 m, obniżający się w kierunku północno-zachodnim do 260 m, jest zbudowany z bardziej odpornych piaskowców i zlepieńców kościeliskich (bajos), zapadających ku północnemu wschodowi. Ciągnie się od Kamienicy Polskiej w kierunku północno-zachodnim po Kluczbork, a następnie w kierunku północnym po Byczyń. Przed czołem progu o wysokości względnej 30–50 m pagór-świadek Łysiec (330 m).

c. Obniżenie górnej Warty i Proсны zostało wypreparowane w mało odpornych ilach rudonośnych doggeru (baton). Dno obniża się od 300 do 220 m.

4. Próg górnójurajski o wysokości względnej 50–200 m jest zbudowany z wapieni skalistych i płytowych oksfordu. Ciągnie się na przestrzeni około 100

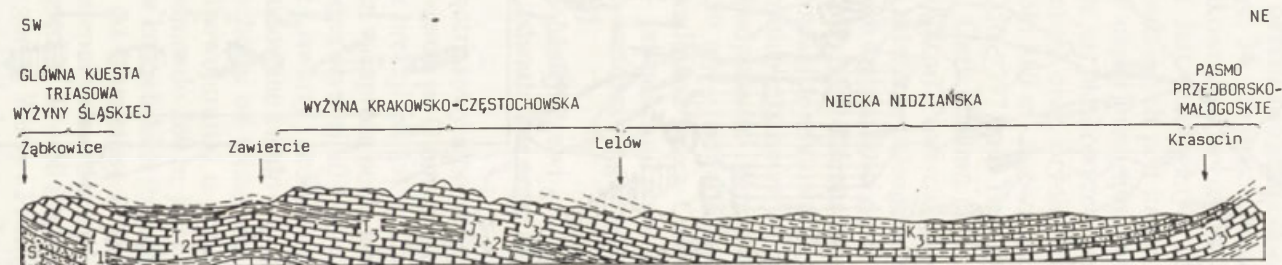


Ryc. 34. Progi strukturalne Basenu Nidy (Wyżyny Śląsko-Małopolskiej) na podstawie Przeglądowej Mapy Geomorfologicznej Polski 1 : 500 000 (wg Gilewskiej 1980)

1 – próg i zaproże środkowotriasowe; 2 – próg i zaproże gó:notriasowe; 3 – próg i zaproże środkowojurajskie; 4 – próg i zaproże górnourajskie; 5 – próg i zaproże górnokredowe; 6 – progi tektoniczne; 7 – mogoty; 8 – północny zasięg morza tortońskiego w Niece Nidy; 9 – południowa granica Wyżyny Małopolskiej

Structural thresholds of Nida River basin (in the Silesian-Little Polish upland), on the basis of Geomorphological Survey Map of Poland 1 : 500 000 (after Gilewska, 1980)

1 – middle-Trias threshold and beyond the threshold area, 2 – upper-Trias threshold and beyond the threshold area, 3 – middle-Jurassic threshold and beyond the threshold area, 4 – upper-Jurassic threshold and beyond the threshold area, 5 – upper-Cretaceous threshold and beyond the threshold area, 6 – tectonic threshold, 7 – mogots, 8 – the Northern reach of Tortonian sea within the dale of Nida River, 9 – Southern limit of Little Polish Upland



Ryc. 35. Schematyczny przekrój geologiczny wschodniej części Wyżyny Śląskiej i Niecki Nidziańskiej (wg Marcinkiewicza 1960)

$T_1, T_2, T_3$  – trias dolny, środkowy, górny;  $J_{1+2}, J_3$  – jura dolna i środkowa, górna,  $K_3$  – kreda górna

Schematic geological cross-section through the Eastern part of Silesian upland and the Nida River basin (after Marcinkiewicz, 1960)

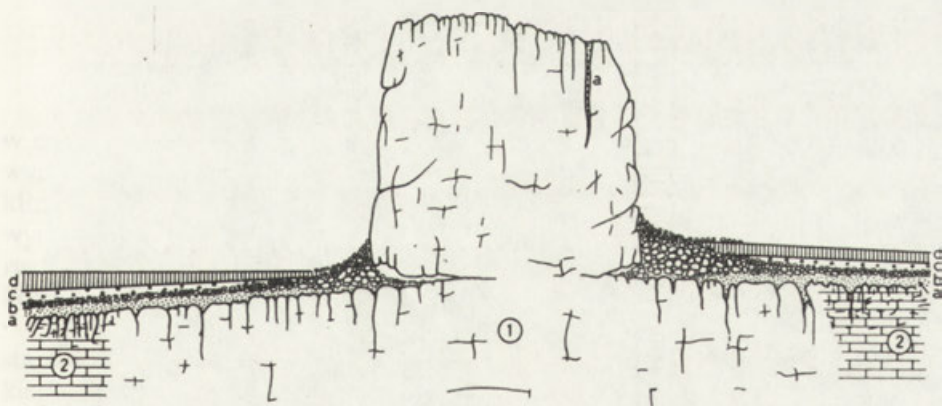
$T_1, T_2, T_3$  – respectively: lower, middle and upper Trias;  $J_{1+2}, J_3$  – respectively: lower and middle Jura, and upper Jura.  $K_3$  – upper Cretaceous

km od okolic Trzebini w kierunku NNW, po okolice Woźnik. Próg jest oddzielony załomem od zaproża — powierzchni Wyżyny Krakowsko-Częstochowsko-Wieluńskiej, rozpościerającej się na wysokości od 460 m na południu po 300 m na północy. Jest to powierzchnia zrównania głównie krasowego. Ponad nią wznoszą się liczne izolowane ostańce skalne — mogoty, zbudowane ze szczególnie odpornego wapienia skalistego. Sięgają one do wysokości 504 m (ryc. 36). W obrębie pasa wyżynnego są wyodrębniane: Płaskowyż Ojcowski (400–450 m), Brama Wolbromska (390–400 m), Płaskowyż Częstochowski (390–460 m) i Wysoczyzna Wieluńska (280–300 m). Obszar wapienny Wyżyny Ojcowskiej i Częstochowskiej jest podziurawiony licznymi korytarzami jaskiniowymi, a powierzchnię urozmaicają mogoty i leje krasowe o różnych rozmiarach.

Kulminacje mogotów — ostańców sięgające do wysokości 504 m są drobnymi fragmentami paleogeńskiej powierzchni zrównania, natomiast rozległe zrównania na wysokości 380–400 m reprezentują młodszą, miocenną powierzchnię zrównania, rozpościerającą się w pobliżu poziomu morza miocennego w tortonie-badenie (ryc. 37). Przed czołem progów, często skalistych, wznoszą się góry-świadki dawnego zasięgu Wyżyny: Wrzosowa (305 m), Błeszno (304 m), Ostatni Grosz, Jasna Góra.

d. Obniżenie, a raczej pas obniżeń ciągnący się od doliny Warty w kierunku SSE przez Dąbek, Przyrów, Złoty Potok, Lelów, Dolinę Białki i dolinę Żebrówki, jest wypreparowany w mało odpornych piaskach albu i cenomanu. Dna tych obniżeń znajdują się na wysokości rosnącej w kierunku południowym od 225 do 290 m.

5. Próg górnokredowy zwany też progiem Lelowskim (Nowak 1965) jest zbudowany z bardziej odpornych, piaszczysto-glaukonitowych wapieni turonu, podścielonych piaskami glaukonitowymi albu i cenomanu. Warstwy budujące próg o wysokości względnej 15–35 m zapadają 3–6° w kierunku północno-wschodnim. Wysokość progów rośnie w kierunku południowym 240–332 m npm.

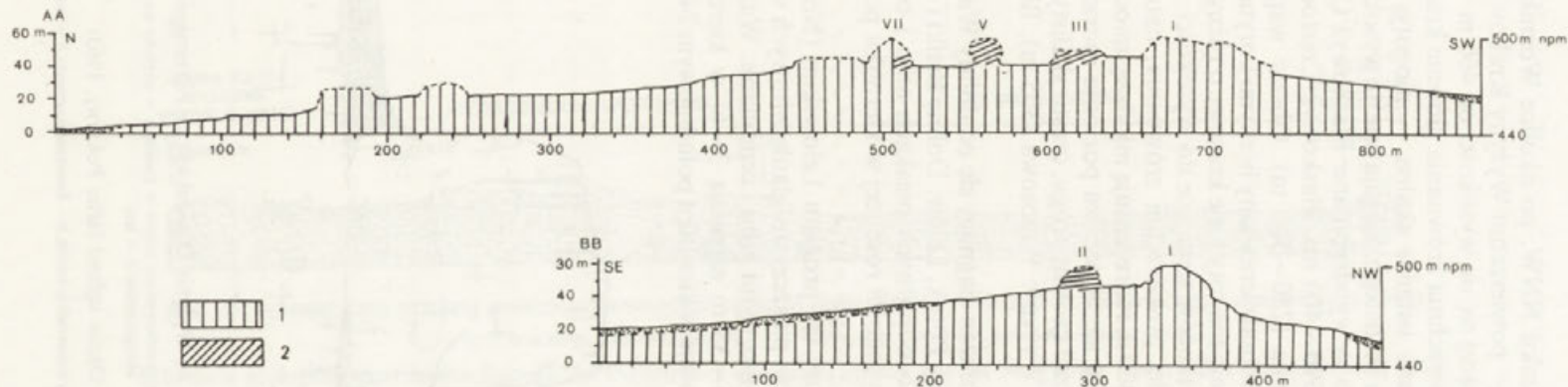


Ryc. 36. Jeden z mogotów na Wyżynie Ojcowskiej (wg Pokornego 1963)

1 — wapień skalisty; 2 — wapień płytowy; a — iły trzeciorzędowe bogate w kaolin; b — okruchy wapienne; c — zwietrzelina interglacjałna; d — less

One of mogots in Ojców upland (after Pokorny, 1963)

1 — rocky limestone, 2 — plate limestone, a — Tertiary loams rich in kaolin, b — limestone fragments, c — interglacial waste, d — loess



Ryc. 37. Profile morfologiczne Strazykowej Góry (wg Policht 1962)

A—A — profil podłużny; B—B — profil poprzeczny; 1 — wapień gruboławicowy, miejscami skalisty; 2 — ulawienie wapieni w formach ostańcowych; I, II, III, V, VII — skaliste mogoty

Morphological profiles of Strazykowa Góra (after Policht, 1962)

A—A — longitudinal profile, B—B — across profile, 1 — thick-layered limestone, someplaces rocky, 2 — layers of limestone in nunatac structures, I, II, III, V, VII — rocky mogots

Dno Niecki Nidziańskiej jest zbudowane z utworów górnokredowych, głównie z margli, wapieni marglistych i ławic opoki o ułożeniu prawie horyzontalnym. W części południowej dno Niecki pokrywają osady morza tortońskiego (baden), częściowo zaś — sarmackiego, zatokami wnিকającymi w obręb Gór Świętokrzyskich. W obszarze zbudowanym z osadów miocেনskich znajduje się próg gipsowy o czole eksponowanym w kierunku południowo-zachodnim (Flis 1954). Dużą rolę w obrębie dna Niecki odgrywają też piaski plejstocенskie. Dno Niecki w części północno-zachodniej jest odwadniane przez Pilicę płynącą ku północy, a w części południowo-wschodniej — przez Nidę płynącą na południe, do Wisły. Dział wodny ma przebieg prawie południkowy i osiąga wysokość 414 m. W kierunku północno-zachodnim dno Niecki obniża się do wysokości 220 m, a w kierunku południowym — do 200 m.

6. Garb Włoszczowej, zwany też Garbem Czostkowa, o wysokości 270 — 300 m, jest zbudowany z margli i opoki, zapadających około 20° ku południowemu zachodowi. Niewyraźny próg należy już do przeciwległego skrzydła Niecki Nidziańskiej.

e. Obniżenie Lipnicy znajdujące się na wysokości około 250 m jest zbudowane z mało odpornych piasków i piaskowców cenomańskich.

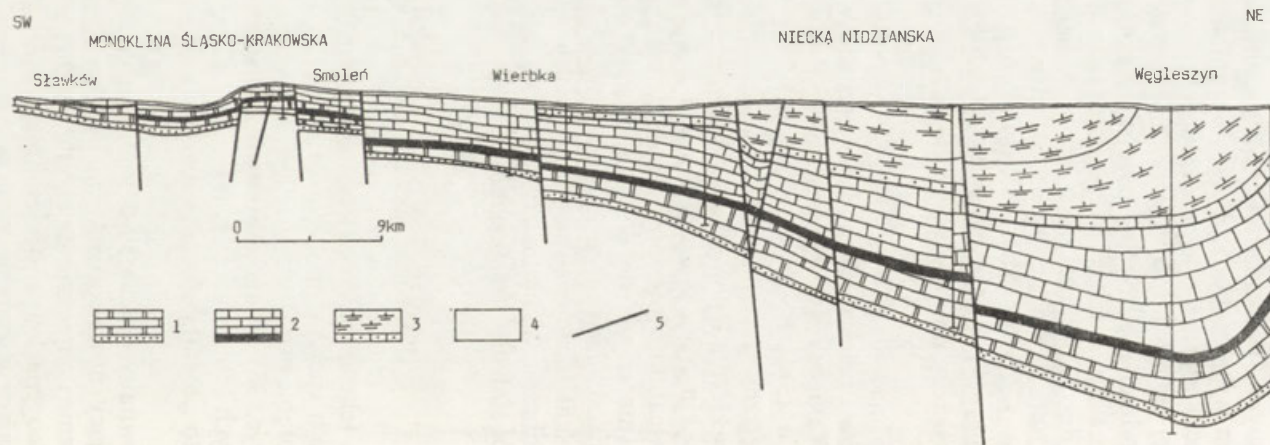
7. Pasma Przedborsko-Małosgoskie o wysokości do 351 m n.p.m. i długości 60 km tworzą dwa progi o czołach eksponowanych w kierunku północno-wschodnim. Próg wewnętrzny jest zbudowany z odpornych piaskowców albu, zapadających 12 — 20° w kierunku południowo-zachodnim. Próg zewnętrzny jest zbudowany z wapieni kimerydu i wznosi się do wysokości 326 m n.p.m. Oba progi są oddzielone ławicami mało odpornych ilów kimerydu.

W przedłużeniu tego pasma ciągną się Wzgórza Korzeckowskie (333 m) zbudowane ze stromo zapadających wapieni górnourajskich oraz Pasma Zbrzańskie (320 m), zbudowane ze skał górnourajskich i triasowych, spoczywających na podłożu dewońskim. W obrębie zachodniego skrzydła Niecki Nidziańskiej progi strukturalne są na ogół słabiej wykształcone.

## ROZWÓJ

Niecka Nidziańska była tektonicznie pogłębiana w okresie potriasowym, w czasie synsedymenacyjnych ruchów młodokimeryjskich. W okresie triasowym miąższość osadów w obrębie osi Niecki była jeszcze podobna jak w monoklinie śląsko-krakowskiej (ryc. 38). Miąższość utworów jurajskich natomiast wynosi już 1200 m, a kredowych 1500 m. Utwory te były wginane głównie w fazie ruchów laramijskich, kiedy to „została uformowana Niecka Nidziańska” (Bukowy 1974).

W paleogenie został zrównany obszar śląsko-małopolski (Sawicki 1924), stanowiący pomost oddzielający morze eocенskie na północy od morza karpacciego znajdującego się w eocenie i oligocenie daleko na południe (Klimaszewski 1958). Fragmentami tej paleogенskiej powierzchni zrównania są kulminacje ostańców — mogotów, sięgające w obrębie Wyżyny Jurajskiej do wysokości 480 — 504 m. Mogoty musiały zostać wypreparowane ze skał wapiennych sięgających znacznie wyżej aniżeli rozległe spłaszczenia zachowane w obrębie zaproża środkowotriasowego i górnourajskiego w wysokości 380 — 450 m. Ta pierw-



Ryc. 38. Przekrój geologiczny Niecki Nidziańskiej (wg Bukowego 1974)

1 – trias; 2 – jura; 3 – kreda; 4 – czwartorzęd; 5 – uskoki

Geological cross-section of the Nida River basin (after Bukowy, 1974)

1 – Trias, 2 – Jura, 3 – Cretaceous, 4 – Quaternary, 5 – faults



tna, paleogeńska powierzchnia zrównania została rozczłonkowana przez intensywne procesy krasowe, które panowały w warunkach klimatu tropikalnego w sposób przedstawiony przez H. Lehmana (1954) czy M. Klimaszewskiego (1964). W wyniku intensywnego krasowienia powstała niższa powierzchnia zrównania zachowana na wysokości około 400 m w postaci rozległych zrównań. Dopiero nad nią wznoszą się izolowane mogoty. Ta młodsza powierzchnia zrównania nawiązuje do osadów morza tortońskiego, stwierdzonych w Nowej Wsi na południowym stoku Wyżyny Krakowskiej na wysokości 390 m (ryc. 39). Wgłębianie krasowe paleogeńskiej powierzchni zrównania trwało zatem po miocen-torton, w pliocenie i plejstocenie zaś nastąpiło rozcinanie dolinami rzecznyymi.



Ryc. 39. Profil podłużny Wyżyny Ojcowskiej na linii: Wielka Wieś – Biały Kościół – Czajowice

T – stosunek osadów tortońskich do powierzchni zrównania ścinającej wapienie górnourajskie

Longitudinal profile of Ojców upland along the line: Wielka Wieś – Biały Kościół – Czajowice

T – relation of the Tortonian sediments to planation surface truncating the upper-Jurassic limestones

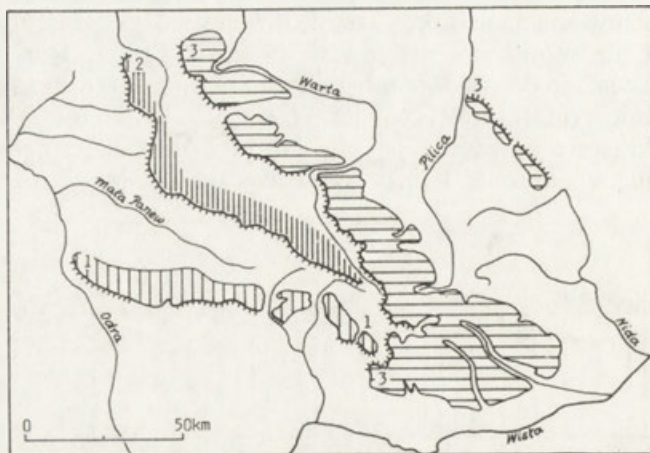
W obrębie innych progów strukturalnych: górnotriasowego, środkowojurajskiego i górnokredowego nie uchwyciły się spłaszczenia, które można by wiązać z poprzednio opisanymi. Progi są znacznie niższe, bo są zbudowane ze skał o dużo mniejszej odporności. Pod osadami tortońskimi w osi południowej części Niecki Nidziańskiej można natomiast spodziewać się zaburzonej tektonicznie powierzchni przedtortońskiej (Ney i in. 1974).

Nierównomierne podniesienie tego obszaru zbudowanego ze skał o różnej odporności doprowadziło do zróżnicowanego rozczłonkowania całej Niecki, łącznie z obszarami brzeżnymi. W górnym miocenie, pliocenie i plejstocenie zostały wycięte doliny rzek uchodzących do basenu morza tortońskiego, a na wychodniach warstw mało odpornych powstały doliny podłużne Małej Panwi, Górnej Liswarty – Stobrawy, górnej Warty – Proсны, Pilicy, Czarnej, Lipnicy i ich licznych dopływów. Rozwój tych dolin doprowadził do powstania rzeźby krawędziowej w obrębie Wyżyny Śląsko-Małopolskiej.

Utworzenie rzeźby krawędziowej, także tu było poprzedzone istnieniem starszej, paleogeńskiej powierzchni zrównania, podobnie jak w innych regionach.

Wyżynę Śląsko-Małopolską wielokrotnie sam i z uczniami poznawałem. W 1946 r. wyróżniłem w jej obrębie progi strukturalne: środkowotriasowy, górnotriasowy i górnourajski (ryc. 40). W 1956 r. uzupełniłem progim „z margli i wapieni górnokredowych”. Bardzo dobre, syntetyczne opracowanie o Wyżynach Śląsko-Małopolskich dała S. Gilewska (1972) w tomie Geomorfologia Polski. Polska Południowa, Góry i Wyżyny, a obraz kartograficzny

zawiera Przeglądowa Mapa geomorfologiczna Polski w skali 1 : 50 000 (Gilewska, Klimek, Starkel 1980).



Ryc. 40. Progi strukturalne Wyżyny Śląsko-Małopolskiej — fragmenty mapy morfologicznej południowej Polski (wg Klimaszewskiego 1946)

1 — próg środkowotriasowy; 2 — próg górnotriasowy; 3 — próg jurajski

Structural thresholds of Silesian-Little Polish upland — a fragment of morphological map of Poland (after Klimaszewski, 1946)

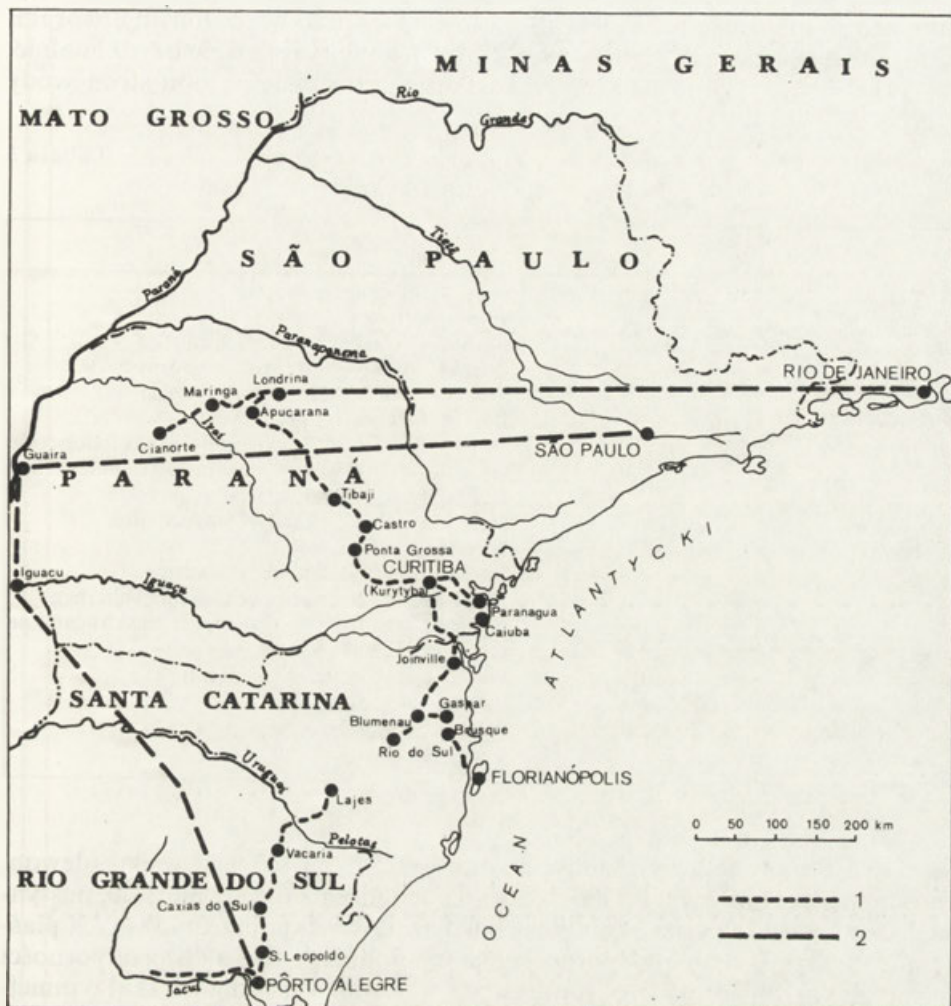
1 — middle Trias threshold, 2 — upper Trias threshold, 3 — Jurassic threshold

## BASEN PARANY

W ramach XVIII Międzynarodowego Kongresu Geograficznego w Rio de Janeiro wzięłem udział, w dniach 21 sierpnia — 10 września 1956 r., w naukowej wycieczce pokongresowej po południowej Brazylii. Wycieczkę prowadził bardzo dobrze prof. dr Orlando Valverde pracujący w Instytucie Geografii i Statystyki CNG w Rio de Janeiro. Była ona bardzo dobrze przygotowana i zrealizowana. W okolicach Vila Velha udzielał informacji także prof. R. Maack, a w regionie Kurytyby i Paranaguai — prof. J. Bigarella (1954).

Trasa prowadziła z Rio de Janeiro samolotem do Maringa, a następnie autobusem do skraju puszczy tropikalnej w Cianorte i z powrotem do Maringa, i dalej do Londrina, przez Assai—Serra de Esperanza—Saporema do Harmonia—Tibagi—Ponta Grossa—Castro—Ponta Grossa—Vila Velha—Ponta Grossa—Palmeira—próg dewoński—Kurytyba—Serra do Mar—Caiuba—Kurytyba—Joinville—Rio do Sul—Blumenau—Itajai—Florianopolis—samolotem nad Serra Geral do Lajes—Caxias do Sul—Porto Alegre—Rio Pardo—Porto Alegre, a stąd (samolotem oferowanym przez gubernatora Kurytyby J. Lupion) do Foz do Iguacu i Guaira (wodospady) i do São Paulo (ryc. 41).

W czasie tej bardzo interesującej wycieczki o trasie długości 5 tys. km miałem możliwość obserwowania w obrębie Basenu Parany m.in. progów: tektonicznych — Serra do Mar zbudowanego ze skał krystalicznych, strukturalnego



Ryc. 41. Trasa wycieczki pokongresowej po południowej Brazylii (wg Valverde 1956)

1 – trasa autobusowa; 2 – trasa samolotowa

Itinerary of excursion in Southern Brazil organized after congress in Rio de Janeiro (after Valverde, 1956)

1 – coach itinerary, 2 – airplane itinerary

zbudowanego z piaskowców dewońskich oraz progu strukturalnego zbudowanego głównie z bazaltów triasowych i jurajskich. Poznałem też dzielące je obniżenie wyżynne: Planalto Primeiro, Planalto Segundo oraz najwyższe Planalto Terceiro. Serra – łańcuch progów strukturalnych mających cechy rzeźby górskiej, a sięgają do wysokości około 1200 m n.p.m. Planalta są to obszary wyżynne zrównane na wschodnich zboczach skał mniej odpornych na wysokości 600–800 m n.p.m.

Basen Parany o powierzchni około 1 mln km<sup>2</sup> stanowi rozległa niecka

o ramach zbudowanych ze skał krystalicznych i wewnątrz wyścielonym utworami wieku paleozoicznego i mezozoicznego (tab. 3). Utwory te są wgięte synklynalnie, a w osi synkliny płynie potężna rzeka Parana, zbierająca z obu stron wody dopływów (ryc. 42).

Tabela 3

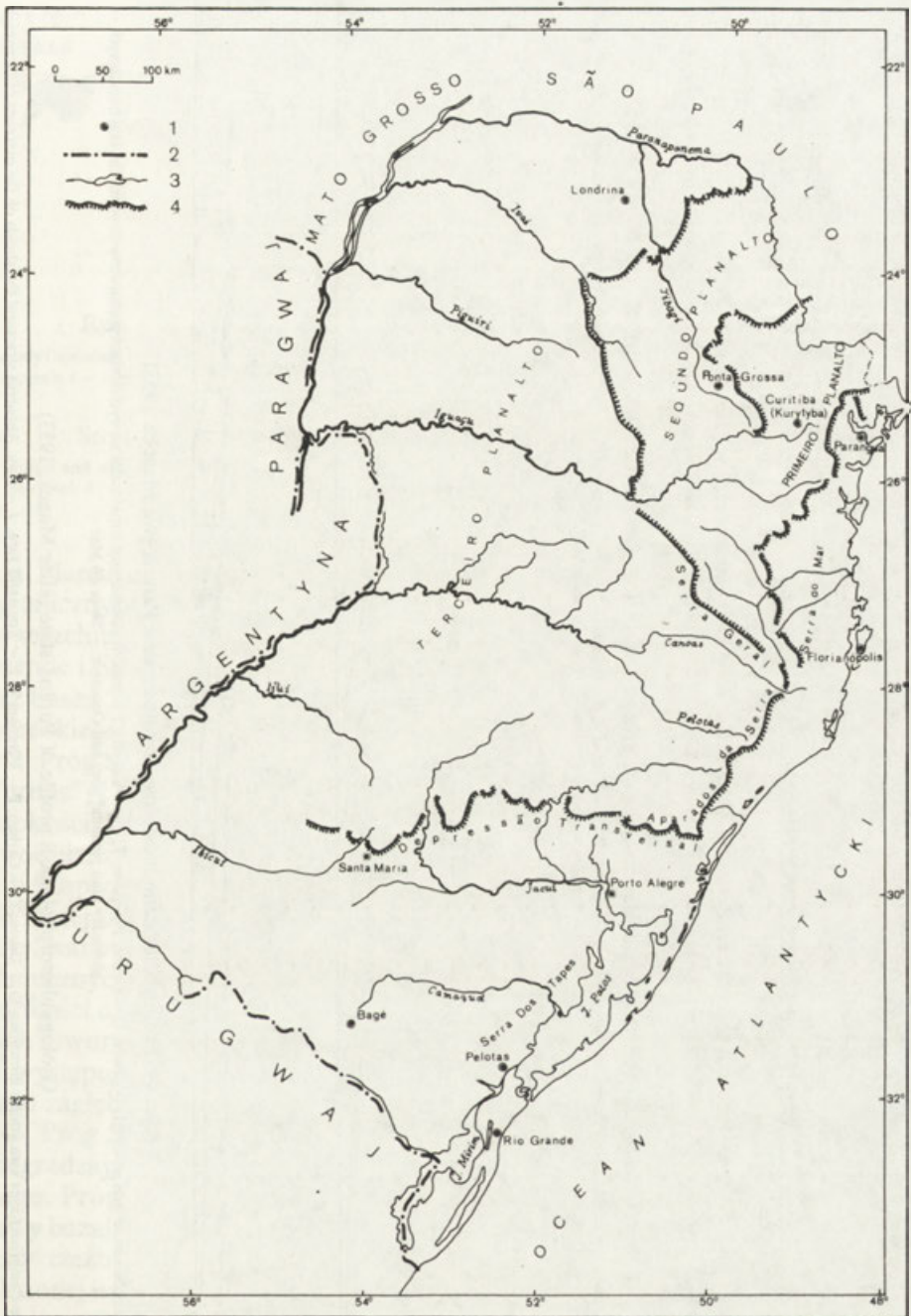
## Budowa geologiczna Basenu Parany

Wiek	Budowa	
Archaik Algonk Dewon	kompleks krystaliczny seria Acungui seria Parana	gnejs, fylit, kwarcyt, wapień granit, porfir kwarcowy Furnas – piaskowce dolnodewońskie Ponta Grossa – łupki środkodewońskie Tibagi – piaskowce górnodewońskie Itarare: Palermo – piaskowce Rio Benito-Aquidauna – osady lodowcowe (tility, warwy, less, osady glacyjfluwialne) Guata: Taio – osady glacialne, morskie Palmira – osady kontynentalne
Karbon	seria Tubarao	
Perm	seria Passa Dois	Terezina – wapień Irari – łupki bitumiczne, piaskowce Botucatu – piaskowce pochodzenia eolicznego
Trias	seria Sao Benito	poziomy bazaltowe na przemian z piaskowcami na powierzchni 800 tys. km <sup>2</sup>
Jura	seria Bauru	piaski zsylikowane, zlepieńce, łupki
Kreda (senon)		iłły
Eocen		piaski, iły
Miocen-pliocen		osady rzeczne i jeziorne
Czwartorzęd		

Basen Parany jest wyścielony utworami skalnymi różnego wieku (dewon, karbon, perm, trias, jura, kreda), różnego pochodzenia (osady morskie, pustynne, lodowcowe oraz gruby kompleks law bazaltowych poprzegradzanych piaskami eolicznymi) i różnej odporności. Na wychodniach skał o dużej odporności zostały utworzone progi strukturalne (ryc. 43), a na wychodniach skał o mniejszej odporności powstały obniżenia wyżynne (Planalto I, II i III) rozcięte dolinami rzecznyymi (ryc. 44).

Opis progów i dzielących je obniżen:

1. Serra do Mar – asymetryczny zrąb mający cechy wału górskiego o wysokości 800 – 2000 m n.p.m., zbudowany głównie z granitu, nie jest progiem strukturalnym, lecz tektonicznym. W kierunku Atlantyku opada schodami uskokuowymi, rozciętymi krótkimi dolinami o stromych zboczach (40 – 50°). Dna tych dolin są przeważnie wąskie, z licznymi progami i szypotami, w korytach zaś występują piaski, żwiry i okrągłaki o średnicy do 2,0 m, zsunięte ze zboczy jako produkt wietrzenia kulistego. Grzbiety są przeważnie zaokrąglone, często skaliste (50° nachylenia stoku), a kulminacje utrzymują się na podobnej wysokości w poszczególnych odcinkach Serra do Mar. Przebieg dolin na ogół nawiązuje do spękań tektonicznych. Na zboczach dolin występują liczne płytkie zerwy i osuwiska, a także częste żleby (u ich wylotów – namywy). Ta strona progów tektonicznych ma cechy rzeźby młodocianej (ryc. 45). Po stronie przeciwnej – zachodniej są dużo mniejsze deniwelacje i rzeźba jest łagodniejsza, dojrzała.

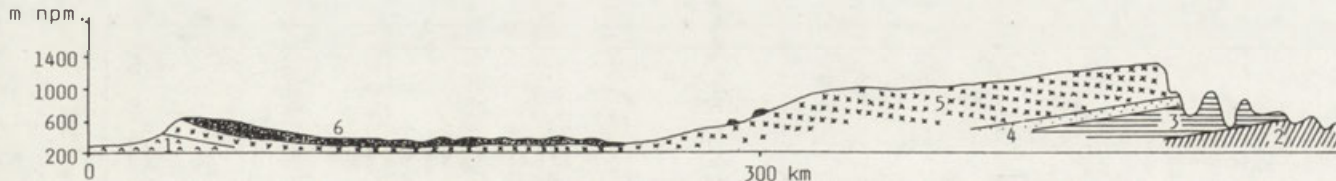


Ryc. 42. Mapa progów strukturalnych w południowej Brazylii (wg Valverde 1956)

1 – miasta, 2 – granice państwowe, 3 – rzeki i jeziora, 4 – progi strukturalne

Map of structural thresholds in Southern Brazil (after Valverde, 1956)

1 – towns, 2 – state boundaries, 3 – rivers and lakes, 4 – structural lakes

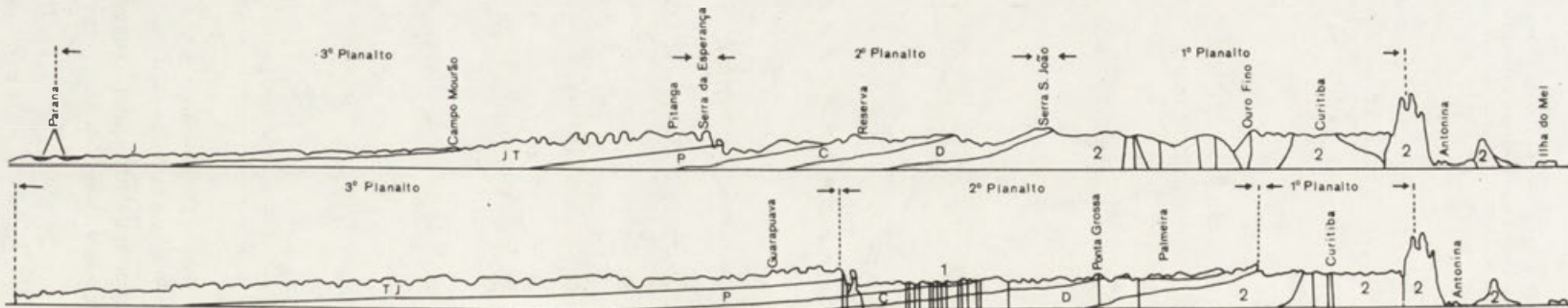


Ryc. 43. Przekrój przez Basen Parany w obrębie Płaskowyżu Południowego (wg Almeida 1949)

1 – kwarcyty prekambryjskie; 2 – seria *tubarao* (karbon); 3 – seria *passa dois* (perm); 4 – piaskowce *botucatu* (dolny trias); 5 – seria *sao bento* – poziomy bazaltowe na przemian z piaskowcami (trias-jura); 6 – seria *bauru* (kreda)

Cross-section through Parana Basin within the area of Southern Upland (after Almeida, 1949)

1 – pre-Cambrian quartzites, 2 – “*tubarao*” (Carbonaceous) series, 3 – “*passa dois*” (Permian) series, 4 – “*botucatu*” (lower Trias) sandstones, 5 – “*sao bento*” series – basalt levels alternately with sandstones (Trias-Jura), 6 – “*bauru*” (Cretaceous) series

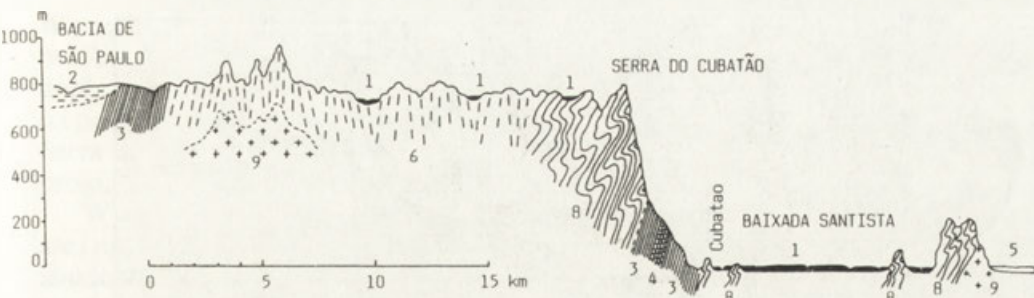


Ryc. 44. Profil geologiczno-morfologiczny przez stan Parana (wg Maacka 1953)

1 – żyły diabazu; 2 – prekamb z intruzjami granitu; D – dewon; C – karbon; P – perm; T, J – trias i jura; J – jura. Widoczne progi strukturalne na wychodniach piaskowców dewońskich i skał bazaltowych – pomiędzy nimi planalta; góry nad Oceanem – Serra do Mar

Geological-morphological profile of Parana state (after Maack, 1953)

1 – diabase vein; 2 – pre-Cambrian forms with granite intrusions; D – Devon; C – Carbon; P – Permian; T, J – Trias and Jura; J – Jura. Apparent structural thresholds on the outcrops of Devonian sandstones and basalt rocks – with planalta between them; mountains overlooking the Ocean – Serra do Mar



Ryc. 45. Serra do Mar w regionie Santos—São Paulo (wg Ab'Saber 1956)

1 — osady fluwialne i fluwialno-morskie; 2 — osady fluwialno-jeziorne koło São Paulo; 3 — fylity i łupki krystaliczne; 4 — kwarcyty; 5 — wapienie; 6 — łupki mikowe; 8 — gnejsy; 9 — granity. Powierzchnia zrównania w wysokości około 800 m — ścinająca różne skały krystaliczne

Serra do Mar in the region of Santos — São Paulo (after Ab'Saber, 1956)

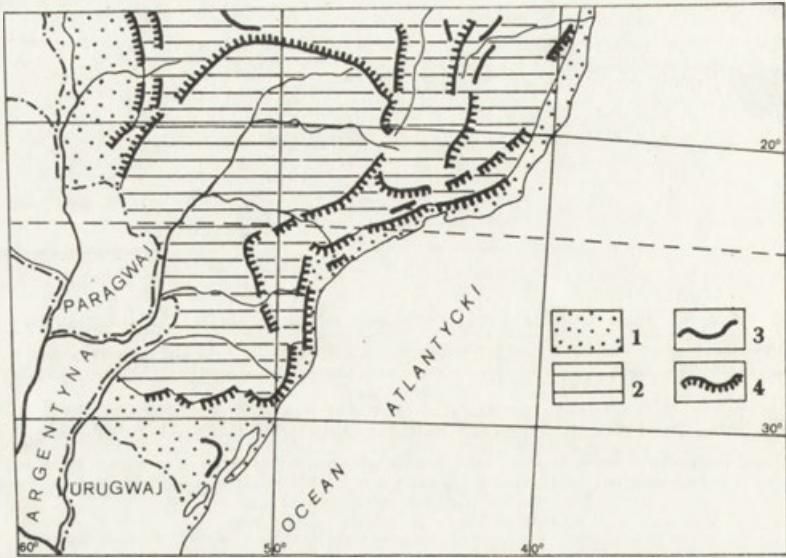
1 — fluvial and marine-fluvial sediments, 2 — fluvio-limnical sediments by São Paulo, 3 — phyllite and crystalline schists, 4 — quartzites, 5 — limestones, 6 — mica schists, 8 — gneisses, 9 — granites. Planation surface at the altitude of approximately 800 m — truncating various crystalline rocks

a. Planalto Primeiro Cristalino — to powierzchnia zrównania w obrębie skał krystalicznych i metamorficznych. Rozpściera się na wysokości około 900 m. Powierzchnia ta jest nierówna. W jej obrębie znajdują się baseny Loreno, Rezende i São Paulo, wyszcielone osadami wieku miocenijskiego i pliocenijskiego oraz basen Kurytyby wypełniony osadami rzecznyymi i jeziornymi wieku plejstocenijskiego (ryc. 46).

2. Próg Serra Serinha jest zbudowany z odpornych piaskowców dewońskich „Furnas”, podścielonych mało odpornymi łupkami krystalicznymi. Sięga on do wysokości 1200 m n.p.m., a jego wysokość względna wynosi około 300 m, co powoduje, że jest doskonale widoczny w krajobrazie.

b. Zaproże Planalto Segundo — Sedimentar — Ponta Grossy jest zbudowane ze skał mniej odpornych — karbońskich, scementowanych osadów lodowcowych (tality, warwy, piaski glacyjfluwialne, lessy) oraz z wapieni, piaskowców i łupków bitumicznych wieku permjskiego. Planalto obniża się w kierunku zachodnim do wysokości około 600 m n.p.m. W obrębie tej powierzchni zrównania, na wychodniach utworów karbońskich w Vila Velha, znajduje się Skamieniałe Miasto (912 m), występują tu studnie naturalne (sufozyjne) o głębokości 25, 105 i 115 m oraz liczne zagłębienia bezodpływowe.

3. Próg Serra Geral jest zbudowany z grubych pokryw bazaltu — diabazu. Przegradzają je ławice piaskowca pochodzenia eolicznego, wieku triasowo-jurajskiego. Próg ten ma zarys ogromnej podkowy i ogranicza obszar zbudowany z lawy bazaltowej o powierzchni 800 tys. km<sup>2</sup>. Poszczególne odcinki progu mają cechy rzeźby górskiej i wznoszą się do wysokości około 1200 m. W części położonej na zachód od rzeki Parany są to: Serra de Maracaju i Serra Caiopo, po stronie wschodniej zaś — Serra de Canastra, a najdłuższy odcinek to Serra Geral (ryc. 47). Zatokowy przebieg progu Serra Geral nawiązuje do wysadów krystalicznych Kurytyby i Rio Grande, gdzie został najbardziej cofnięty. Kilkusetmetrowy stok progu, czasem schodowy i skalisty, nacinają krótkie doliny. W jego obrębie znajdują się liczne osuwiska, zerwy, wyraźne ślady zmywu i spęływania, a więc zjawiska świadczące o dzisiejszej intensywności cofania progu.

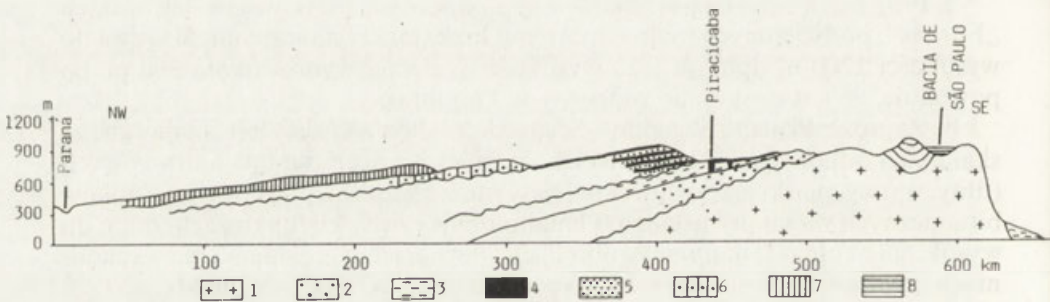


Ryc. 46. Progi strukturalne południowej Brazylii

1 – niziny; 2 – płaskowyże – planalto; 3 – grzbiety górskie; 4 – progi strukturalne

Structural thresholds of Southern Brazil

1 – lowland plains, 2 – upland plateaus – planalto, 3 – mountain ridges, 4 – structural thresholds



Ryc. 47. Profil geologiczno-morfologiczny stanu São Paulo (wg Franca 1956)

1 – utwory krystaliczne; 2 – seria itarare-tubarao (karbon); 3 – seria passa dois (perm); 4 – bazalty (trias); 5 – piaskowce botucatu (trias); 6 – piaskowce caíua (jura lub kreda); 7 – osady trzeciorzędowe; 8 – osady fluwialno-jeziorne koło São Paulo. Oprócz progu tektonicznego Serra do Mar widoczne są progi: karboński, triasowy, jurajski, kredowy

Geologico-morphological profile of São Paulo state (after Franca, 1956)

1 – crystalline formations, 2 – "itarare-tubarao" (Carbonaceous) series, 3 – "passa dois" (Permian) series, 4 – basalts (Trias), 5 – "botucatu" sandstones (Trias), 6 – "caíua" sandstones (Jurassic or Cretaceous), 7 – Tertiary sediments, 8 – fluvio-limnic sediments by São Paulo. Besides the tectonic threshold of Serra do Mar the following thresholds are visible: Carbonaceous, Triassic, Jurassic and Cretaceous

c. Planalto terceiro basaltico – poziom zbudowany z law bazaltowych pokrytych w części środkowej utworami wieku kredowego, rozpościera się po obu stronach rzeki Parany. Nierówna powierzchnia tego poziomu obniża się w kierunku rzeki od 850 m w części zachodniej i od 1000 m w części wschodniej, do około 300 m nad Parana.

Obszar całego basenu został pocięty dolinami rzecznyimi dopływów Parany.



W przebiegu sieci rzecznej widoczna jest duża asymetria. Dopływy prawostronne: Rio Amambai, Rio Pardo, Rio Verde, Rio Claro, są znacznie krótsze aniżeli dopływy lewostronne: Rio Grande, Tiete, Paranapanema, Ivai, Iguacu o długości powyżej 500 km. Mają one przeważnie swe źródła w przyatlantycznych górach Serra do Mar, a w swoim konsekwentnym biegu rozcinają w poprzek zarówno progi, jak i wszystkie trzy Planalta.

W obrębie kulminacji progów strukturalnych widoczne są spłaszczenia większe i mniejsze, nawiązujące nieraz do spłaszczeń w obrębie progów tektonicznych zbudowanych ze skał krystalicznych (ryc. 47). Spłaszczenia te są fragmentami powierzchni zrównania Sul Americana utworzonej w eocenie-oligocenie (King 1962). Rozległe, zrównane Planalta pomiędzy progami, zbudowane przeważnie ze skał mniej odpornych, reprezentują natomiast powierzchnię zrównania Las Velhas. Tworzyła się ona w miocenie i pliocenie, początkowo w warunkach klimatu wilgotnego, a następnie półsuchego (King 1962). W czwartorzędzie porzuciła ją doliny rzeczne, przeważnie o spadku niewyrównanym do dziś.

Piętrowe występowanie powierzchni zrównania jest związane z epeirogenicznym podnoszeniem Niecki Parany. Skrzydła jej były silnie podnoszone od okresu kredowego. Doprowadziło to do wginania warstw i powstania progów strukturalnych w okresie zrównywania powierzchni Sul Americana. Powierzchnia ta powstała, podobnie jak w różnych regionach Europy, w paleogenie, progi — w neogenie, doliny i dalszy rozwój progów — w czwartorzędzie.

## ZAKOŃCZENIE

Na podstawie oglądu w terenie, objaśnień życzliwych kolegów oraz znajomości odpowiedniej literatury można wyprowadzić pewne prawidłowości rządzące powstaniem i rozwojem rzeźby w obszarach o budowie izoklinalnej z progami strukturalnymi.

1. W Europie opisane progi strukturalne są zbudowane z odpornych piaszczyców i wapieni mezozoicznych, we Francji — także paleogeńskich, a w Brazylii — również paleozoicznych.

2. Progi strukturalne i dzielące je obniżenia (zaproża, planalto) występują w obrębie rozległych basenów tektonicznych zbudowanych ze skał na przemian odpornych i mało odpornych, zaburzonych diktyogenicznymi ruchami wginającymi.

3. Powstanie rzeźby z progami strukturalnymi było zawsze poprzedzone istnieniem powierzchni zrównania ścinającej dyskordantnie wychodnie słabo nachylonych warstw o różnej odporności.

4. Powierzchnia zrównania wyjściowa była różnie datowana, najczęściej przyjmowano wiek paleogeński — okres oligocenu-miocenu (tab. 4).

5. W neogenie, głównie w pliocenie i plejstocenie, w związku z podniesieniem tektonicznym zrównanego basenu, szybciej były degradowane wychodnie skał o małej odporności, oszczędzane natomiast były wychodnie skał o dużej odporności. Obniżenia zostały utworzone przez rzeki i procesy denudacyjne, a w obrębie progów często zachowały się fragmenty pierwotnej powierzchni zrównania.

6. Powstawanie i rozwój rzeźby z progami strukturalnymi odbywało się zgodnym z poglądem W. M. Davisa, a nie H. Schmitthennera.

Budowa i wiek powierzchni zrównań oraz progów strukturalnych

Basen	Litologia progów	Dane stratygraficzne	Wiek		
			głównej powierzchni zrównania	młodszej powierzchni zrównania	progów
Paryski	wapień, margle, piaskowce	mezozoik, paleogen	oligo-miocen	górnym pliocen	pliocen-plejstocen
Londyński + Weald	wapień kredowy	mezozoik	mio-pliocen		górnym pliocen-plejstocen
Szwabsko-Franckoński	wapień, piaskowce	mezozoik	oligo-miocen	sarmat-pont	miocen, pliocen, plejstocen
Wezery	wapień	mezozoik	oligo-miocen		pliocen-plejstocen
Turyngii	wapień	mezozoik	paleogen	górnym pliocen	pliocen-plejstocen
Nidy	wapień	mezozoik	paleogen	miocen	pliocen-plejstocen
Parany	piaskowce, bazalty	paleozoik, mezozoik	eocen-oligo-cen	miocen-pliocen	miocen, pliocen, plejstocen

7. Rozczłonkowanie pierwotnej powierzchni zrównania i wypreparowanie progów strukturalnych przypadało głównie na pliocen i plejstocen, przy czym w Europie wielką rolę odegrały wahania klimatyczne i procesy peryglacjalne – czy także w Południowej Brazylii?

8. Rozwój rzeźby obszarów o budowie izoklinalnej przebiegał dwucyklicznie (Davis, Mortensen, Höverman, Schunke, Rohdenburg) albo wielocyklicznie (Tricart, Büdel, King, Klimaszewski, Gilewska, Rosenkranz) – świadczą o tym niższe powierzchnie zrównania.

9. W cofaniu i modelowaniu progów strukturalnych biorą udział: osuwiska, zerwy, spłukiwanie, rozcinanie żlebami i krótkimi dolinkami, w obrębie zaproży: zmyw i rozczłonkowanie dolinami, a w obszarach wapiennych procesy krasowe. Występowanie i nasilenie procesów niszczących było przemienne, zgodnie z poglądem Mortensena, a w nawiązaniu do zmieniających się warunków klimatycznych.

#### LITERATURA

- Ab'Saber A. N., 1956, *A Terra Paulista*, Bolm Paul. Geogr., 3.  
 Ab'Saber A. N., Bernardes N., 1956, *Serra da Mantiqueira and São Paulo City and Surroundings*, Excursion Guide Book, 4, International Geographical Congress, Rio de Janeiro, Brazil.  
 Almeida F., 1949, *Relevo de „Cuestas” na Bacia Sedimentar de Rio Parana*, Bolm Paul. Geogr., 3.  
 Baulig H., 1928, *Les hauts niveaux d'erosion eustatiques dans le bassin de Paris*, Annls Geogr.  
 Briquet A., 1908, *La penneplaine du Nord de la France*, Annls Geogr.  
 Brown E., 1960, *The Building of Southern Britain*, Z. Geomorf., 4.  
 Büdel J., 1951, *Fossiler Tropenkarst in der Schwäbischen Alb*, Erdkunde.  
 – 1957, *Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens*, Würz. Geogr. Arb., 4/5.

- Budowa geologiczna Polski*, 1973, *Stratygrafia, Mezozoik*, t. 1, cz. 2.  
 – 1974, *Tektonika, Niż Polski*, t. 4, cz. 1.
- Bukowy S., 1974, *Tektonika, Niż Polski*, [w:] Pożarski W. (red.), *Budowa geologiczna Polski*, t. 4, cz. 1.
- Butzer K. W., 1976, *Geomorphology from the Earth*, New York.
- Davis W., 1899, *The geographical cycle*, *Geogr. Jb.*, 14.
- Davis W., Rühl A., 1912, *Die erklärende Beschreibung der Landformen*.
- Denizot G., 1920, 1929, *Existence de deux penepelines dans le bassin de Paris*, *Annl. Geogr.*, C.R.A.C.Sc., 170, 173, Paris.
- Flis J., 1954, *Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej*, *Prace Geogr.*, 1.
- Franca A., 1956, *Guide-Book of Excursion 3*, International Geographical Congress.
- Freyberg B., 1923, *Thüringen – Geologische Geschichte und Landschaftsbild*, *Schr. Dt. Naturkundvereins*, 5.
- Gellert J., 1958, *Grundzüge der Physischen Geographie von Deutschland*.
- Gignoux M., 1956, *Geologia stratygraficzna. Geologie stratigraphique*.
- Gilewska S., 1963, *Rzeźba progu środkowotriasowego w okolicy Będzina*, *Prace Geogr.*, 14.  
 – 1972, *Wyżyny Śląsko-Malopolskie*, [w:] *Geomorfologia Polski*, 1.
- Gilewska S., Klimek M., Starkel L., 1980, *Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Polski, 1:500000*.
- Gradmann R., 1919, *Das Schichtstufenland*, *Z. Ges. Erdk.*, Berlin.
- Haefke F., 1959, *Physische Geographie Deutschlands*, Berlin.
- Hempel L., 1951, *Structur – und Skulpturformen im Raume zwischen Leine und Hartz*, *Gött. Geogr. Abh.*, 7.
- Henning E., 1953, *Württembergische Forschungsreisende der letzten anderthalb Jahrhunderte. Festschrift zur Feier des 70 jährigen Bestehens des Württembergischen Vereins für Handelsgeographie*, Museum für Länder – und Völkerkunde, Lindenmuseum, Stuttgart. Von ...
- Hövermann J., 1953, *Die Periglazial-Erscheinungen im Harz*, *Gött. Geogr. Abh.*, 14.
- King L., 1962, *The Morphology of the Earth. A Study and synthesis of World Scenery*.
- Klimaszewski M., 1946, *Podział morfologiczny południowej Polski*, *Czas. Geogr.*, 17.  
 – 1958, *Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym*, *Przegl. Geogr.*, 30.  
 – 1964, *The Karst relief of the Kueilin area (South China)*, *Geogr. Polonica*, 1.  
 – 1978, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- Krebs N., 1923, *Süddeutschland*, *Landeskunde von Deutschland*, I.
- Kugler H., 1958/1959, *Studien zu pleistozänen Formung der Hainleite, der Windleite, des Wippertales und des Frankenhausener Beckens*, *Wiss. Z. Karl-Marx-Univ. Lpz.*
- Lapparent de A., 1907, *Leçons de Géographie physique*.
- Lehmann H., 1954, *Der Tropische Kegelkarst auf der Grossen Antillen*, *Erdkunde*, 7.
- Lewiński J., 1914, *Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni polodowcowej dorzecza Przemyszy*, *Prace Tow. Nauk. Warsz.*, 3.
- Louis H., 1953, *Über die ältere Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im Moselgebiet*, *Kallmünz*.
- Maack R., 1953, *Mapa geologica do Estado do Parana, 1:750000*.
- Machatschek F., 1938, *Das Relief der Erde*.
- Marcinkiewicz A., 1960, *Atlas form i typów rzeźby terenu Polski*, Warszawa.
- Martonne de E., 1955, *Le bassin parisien*, *Géographie Universelle*, France.
- Mortensen H., 1947, *Alternierende Abtragung*, *Nach. Ak. Wiss.*, Göttingen.  
 – *Zur Theorie der Formenentwicklung freier Felswände*, *Z. Geom.*
- Mucke E., 1962, *Die Formung der nordthüringischen Muschelkalkstufe*, *Wiss. Z. Martin-Luther-Univ. Halle-Wittenb.*
- Ney R. in., 1974, *Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska Podkarpackiego*, *Prace Geolog. Kom. Nauk Geolog.*, 82, Kraków.
- Ollier C., 1987, *Tektonika a formy krajobrazu*.
- Philippi E., 1910, *Über die präoligozäne Landoberfläche in Thüringen*, *Z. Dt. Geolog. Ges.*, 62.
- Pokorny J., 1963, *The Development of Mogotes in the Southern Part of the Cracov Upland*, *Bull. Acad. Pol. Sci., Géol. Géogr.*, 11, 3.
- Policht J., 1962, *Ostańce Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, ich geneza i znaczenie w krajobrazie*, *Ochrona Przyrody*, 28.
- Poser H., 1933, *Oberflächengestaltung des Meissner Gebietes*, *J. Geogr. Ges.*, Hannover.

- Reinisch R., 1910, *Entstehung und Bau der deutschen Mittelgebirge*, Weicher, 8.
- Rohdenburg H., 1965, *Die Muschelkalk-Schichtstufe am Ostrand des Sollings und Bramwaldes*, Gött. Geogr. Abh., 33.
- Rosenkranz E., 1978, *Die Reliefgliederung am Ostrande des Thüringer Beckens*, Petermanns Geogr. Mitt., 122.
- Sawicki L., 1925, *Przelom Wisly przez średniogórze Polski*, Prace Inst. Geogr., 4, Kraków.
- Scheu E., 1909, *Zur Morphologie des schwabisch-frankischen Stufenlandschaft*, Forschn. Dt. Landes- u. Volksk., 18.
- Schlüter O., 1903, *Die Siedlungen im nordöstlichen Thüringen. Ein Beispiel für die Behandlung siedlungsgeographischer Fragen*, Berlin.
- Souchez R., 1966, *Influences paleoclimatiques sur le modèle du plateau gréseux de Lorraine belge*, Anns Géogr., 75.
- Schmittthener H., 1920, *Die Entstehung der Stufenlandschaft*, Geogr. Z., 26.
- 1923, *Die Oberflächenformen der Stufenlandschaft zwischen Maas und Mosel*, Geogr. Abh., 2.
- Schunke E., 1968, *Die Schichtstufenhänge im Leine-Weser-Bergland in Abhängigkeit vom geologischen Bau und Klima*, Gött. Geogr. Abh., 43.
- Tricart J., 1951, *Entstehungsbedingungen des Schichtstufenreliefs im Pariser Becken*, Petermanns Geogr. Mitt., 95.
- 1952, *La partie orientale du Bassin de Paris. La genèse du Bassin*, 1, L'évolution morphologique au Quaternaire. SEDES.
- Tricart J., George P., 1954, *L'Europe Centrale*.
- Trueman A., 1974, *Geology and Scenery in England and Wales*, Pelican Books.
- Wagner G., 1921, *Morphologische Grundfragen im Süddeutschen Stufenland*, Z. Dt. Geogr. Ges., Hannover.
- 1950, *Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte unter besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands*.
- Valverde O., 1956, *Excursion 9 – Southern Plateau*, Intern. Geogr. Union.
- Weise O., 1967, *Reliefgenerationen am Ostrand des Schwarzwaldes*, Würzb. Geogr. Arb., 21.
- Wirthmann A., 1961, *Zur Geomorphologie der nordlichen Oberpfalzer Senke*, Würzb. Geogr. Arb., 9.
- Wooldridge S., Linton D., 1955, *Structure, Surface and Drainage in South-East England*.

## A GEOMORPHOLOGICAL COMPARISON OF STRUCTURAL THRESHOLDS

### Summary

During my studies carried out in Poland and abroad I have had the possibility of getting acquainted with various areas and types of relief, including such relief types whose main elements are structural thresholds. When abroad, I was accompanied and informed of conditions and course of emergence of these forms by friends and colleagues geomorphologists. I am very grateful to them for all this assistance.

Typical structural thresholds of the Parisian Basin were shown to me in France in 1956 during very interesting geomorphological excursions by Professor Jean Tricart of University of Strasbourg.

I could study very characteristic structural thresholds of London Basin and Weald in 1977 during scientific excursions in United Kingdom excellently conducted by Professor Eric Brown of University College in London.

Professor H. Wilhelmy from University of Stuttgart in Federal Republic of Germany demonstrated and commented in 1957, during a special geomorphological trip, the structural thresholds of Swabian-Franconian Basin and especially of the Swabian Alb.

I could gain some knowledge of structural thresholds of the Weser river basin during interesting geomorphological excursions of 1957 with Professor Hans Mortensen and Jürgen Hövermann, then doctor, presently professor at the University in Göttingen.

In German Democratic Republic I was shown and explained the structural thresholds of the Turingian Basin during geomorphological excursions in 1959 and in 1963 by Professor Heinz Kliewe, working then at the University of Jena, currently at the University of Greifswald, and by Dr. Ernst Rosenkranz, working nowadays at the University in Halle.

Structural thresholds of Nida Basin or of Silesian-Little Polish Upland were studied by myself

and then described in several of my scientific publications. A synthetic approach is presented in the work of Sylwia Gilewska (1972), one of my students. She has elaborated the corresponding cartographic representation, contained in the „Geomorphological Survey Map of Poland”, in the scale 1: 500 000.

Finally, I learned of the very characteristic structural thresholds of Parana Basin in Brazil in 1956 during the three week study trip organized after the International Geographical Congress in Rio de Janeiro. The trip was conducted and very good explanations were given by Professor **Orlando Valverde** of University of Rio de Janeiro.

I wish to thank very cordially all the colleagues mentioned for very accurate demonstration and explanation of these forms during special scientific excursions, and for discussions as to their emergence and development.

On the basis of visual field analysis, explanations of my colleagues geomorphologists and knowledge of appropriate literature it was possible to deduce certain regularities governing emergence and development of homocline relief with structural thresholds.

1. The structural reliefs described are formed in Europe out of resistant limestones and mesozoic (in France — also palaeogenic, and in Brazil — also palaeozoic) sandstones.

2. Structural thresholds and lows which separate them (threshold plains, planalto) appearing within the broad tectonic basins are formed alternately out of resistant and weakly resistant rocks, disturbed by the diktiogenic inward bending movements.

3. Emergence of relief with structural thresholds was always preceded by the existence of a planation surface cutting discordantly the outcrops of inclined layers of various resistance.

4. The initial planation surface was dated in a variety of ways. Most often palaeogenic dating was adopted — and more precisely: the period of Oligocene-Miocene (Table 4).

5. In Neogene, mainly in Pliocene and Pleistocene, in connection with tectonic upward movement of the planation basin the outcrops of rocks with lower resistance were degraded quicker. Lows were shaped by rivers and denudational processes, while fragments of the original planation surfaces often persisted within the thresholds.

6. Emergence and development of relief with structural thresholds took place according to the view of W. M. Davis, and not of H. Schmitthenner.

7. Dismemberment of the original planation surface and preparation of the very structural thresholds occurred in Pliocene and Pleistocene, with the great role played in Europe (perhaps also in Southern Brazil?) by climatic oscillations and periglacial processes.

8. The development of relief of homoclinal areas went through two-cycle (Davis, Mortensen, Hövermann, Schunke, Rohdenberg) or through multi-cycle (Tricart, Büdel, King, Klimaszewski, Gilewska) processes, as witnessed by lower planation surfaces, mainly of Pliocene age.

9. Regression and shaping of structural thresholds proceeded due to the following processes: land sliding, slumping, washing out, cutting with gulleys and short valleys, and within the areas beyond thresholds: rain-wash, dismemberment with valleys, including karst phenomena in limestone areas. Appearance and intensity of destructive processes was alternating, according to the opinion of Mortensen, in connection with changing climatic conditions.

*Translated by Jan Owsński*

## СТРУКТУРНЫЕ УСТУПЫ — СРАВНИТЕЛЬНЫЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

### Резюме

В ходе моих исследований в Польше и за границей я имел возможность изучить различные области и типы рельефа, в том числе такие типы, в которых главным элементом являются структурные уступы. Я глубоко признателен своим друзьям и коллегам-геоморфологам, которые сопровождали меня за границей и информировали об условиях и ходе возникновения этих структурных уступов.

Во Франции профессор Страсбургского университета Жан Трикар в ходе очень интересных геоморфологических экскурсий в 1956 г. показывал и описывал мне типичные структурные уступы Парижского бассейна.

В 1977 г. в Великобритании я ознакомился с весьма характерными структурными уступами Лондонского бассейна и Уилла в ходе научных экскурсий, которые блестяще проводил проф. Эрик Браун из лондонского University College.

В Федеративной Республике Германии структурные уступы Швабско-Франконского бассейна, и в особенности — Швабский альб показывал и объяснял профессор Штутгартского университета Г. Вильгельми в ходе специальной геоморфологической экскурсии в 1957 г.

Со структурными уступами бассейна Везера я ознакомился в 1957 г. в ходе интересных экскурсий с проф. Гансом Мортенсенем и Юргеном Ховерманом, тогда — доктором, а ныне — профессором Геттингенского университета.

В Германской Демократической Республике в ходе геоморфологических экскурсий в 1959 и 1963 гг. структурные уступы Тюрингского бассейна показывали и описывали мне проф. Хайнц Клайве, работавший в то время в Йенском университете, а ныне — в университете в Грайфсвальде, и доктор Эрнст Розенкранц, в настоящее время работающий в Галльском университете.

Структурные уступы бассейна Ниды или Силезско-Малопольской возвышенности я изучал на местности и описал в нескольких научных работах. Моя бывшая ученица Сильвия Гилевска написала обобщающую работу (1972). Разработанный ею картографический образ содержится в „Обзорной геоморфологической карте Польши” (масштаб 1: 500 000).

В 1956 г., в ходе трехнедельной научной экскурсии по окончании Международного географического конгресса в Рио-де-Жанейро, я ознакомился с весьма характерными структурными уступами бассейна Параны в Бразилии. Экскурсию проводил на очень высоком научном уровне профессор университета в Рио-де-Жанейро Орlando Вальверде.

Я выражаю сердечную признательность всем моим упомянутым выше научным коллегам за то, что они в ходе специальных научных экскурсий подробно показывали и описывали эти формы, а также за дискуссии по поводу их возникновения и развития.

На основе осмотра этих форм на местности, объяснений доброжелательных коллег-геоморфологов, а также знания соответствующей литературы, можно сделать вывод о существовании определенных закономерностей возникновения и развития гомоклинального рельефа со структурными уступами.

1. В Европе упомянутые структурные уступы состоят из стойких мезозойских известняков и песчаников, во Франции — также палеогеновых, а в Бразилии — также палеозойских.

2. Структурные уступы и разделяющие их понижения (опущенное крыло) выступают в пределах обширных тектонических бассейнов, состоящих из пород, попеременно стойких и малостойких, с нарушениями, вызванными диктиогеническими (эпейрогеническими) опусканиями.

3. Возникновению рельефа со структурными уступами всегда предшествовало наличие поверхности выравнивания, дискордантно срезающей выходы слабонаклонных слоев различной стойкости.

4. Исходная поверхность выравнивания датировалась по-разному, чаще всего — палеогеном, а точнее — периодом олигоцена-миоцена (таб. 4).

5. В неогене, в основном в плиоцене и плейстоцене, в связи с тектоническим поднятием выравненного бассейна, быстрее происходила деградация выходов пород, характеризующихся меньшей стойкостью, в то же время сохранились выходы стойких пород. Понижения были образованы реками и денудационными процессами, а в области уступов часто сохранились фрагменты первоначальной поверхности выравнивания.

6. Возникновение и развитие рельефа со структурными уступами проходило в соответствии с теорией У. М. Дэйвиса, а не Г. Шмиттгеннера.

7. Расчленение первоначальной поверхности выравнивания и формирование структурных уступов приходилось на плиоцен и плейстоцен, причем в Европе большую роль сыграли климатические колебания и периглациальные процессы — а может быть также и в Южной Бразилии?

8. Развитие рельефа областей с гомоклинальной структурой проходило двуциклически (Davis, Mortensen, Hövermann, Schunke, Rohdenburg), либо полициклически (Tricart, Büdel, King, Klimaszewski, Gilewska), о чем свидетельствуют более низкие поверхности выравнивания, относящиеся в основном к плиоцену.

9. В отступлении, формировании структурных уступов принимают участие оползни, споласкивания, расчленение расселинами и короткими долинами; в области опущенного крыла — плоскостной смыв, расчленение долинами, а в известняковых районах — карстовые процессы. Проявление и усиление разрушительных процессов было попеременным, в соответствии с точкой зрения Мортенсена о связи с изменениями климатических условий.

*Перевел Петр Козиржевски*

**WYDAWNICTWA IGIPZ PAN  
VARIA**

**Bibliografia geografii polskiej 1984, 1990, s. 467, zł 4000.**

**Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich 1986, 1987, 1988, s. 134, zł 300, –**

**Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce,**

zest. 5. **Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576–1870, 1984, cz. 1 s. 109, cz. 2 tab. 220, zł 3500, –**

**Katalog dawnych map Rzeczypospolitej Polskiej w kolekcji Emeryka Hutten-Czapskiego i w innych zbiorach.**

Oprac. W. Kret. 1978. s. 164. 37 map, zł 140, –; t. 2, **Mapy XVIII wieku.** Oprac. T. Paćko, D. Stachnał-Talanda, E. Gołąb (w druku).

Cena 5000 zł, —

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ  
za ostatnie lata

1989

- 1 J. MALCZEWSKI — Przestrzenna organizacja placówek podstawowej ochrony zdrowia (na przykładzie dzielnicy Warszawa-Wola), s. 98, zł 130, —
- 2 M. BARTNICKA — Wyobrażenia przestrzeni miejskiej Warszawy (studium geografii percepcji), s. 92, zł 130, —
- 3—4 Z. ZWOLIŃSKI — Geomorficzne dostosowywanie się koryta Parsęty do aktualnego reżimu rzecznego, s. 144, zł 3000, —
- 5 A. ŁAJCZAK — Zróżnicowanie transportu zawiesiny w karpackiej części dorzecza Wisły, s. 85, zł 3400, —
- 6 P. JOKIEL, K. KOŻUCHOWSKI — Zmiany wybranych charakterystyk hydroklimatycznych Polski w bieżącym stuleciu, s. 94, zł 180, —

1990

- 1 A. KOTARBA (red.) — Współczesne procesy morfogenetyczne w Polsce. Wybrane zagadnienia, s. 84, zł 2700, —
- 2—3 B. LUCHTER — Przestrzenne związki użytkowania ziemi w Krakowie, s. 91, zł 3600, —
- 4 M. KUCZMARSKI — Usłonecznienie Polski i jego przydatność dla helioterapii, s. 69, zł 2400, —
- 5—6 M. DEGÓRSKI — Warunki siedliskowe kateny ekosystemów leśnych na Wysoczyźnie Rawskiej (ze szczególnym uwzględnieniem dynamiki wodno-troficznych właściwości gleb) (w druku)

1991

- 1 T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA (red.) — Wyniki badań bioklimatu Polski. Cz. II, s. 83
- 2 M. KLIMASZEWSKI — Progi strukturalne — paralele geomorfologiczne, s. 62.
- 3—4 Z. RYKIEL (red.) — Studia z geografii społecznej (w druku)
- 5 P. SZELIGA — Międzynarodowa zależność gospodarcza w świetle ujęć komplementarnych (w druku)