

Jan Czarnocki

PRZEWODNIK
XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa
Geologicznego
W Górach Świętokrzyskich w r. 1947

Wydanie drugie rozszerzone

*Guide pour XX Réunion de la Société Géologique de Pologne
dans les Montagnes de St. Croix en août 1947*

WSTĘP

Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich poświęcony XX Zjazdowi P. T. G., ma na celu zaznajomienie uczestników Zjazdu z najważniejszymi zagadnieniami geologicznymi tego obszaru. Do szczególnie interesujących problemów Gór Świętokrzyskich należą: stratygrafia głównie serii paleozoicznej, rozwój stosunków facjalnych, wreszcie zagadnienia tektoniki i paleogeografii.

Większość tych zagadnień nie ogranicza się wyłącznie tylko do Gór Świętokrzyskich, lecz wiąże się ze znacznie szerszym układem geograficznym, zwłaszcza w zakresie zagadnień tektoniki, jak i paleogeografii obszarów przyległych.

Z tych względów problemy te rozpatrywane na terenie Gór Świętokrzyskich nabierają znaczenia kluczowego. Obszar Gór Świętokrzyskich w tym ujęciu staje się jedną z ważniejszych baz obserwacyjnych w Polsce, której szczególne znaczenie w tym się jeszcze objawia, że masyw świętokrzyski w położeniu swym na pograniczu dwu paleogeograficznie różnych regionów, wschodnio i zachodnio europejskiego — budzi szczególne zainteresowanie. Każdy z nich reprezentuje pod każdym niemal względem odrębności o skali nadrzędnej.

Zaznajomienie uczestników Zjazdu z tymi problemami, oto troska autora, który będąc niestety zmuszonym do liczenia się z czasem, warunkami komunikacyjnymi i innymi ograniczeniami, nie zdołał w sposób wyczerpujący wypełnić najważniejszych choćby założeń programowych.

Zwiedzenie Gór Świętokrzyskich w nawiązaniu do zasadniczych zagadnień tego obszaru sprowadza się do wypełnienia programu czterodniowego.

Ze względów komunikacyjnych, szczególnie zaś ze względu na najbardziej zróżnicowaną i interesującą część obszaru Świętokrzyskiego, położoną w zachodniej jego części, układ itinerarów ograniczono głównie do tego właśnie obszaru. Zdecydowały o tym też i względy praktyczne, więc warunki dogodne, jakich dostarczyło miasto Kielce, stanowiące bazę wyjściową.

Czyniąc zadość życzeniu Pol. Tow. Geologicznego Przewodnik XX Zjazdu w Górach Świętokrzyskich, wydany początkowo w ograniczonej ilości egzemplarzy przez Państwowy Instytut Geologiczny, oddany został przez autora do druku w Roczniku P. T. G.

Przy tej sposobności Przewodnik został znacznie rozszerzony i uzupełniony odpowiednimi ilustracjami. W ponownym wydaniu sprostowane zostały liczne błędy i niedopatrzenia, jakie zakradły się w pierwszym wydaniu, w związku z dużym pośpiechem i innymi przedjazdowymi trudnościami wydawniczymi.

PRZEGLĄD PROGRAMU

Pierwszy dzień ogranicza się do zwiedzenia najbliższych okolic Kielc w zakresie paleozoiku starszego i młodszego wykształconego w facji regionu kieleckiego. Tu uwzględniono również podstawowe szczegóły z tektoniki tegoż obszaru.

W pierwszym dniu należy posiłkować się mapą ark. Kielce odkrytą (1939 r.) i mapą geologiczną środkowej części Gór Świętokrzyskich (mapa zakryta setka z 1919 r.).

Dzień drugi w pierwszej części (przejazdem) uzupełnia wiadomości z poprzedniego dnia z zakresu zagadnień regio-

nalnych kieleckich, głównie natomiast ma na celu poznanie geologii regionu łysogórskiego i jego stosunku do kieleckiego, wyróżniającego się odrębną facją i odrębnym stylem tektoniki.

Zwiedzanie znanej kopalni pirytu w Rudkach potraktowano jako podstawę do omówienia mineralizacji regionu łysogórskiego i związanych z nim objawów magmatycznych odkrytych niedawno na Św. Katarzynie.

Obszar ten w ogólnym ujęciu znajduje się w granicach mapy itinerarów w skali 1 : 300 000, poza tym geologię jego w pewnej mierze ilustruje w szczegółach nie obowiązująca już mapa zakryta (setka z 1919 r.; środkowa część Gór Świętokrzyskich J. Czarnockiego).

Sytuację geologiczną kopalni ilustruje „Mapa geologiczna kopalni „Staszic“ w Rudkach“ oraz szkice i przekroje załączone w Przewodniku.

Dzień trzeci poświęcony został zwiedzaniu południowo-zachodniej części regionu kieleckiego, łącznie z pograniczem tektonicznym masywu paleozoicznego i mezozoicznego. Właściwości facjalne paleozoiku tego obszaru, obserwowane w przekroju od kambru po cechsztyn, dopełniają charakterystyki regionu kieleckiego z jego krańcowo wyrażonymi dyskordancjami stratygraficznymi.

W Chęcinach uczestnicy po raz pierwszy zetkną się z zagadnieniem tektoniki mas mezozoicznych bardzo młodego, pokredowego pochodzenia. Bogactwo zjawisk tektonicznych wynikających z przystosowania młodszej orogenezy do starszej, ilustrują dwie mapy w skali 1 : 25 000: okolic Kielc (środkowa część antykliny chęcińskiej) i zachodniej części antykliny chęcińskiej. Z ich pomocą można rozszerzyć obserwacje bezpośrednio nawiązane w kilku zaledwie punktach okol. Chęcin i Gałęzic. Ten obszar objęty jest jeszcze mapą odkrytą z 1939 r. i zakrytą z 1919 r.

Dopełnieniem programu będzie omówienie mineralizacji zachodniej części Gór Świętokrzyskich, najintensywniej tu wyrażonej, głównie w zakresie galeny, mniej miedzi.

Czwarty dzień Zjazdu poświęcony został zaznajomieniu się z mezozoikiem i trzeciorzędem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. W poszczególnych punktach zwie-

dzanego terenu na przestrzeni od Kielc aż po Busko i Pińców, uczestnicy będą mieli możliwość obserwowania kolejnych i szybkich zmian w układzie i następstwie coraz młodszych elementów stratygraficznych, od paleozoiku po trzeciorzęd włącznie. Będzie można zaobserwować, że zmiany te w profilu ogólnym wyrażają schodową strukturę zniżających się mas podłoża paleozoiku, następnie mezozoiku — z nadległą pokrywą trzeciorzędu wypełniającą rozległą depresję perykarpacką.

Nie ujawnione tu na powierzchni starsze paleozoiczne elementy zdradzają swą obecność pod postacią solanek związanych zapewne z cechsztynem, który wg wszelkiego prawdopodobieństwa wypełnia jeszcze starsze precechsztyńskie zapadliska. Z nim pokrywa się maksymalne obniżenie mas mezozoicznych. Zapadlisko trzeciorzędowe z układem tym wiąże się tylko przypadkowo, gdyż związane jest z innym planem młodszej tektoniki perykarpackiej.

Na tym obszarze uczestnicy Zjazdu będą mieli okazję zaznajomić się też z zagadnieniami praktycznymi, mianowicie: z kwestią solanek w Busku.

W zaznajamianiu się z problemami tego obszaru służyć będą mapy:

1. mapa itinerarów w skali 1 : 300 000 z uwzględnieniem głównych elementów tektoniki i układu regionów geologicznych, wreszcie
2. mapa bardziej szczegółowa zachodniego i południowego obrzeżenia masywu świętokrzyskiego w skali 1 : 300 000.

Dzień 1-szy Zjazdu

Wyjazd z Kielc do Mójczy.

Punkty obserwacyjne:

- I. Mójcza — Góra Zalasna — Profil kambru dolnego i syluru. Tektonika predewońska i pokarbońska.
- II. Mójcza — Góra Skała — Profil fałdu mójczańskiego. Ordowik dolny oraz jego facje.
- III. Kadzielnia — Profil dewonu górnego południowego skrzydła synkliny kieleckiej (facja regionu kieleckiego). Zmiany facji w dewonie; kras triasowy i plejstoceniński.

VI. Góry Śluchowice — Czarnów — Łysogórska facja franu w północnym skrzydle synkliny kieleckiej.

Materiał kartograficzny 1-go dnia Zjazdu:
Mapa geologiczna arkusz Kielce 1 : 100 000.

Założeniem programu pierwszego dnia Zjazdu jest zaznajomienie uczestników z naczelnymi elementami stratygrafii regionu kieleckiego. Region ten obejmuje południową część paleozoiku świętokrzyskiego, a granica jego z łysogórskim, obejmującym północną część paleozoiku, biegnie w przybliżeniu środkiem synklinorium kieleckiego.

Paleozoik regionu kieleckiego wyróżnia się niekompletnym wykształceniem stratygraficznym, odmiennym rozwojem stosunków facjalnych oraz nieznaczną stosunkowo grubością osadów. Poza tym tektonika tego obszaru posiada styl odmienny.

Starsze serie paleozoiczne oglądamy w Mójczy.

I. Mójcza — Góra Zalasna (G. Krzyżna)

Profil kambru dolnego i syluru — Tektonika

W Górze Zalasnej istnieje charakterystyczny przekrój całej serii dolnego kambru, wyrażonego w dolnej części holmowej łupkami częściowo z szarogłazami, w górnej zaś piaskowcami gruzłowatymi, hieroglifowymi i szarogłazami. Na północnym zboczu góry, w obniżeniu, spoczywa sylur wykształcony w dolnej części jako łupki graptolitowe (górna część serii graptolitowej) oraz najwyższy, reprezentowany przez łupki i szarogłazy (warstwy rzepińskie i wydrzyszowskie w facji kieleckiej).

Grzbiet Góry Zalasnej posiada wyraźny kierunek równoleżnikowy (porównaj mapę ark. Kielce). Jest to kierunek związany z najstarszą preordowicką orogenezą Gór Świętokrzyskich. Tu szczególnie stosunek kambru do tektoniki dewonu wyrażony jest w sposób nie budzący zastrzeżeń. Grzędę kambryjską Góry Zalasnej transwersalnie przecina depresja wypełniona dewonem, dzielącym fałdy Mójczy od podobnych fałdów położonych na zachodzie w obrębie pasma dymińskiego (góra Bukówka — zakończenie pasma dymińskiego)

II. Mójcza — Góra Skała

Profil fałdu mójczańskiego — Ordowik dolny

Stwierdzony tutaj ordowik wykształcony w facji piaszczystej (piaskowce ortidowe) spoczywa bezpośrednio niezgodnie na dolnym kambrze. Piaskowiec ten zawiera bardzo bogatą, lecz monotonną faunę złożoną głównie z *Orthis moneta* (występującej masowo w ławicach), poza tym *Orthissina plana*, *Lycophoria nucella*, a z trylobitów: *Cybele bellatula*, *Cyrtometopus polonicus*, *Asaphus*, *Harpes*, *Ilaenus*, *Nileus* itd.

W następnym punkcie, w północnym zakończeniu Góry Skały, obserwujemy przejście piaskowców ortidowych w wapienie ordowickie.

Ordowik w Mójczy wykształcony jest niekompletnie, reprezentuje odpowiedniki ordowiku bałtyckiego, mianowicie: poziomy B2 — B3 i C (częściowo). Brak tu najniższego ordowiku, w Świętokrzyskim wykształconego jako piaskowce glaukonitowe z obolidami, występujące zresztą opodal na północnym zboczu Góry Telegraf. Zawierają one tam charakterystyczną faunę, złożoną wyłącznie niemal z obolidów: *Thysanotus siluricus*, *Obolus lingulaeformis*, *Acrotele ceratopygarum* itd. Piaskowce te spoczywają niezgodnie na dolnym kambrze i podestane są cienką zwykle warstwą zlepieńców z otoczkami doskonale ogładzonych skał pochodzenia lokalnego.

W obrębie antykliny dymińskiej między kambrem i ordowikiem istnieje nieznaczna tylko kąтова niezgodność. Nad wapieniami ordowiku dolnego spoczywają łupki graptolitowe wyższych poziomów. Pośrednich ogniów syluru i ordowiku brak tu zupełnie. Ordowik świętokrzyski facjalnie najbardziej zbliżony jest do bałtyckiego choć dominuje tu facja piaszczysta, a nie wapienna, jak w Estonii.

W obrębie wzgórz mójczańskich opisane serie są silnie przefałdowane i nasunięte na transversalną nieckę w Mójczy, wypełnioną dolomitami eiflu i żywetu. W tej części sfałdowane masy staropaleozoiczne łącznie z dewonem przyjmują kierunek młodszy — hercyński.

III. Kadzielnia

Druga baza obserwacyjna ma za zadanie zaznajomienie z młodopaleozoiczną serią regionu kieleckiego odsłoniętą w południowym skrzydle synkliny kieleckiej.

(Karczówka) przechodzi w fację koralową obejmującą wszystkie poziomy franu, aż do najwyższego (g. Dalnia i g. Brusznia). Ku wschodowi fran przechodzi w fację wapienno-marglistą i bitumiczną (Wietrznia, Zagórze, Radlin). Facja rafowa zanika tu zupełnie, a miejsce jej w dolnych poziomach zajmuje facja brachiopodowo-koralowa, w środkowym facja detrytyczna i w górnym brachiopodowo-głowonogowa. Na ogół przeważają tam wapień i margle cienkopłytkowe i łupki, osady przeważnie o charakterze bitumicznym. Obecność facji rafowej wyrażonej wapieniami skalistymi wiąże się bezpośrednio z elewacją kielecką, ściślej biorąc z obwodem antykliny dymińskiej.

Famen

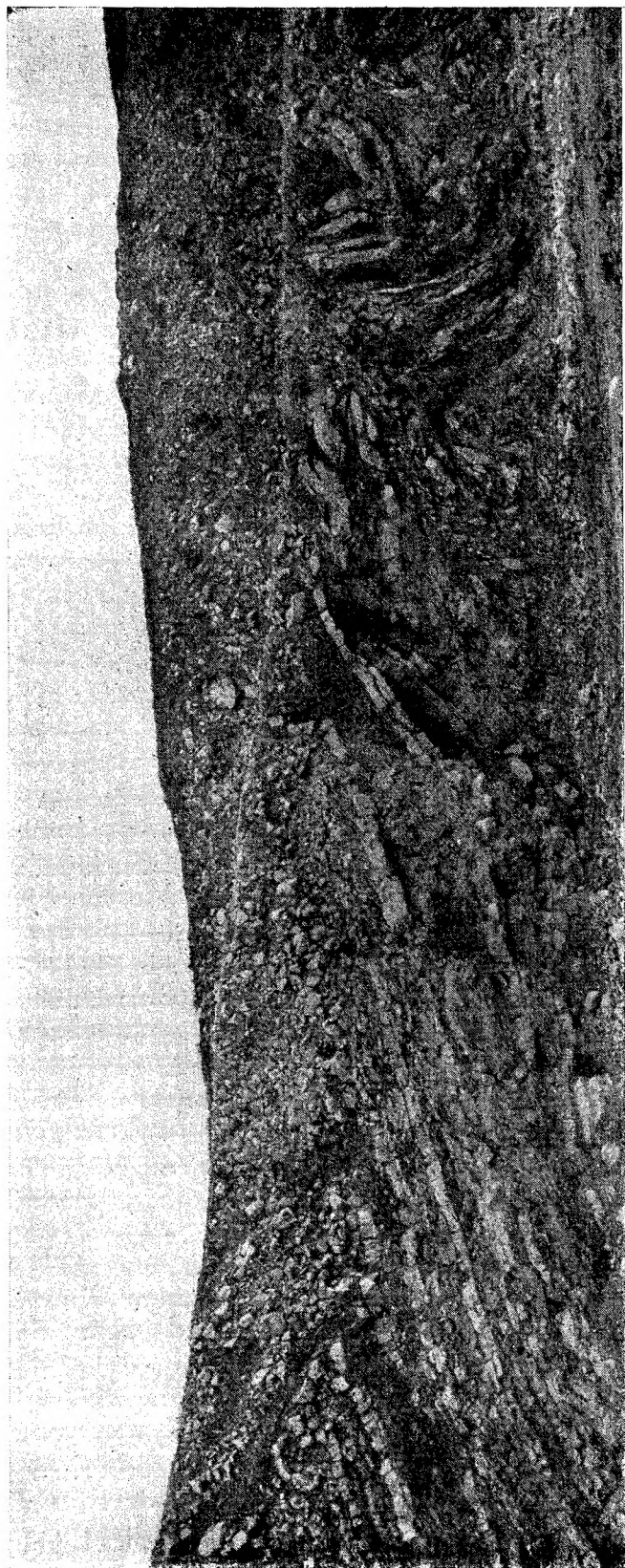
Na Kadzielni wyrażony jest łupkami i marglami zawierającymi prawie wyłącznie już faunę głowogonową, która świadczy o dalszym postępie zmian facjalnych w dewonie geosynkinalnym. Famen dolny reprezentowany jest tu przez dwa poziomy cheilocerowe dolny i górny z bardzo obfitą fauną głowonogów w towarzystwie szczątków licznych ryb pancernych. Wśród głowonogów wysuwają się na czoło goniatyty (*Cheiloceras*, *Tornoceras*) poza tym Ortocerasy, Cyrtocerasy, występujące niekiedy masowo, np. w skałce koło muru we wschodniej części kopalni (fot. 1).

W stropie tych warstw w kierunku Kielc odsłaniają się wyższe ogniwa famenu złożone z warstw klimeniowych, wśród których poziom annulatowy z *Platyclymenia annulata* odsłonięty jest na skrzyżowaniu ul. Spacerowej i szosy Krakowskiej

Z podanych wyjaśnień wynika więc, że począwszy od franu na omawianym obszarze w okolicach Kielc w rozwoju facjalnym zachodzą interesujące zmiany. Zmiany te postępują nie tylko w kierunku poziomym, lecz i pionowym, obejmując cały dewon po karbon włącznie.

Zgodnie z facjalnym rozwojem osadów postępuje też zmiana fauny, co daje się zaobserwować pięknie w porównaniu poszczególnych punktów poprzednio już wspomnianych.

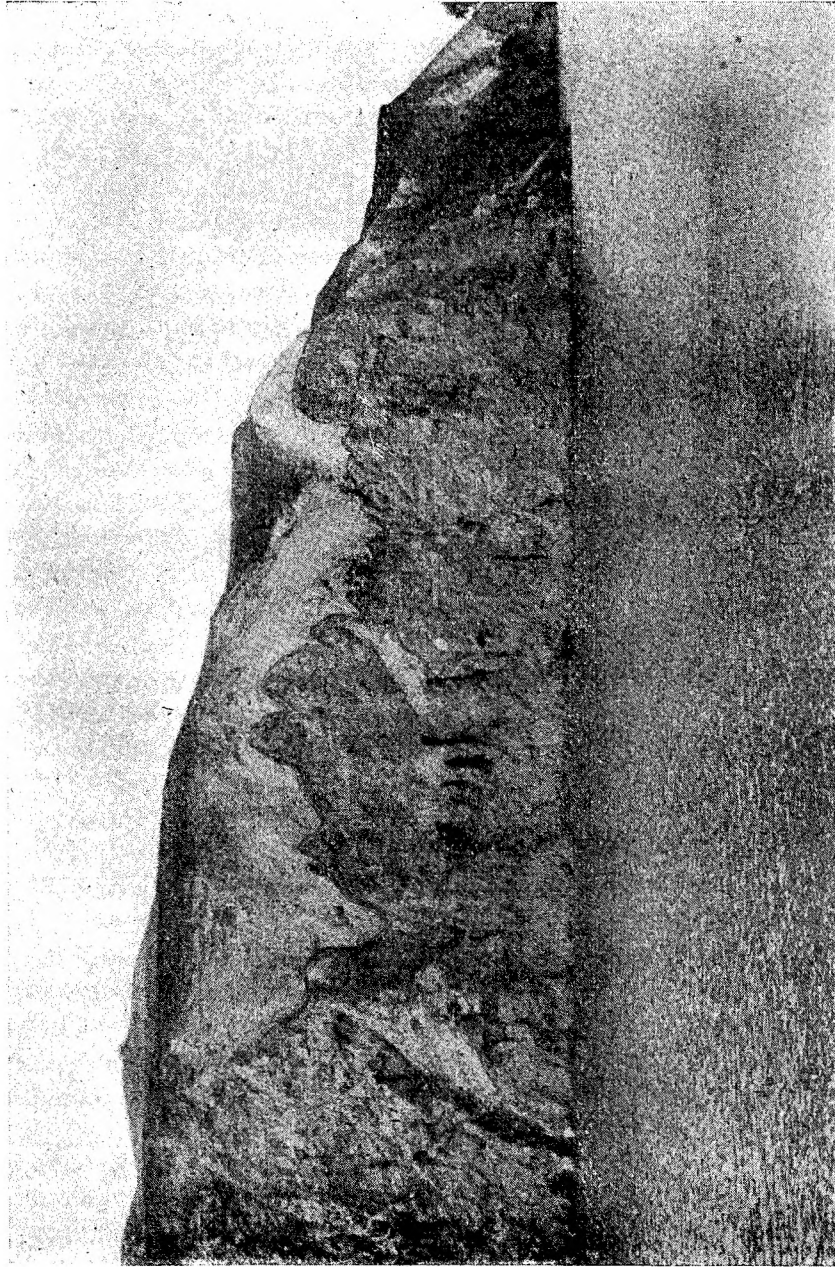
Kadzielnia w tym układzie jest b. ważnym i interesującym ogniwem, mieszczącym się na pograniczu facji czysto rafowej na zachodzie i mieszanej na wschodzie od Wietrzni począwszy.



Fot. 1

Kadzielnia. Strona wschodnia. Łupki z wkładami wapieni kostkowych. Famen — w. cheilocerowe.
Po stronie prawej ta sama seria silnie prześladowana w strefie poprzecznej dyslokacji.

Zdj. J Czarnocki



Fot. 2

Zdj. I. B. R. w Kielcach

Kadzielnia. Widok na ścianę zarzuconego głównego łomu kopalni. Wapienie skaliste franu z rozżartą powierzchnią krasową zakrytą przez pstre ropy psiego piaskowca. Poniżej powierzchni krasowej widoczne podłużne komory krasowe w wapieniach.

Tektonika

Kadzielnia stanowiąc odcinek południowego skrzydła synkliny kieleckiej jest wyodrębniona poprzecznymi uskokami ograniczającymi ją od wschodu i zachodu.

W obu kierunkach obserwujemy niby antyklinalny układ warstw zniżających dewon silniej w części wschodniej niż zachodniej. Na pograniczu franu i famenu po stronie wschodniej góry biegnie strefa dyslokacyjna, widoczna dobrze w płaszczyźnie uskokowej w wapieniach franu oraz wyżej w famenie — strefie silnie zmiętych łupków i margli cheilocerowych. Z tą strefą związane jest szybkie zniżanie się famenu ku wschodowi, wywołane fleksurowym przegięciem warstw.

Kras

Kadzielnia posiada doskonale zachowane zjawiska krasowe. Szczególnie od strony północnej obserwujemy kras triasowy. Znaczną przestrzeń wapieni skalistych pokrywają pstre, głównie białe kaolinowe i krwiste ily triasu wypełniające głębokie kotły (fot. 2). Niemniej dobrze wyrażone są zjawiska krasu młodszego, szczególnie w najwyższej wyniesionej, skalistej chronionej partii Kadzielni. Zachowała się tu jeszcze jaskinia wypełniona namuliskiem o charakterze mułkowym typu lessowego z bogatą fauną gryzoniów, wśród których znalezione zostały szczątki nosorożca i niedźwiedzia jaskiniowego.

W innych punktach wymienionej partii skalnej odsłonięte były komory krasowe wypełnione przez terra-rossa, niekiedy wtórnie scementowanej kalcytem naciekowym i krystalicznym z gniazdami masowo nagromadzonych szczątków gryzoni stepowych.

IV. Góry Sluchowice — Czarnów

Z odmiennie wykształconym franem facji łysogórskiej zaznajomimy się w północnym skrzydle synkliny kieleckiej.

W pierwszym od wschodu kamieniołomie odsłonięta jest górna część franu. Posiada on charakter osadów szelfowych, wyrażonych wapieniami cienkoławicowymi często bitumicznymi. Niższe poziomy odsłonięte są w następnym kamieniołomie, gdzie u podstawy całej serii występują łupki i margle

z *Leiorynchus polonicus*. Nad nimi mieszczą się bardziej gruboławicowe wapienie o charakterze deftrytycznym, wreszcie poprzednio oglądane wapienie zrostkowe, płytowe, margliste i bitumiczne.

Stratygrafia i facje

Cały fran jest tu wyrażony facją wybitnie różniącą się od kadzielniańskiej zbliżonej do Wietrzni, jednak w rozwoju swym posuniętej jeszcze dalej i zbliżonej bardzo do franu o podobnym wykształceniu jak w Radlinie i Górnio.

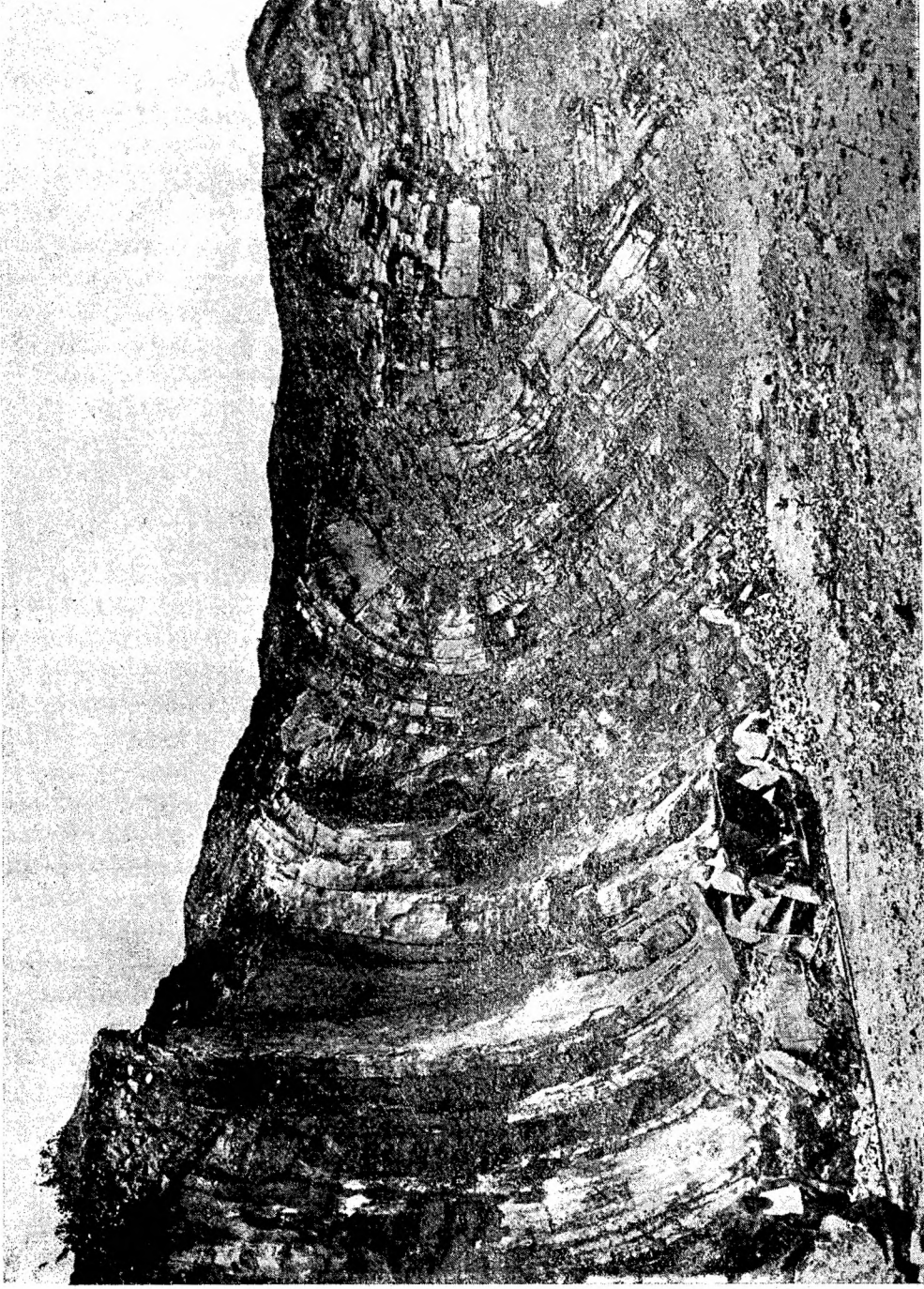
Facja ta odznacza się znaczną bituminizacją osadów, dużym udziałem skał marglistych i zmiennym rytmem sedymentacji. Fauna na ogół uboga, rozrzucona, złożona głównie z brachiopodów z b. nielicznymi pojedynczymi koralami. Z tych powodów stratygrafia ściślejsza jest tu trudna do ustalenia.

Fran w tym wykształceniu jest bardzo zbliżony do famenu, z którym wiąże się przejściem nieuchwytnym i trudnym do rozgraniczenia. Na południe od kamieniołomu, w kierunku na Karczówkę, w polach odsłania się famen złożony z margli wapiennych z łupkami, wapieniami zrostkowymi z *Posidonia venusta*, formą najbardziej rozpowszechnioną. Fauna na ogół jest b. uboga i charakterystyczna dzięki obecności ślepych phacopsów (*Trimeroccephalus criptophtalmus* i *T. typhlops*). Famen wyróżnia się poza tym wkładkami czerwonych wapieni i margli. Obecność czerwonego zabarwienia w dewonie po raz pierwszy zjawia się w famenie, co stwierdziliśmy już na Kadzielni (war. dolno-cheilocerowe).

Tektonika

Cała seria franu w północnym skrzydle jest intensywnie przefaladowana. Fałdy są obalone w kierunku południowym i nasuwają się na silne obniżenie synkliny kieleckiej. Zaburzenia te są związane z intensywnymi objawami tektoniki hercyńskiej strefy łysogórskiej (fot. 3).

Są one wyrażone nasunięciami, z których najbliższe (patrz mapa ark. Kielce) położone jest na północy w obrębie fałdu niewachłowskiego. Silne przefaladowanie franu wiąże się ze zluźnianiem się mas dewońskich w kierunku depresji.



Fot. 3

Zdj. I. B. R. w Kielcach

Czarnów. Góra Śluchowice. Jeden z elementów tektonicznych silnie przełamowanego
fronu w północnym skrzydle synkliny kieleckiej.

Dzień 2-gi Zjazdu

Wyjazd z Kielc przez Św. Krzyż do Rudek, Bodzentyna i powrót przez Św. Katarzynę do Kielc.

Punkty obserwacyjne:

- I. Radlin — Kulm i budowa synklinorium kieleckiego.
- II. Św. Krzyż — Stratygrafia i stosunki facjalne kambru, ordowiku i syluru. Tektonika i geomorfologia pasma łysogórskiego.
- III. Rudki i okolice Słupi Nowej — Budowa dyslokacji łysogórskiej.
- IV. Kopalnia „Staszic“ w Rudkach — Skład chemiczny rud i warunki eksploatacji górniczej złoża w kop. „Staszic“ (inż. Cz. Poborski). Złoże rud żelaza. Znaczenie gospodarcze pirytu w Rudkach (inż. R. Krajewski). Ogólne uwagi o tektonice łysogórskiej.
- V. Świętomarz — Profil żywetu górnego (facja fliszowa). Pstry piaskowiec.
- VI. Góra Miejska pod Bodzentynem — Devon dolny w pasmie klonowskim.
- VII. Wzorki — Anomalia magnetyczna p. św. Katarzyną.
- VIII. Krajno — Charakterystyka geomorfologiczna pasma łysogórskiego — profil kambru środkowego w kamecznicy kraińskiej.

Materiał kartograficzny do 2-go dnia Zjazdu:

Mapka itinerarów XX Zjazdu P. T. G.

Arkusz Kielce mapy geologicznej w skali 1 : 100 000

Mapa geologiczna okolic Rudek w skali 1 : 4 000 (rys. 7)

Mapa strefy dyslokacyjnej między Bostowem i Rudkami (rys. 8).

Założeniem drugiego dnia Zjazdu jest zaznajomienie się z geologią regionu łysogórskiego. Przybliżoną południową jego granicę stanowi rozległa dyslokacja, ograniczająca od południa pasmo łysogórskie (nasunięcie łysogórskie).

Z pojęciem tego regionu wiąże się zespół zagadnień swoistych, do których należą przede wszystkim jego właściwości paleogeograficzne i tektoniczne. Region łysogórski w odróżnieniu od kieleckiego odznacza się znacznie pełniejszym rozwojem stratygraficznym serii paleozoicznej, odmiennym rozwojem facji przy niewspółmiernie dużej miąższości

osadów, posiadających często charakter zbliżony do fliszu lub typowo fliszowy.

W związku z tym styl tektoniki tego obszaru posiada swoisty charakter.

Przejazd z Kielc do Bielin ma miejsce środkiem depresji (synklinorium), dzielącej region łysogórski od kieleckiego. W budowie tej części Gór Świętokrzyskich udział biorą głównie młodsze ogniwa stratygraficzne, od dewonu środkowego po karbon dolny (kulm) włącznie.

I. Radlin

Kulm i budowa synklinorium kieleckiego

W przekopie odsłonięcie szarogłazów z *Posidonia becheri* i szczątki roślin z *Calamites* i *Lepidostrobus*. Charakterystyczna facja dla regionu świętokrzyskiego.

Kulm odsłonięty przypadkowo w Radlinie należy do najwyższej jego części charakterystycznej w tym wykształceniu dla całego synklinorium od okolic Kielc począwszy przez Łagów i dalej po Opatów prawie. Jest on odsłonięty w nielicznych tylko punktach, np. w Górnio, a najlepiej w okolicy Łagowa, gdzie najpierw ustalony został jego związek z dewonem.

W Zarębach pod Łagowem, następnie w Górnio, w Leszczynach i w Bęczkowie famen najwyższy wykształcony jest pstryimi łupkami z fauną trylobitową: *Typhloproetus*, *Cyrtosymbole*, *Phacops*, nad którymi spoczywają czarne łupki blaszkowe z lidydami, to początek kulmu, później pstre łupki lokalne z tufitami z bogatą fauną z *Phillipsia* cf. *aequalis* i wielu innymi gatunkami. Nad nimi spoczywa seria czarnych łupków ze sferosyderytami (eksploatowanymi dawniej w okol. Łagowa) z *Posidonia becheri*, wreszcie gruba seria szarogłazów piaszczystych lub kwarcytowych (Lechów — Lechówek) przekładanych łupkami z obfitą nieraz siewką roślinną. Te właśnie warstwy oglądamy w Radlinie.

Kulm tego obszaru wyróżniający się zupełnym brakiem wapieni reprezentuje fację łysogórską, różniącą się od kulmu facji kieleckiej. Rozwój ostatniej poznamy w 3-cim dniu Zjazdu w okol. Chęcín (Gałęzice).

Stosunek kulmu w Radlinie do starszych ogniw karbonu i dewonu jest widoczny w odsłonięciach bardzo niekompletnych. Na północ od przekopu w maleńkiej grzędzie widoczne są margle zrostkowe środkowego famenu, a na południu łupki krzemionkowe (początki karbonu), wreszcie gruba seria margli i wapieni zrostkowych famenu.

Kulm radliński wypełnia jedną z wielu niecek synklinorium, której głębokość zaakcentowana została obecnością najwyższych jego poziomów. Niecka w Radlinie posiada budowę asymetryczną jest wąska i przechylona ku południowi z północnym skrzydłem nasuniętym o budowie skomplikowanej.

Komplikacje te pozostają w związku z przechyleniem wszystkich niecek i antyklin synklinorium ku południowi. Dzieje się to pod wpływem wielkiego nasunięcia antykliny łysogórskiej.

W Górnem, nie zatrzymując się, przejeżdżamy koło kamieniołomów w górnym dewonie (fran) wykształconym w facji łysogórskiej.

Fran stanowi tu jeden z fałdów dzielących kulm depresji na przedpolu nasunięcia łysogórskiego.

Od Górna i Woli Jachowej droga wkracza na obszar objęty fałdem łysogórskim. W Bielinach przekraczamy fałd dolnodewoński (bieliński), wynurżający się spod nasunięcia łysogórskiego ku wschodowi. Od fałdu tego dzieli go podrzędna, wąska synklina bartoszewińska, przytykająca od południa do czoła nasunięcia łysogórskiego.

Fałd bieliński (vel małacentowski), począwszy od Bielin, ciągnie się aż po Ząbkową Wolę pod Łagowem. Na przestrzeni tej oś jego stopniowo podnosi się, po czym w wymienionej miejscowości raptownie zanurza się na osi transwersalnej depresji.

Fałd ten posiada asymetryczną budowę, jest przechylony ku południowi, a z tym wiążą się pewne komplikacje w wewnętrznej jego budowie.

II. Św. Krzyż

Stratygrafia i stosunki facjalne kambru

Fałd łysogórski posiada budowę wybitnie asymetryczną. Od południa ku północy obserwujemy kolejne następstwo

coraz młodszych elementów stratygraficznych. Kambr — głównie środkowy, morfologicznie najsilniej wyrażony, jako kwarcyt łysogórski z charakterystycznymi gołoborzami występującymi w kilku strefach w związku z naprzemianległym układem pakietów łupkowych i kwarcytowych. Kambr górny na skłonie północnym wyrażony jest podobną serią osadów (fot. 4).

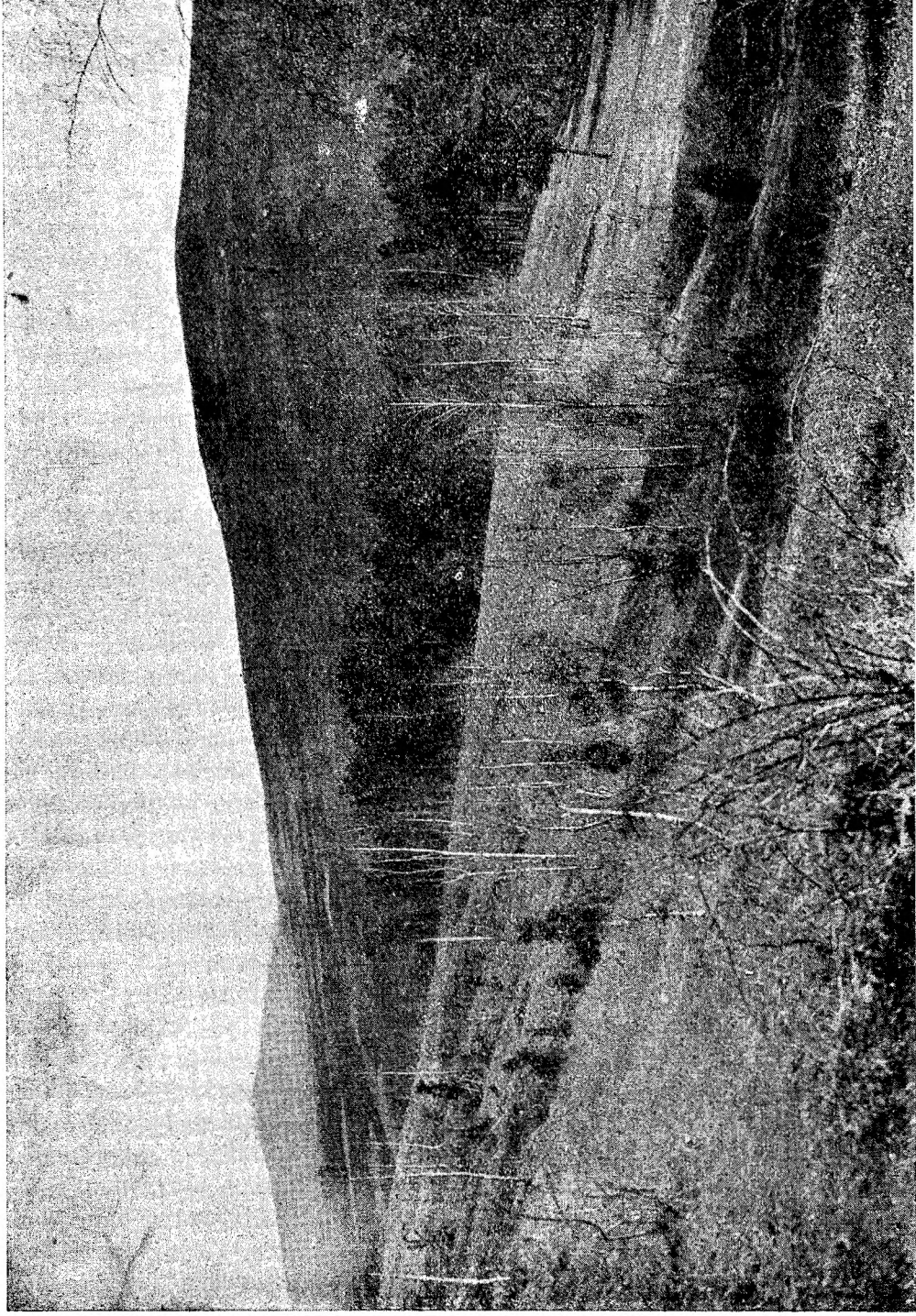
Jego grubość jest mniejsza i skład litologiczny bardziej zmienny. Kwarcyty gruboławicowe występują tu podrzędnie, przeważają natomiast kwarcyty cienkoławicowe, przekładane łupkami, szarogłazami, a nawet łąkami zbliżonymi do kaolinowych. Wydatny udział przyjmują łupki szare z fauną górnego kambru z *Peltura scarabeoides*, *Spherophthalmus* itd.

W kambrze górnym, po raz pierwszy w rejonie łysogórskim, zjawia się fauna i to w wyższych poziomach. W kambrze środkowym (kwarcyt łysogórski) poza obolidami, nielicznymi zresztą, brak fauny. Występuje ona dopiero poza strefą łysogórską — na pograniczu z kielecką, np. w G. Pieprzowych p. Sandomierzem, a najobficiej w G. Słowcu pod Orłowinami w regionie kieleckim. W osadach kambru środkowego i górnego w pasmie łysogórskim obserwujemy wyraźny wpływ pobliza starych łądów. Wyraża się to obecnością laterytyzacji osadów z pstrym i czerwonym zabarwieniem, łąkami kaolinowymi, wreszcie udziałem skaleni w drobnych żwirkach. Liczne ślady pełzania robaków *Crutziana*, ślady falowania, zmienność osadów klastycznych wskazują również na poblize łądu.

Kambr łysogórski reprezentuje odrębny układ stosunków facjalnych i stratygraficznych niż kielecki. W łysogórskim istnieje pełniejszy rozwój kambru z tym jednak, że obecność w nim dolnego kambru jest jeszcze problematyczna. W kieleckim natomiast panuje głównie kambr dolny z częściowo dochowanym — środkowym.

Geomorfologia pasma łysogórskiego

Pasma główne, stanowiące najwyższą część górotworu świętokrzyskiego, zawdzięcza swe ukształtowanie morfologiczne właściwościom litologicznym budujących je skał. Południowe zbocze zbudowane jest w przewodzie z łupków,

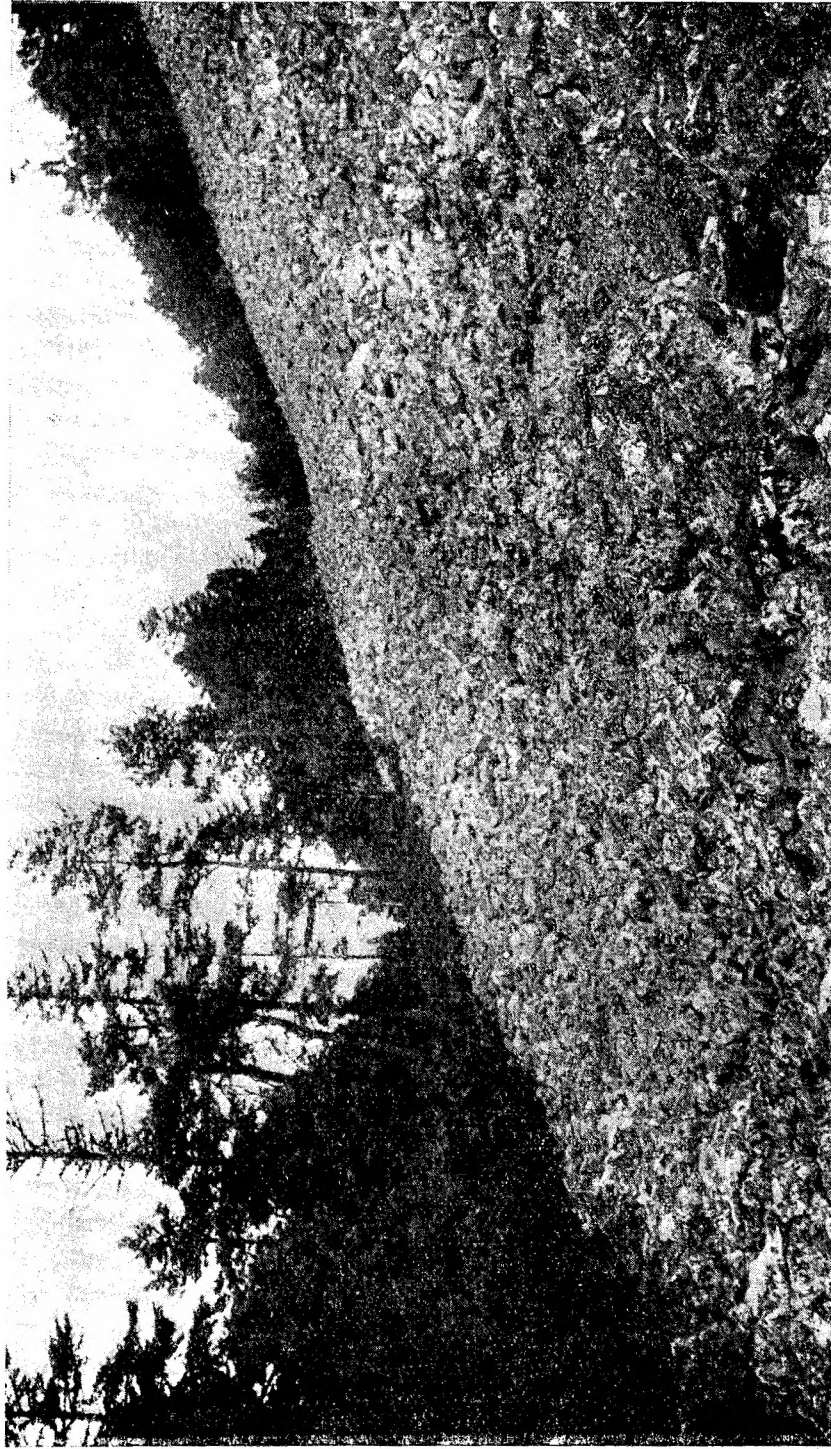


Fot. 4.

Zdj. J. Czarnocki

Pasma łysogórskie z widokiem na przełom Lubrzanki w obrębie uskoku dzielącego g. Kamień od g. Radoszowej. W partii szczytowej kwarcyt łysogórski śr. kambru, a na zboczu seria kambru górnego.

Na planie ostatnim g. Św. Katarzyny (Łysica).



Fot. 5

Św. Krzyż (Łysa Góra). Goloborze kwarcytowe (kambryjśkie). Połączenie z goloborzem kwarcytowym z dwiema strefami kwarcytowymi.

Zdj. J. Czarnocki

szarogłazów, z mniejszym znacznie udziałem kruchych kwarcytów, należących do kambru środkowego i być może dolnego. Z tych powodów posiada ono łagodne formy. Środkowa część, najsilniej zaznaczona, składa się z kwarcytów gruboławicowych, prześladowanych naprzemianlegle z łupkami. Szereg ław kwarcytowych, przegradzanych łupkami, powoduje tarasowy charakter stromo opadającego zbocza północnego pasma i ostre formy grzbietowej części. Rumowiska kwarcytowe pochodzące z okresu peryglacialnego pokrywają tarasy łupkowe. Są to gołoborza, których regularny przebieg w środkowej, najwyższej części pasma, ilustruje pięknie mapa w skali 1 : 25 000.

Nieprzepuszczalne podłoże tarasów łupkowych decyduje o powstawaniu licznych źródełek, dających początek wielu potoczkom rzeźbiącym silnie północne zbocze. Po stronie południowej jest ono inaczej urzeźbione z rzadszą siecią potoków. Rzeźbę tego zbocza akcentują głębokie wąwozy tnące pokrywę lessową, sięgającą wyżej po stronie południowej pasma głównego niż po północnej.

Jeśli chodzi o less, to strzępy jego rozrzucone są na całej przestrzeni szczytowej pasma.

Poza tym na zboczu południowym less tworzy zwartą powierzchnię. Nie dochodząc do klasztoru na Św. Krzyżu, w odległości około 1 km od niego na zachód, zwiedzamy jedno z piękniejszych gołobórz pasma głównego

Tu wyróżnia się ono połączeniem się 2 ponad sobą położonych stref gołoborzowych, opadających pięknymi kaskadami ku północy na tle wspaniałego krajobrazu łysogórskiej krainy.

Gołoborza na Św. Krzyżu wyróżniają się od podobnych na Św. Katarzynie większymi rozmiarami i rumowiskiem złożonym z mniejszych głazów (fot. 5).

Rozległa przestrzeń, na północ od pasma położona, obejmuje sylur. Jest on złożony z łupków i szarogłazów, wypełniających dolinę podłużną ciągnącą się równolegle do pasma głównego od Kajetanowa na zachodzie, aż po Słupię i dalej ku wschodowi.

Tektonika

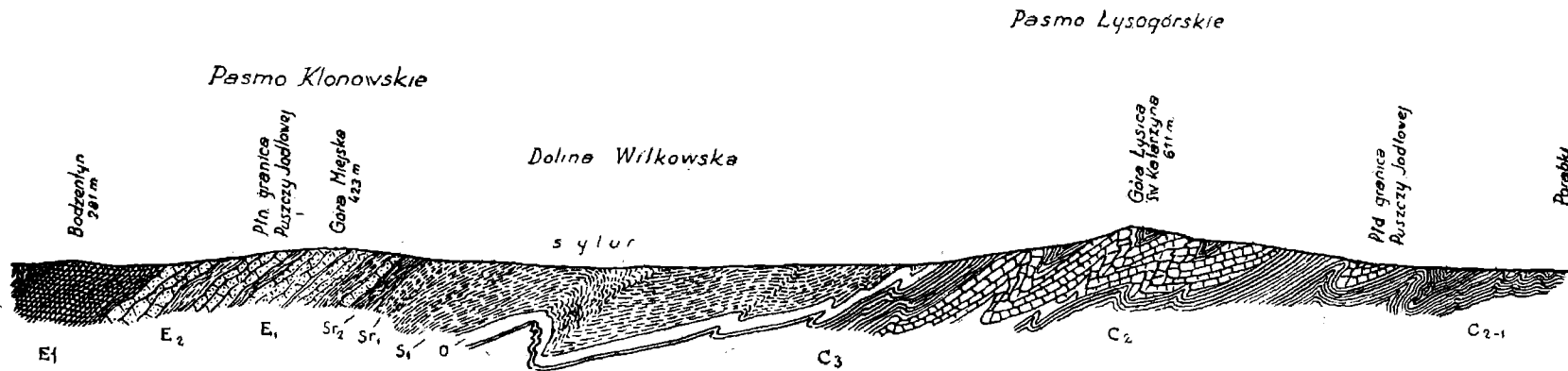
Jak wynika z podanych wyjaśnień pasmo główne reprezentuje śródfałdzie antykliny łysogórskiej. Posiada ono budowę asymetryczną złożoną z licznych drobnych fałdów o układzie wskazanym na załączonym profilu poprzecznym (rys. 6).

Fałd łysogórski reprezentuje największą jednostkę strukturalną w całym górotworze świętokrzyskim. Jest on związany z odrębnym stylem budowy cechującej region łysogórski. W porównaniu z kieleckim wyróżnia się większą rozpiętością form tektonicznych przeważnie nachylonych lub nasuniętych ku południowi. Fałd łysogórski wiąże się z orogenezą hercyńską, lecz początki jego sięgają w głąb do jeszcze starszej orogenezy—kaledońskiej. Wówczas obecność tego fałdu zaznaczyła się formą embrionalną, która już wtedy decydowała o zmianach w układzie stosunków facjalnych na pograniczu syluru i dewonu dolnego (zlepieńce miedzianogórskie).

W obrębie Św. Krzyża znajdujemy się na wielkim skrećcie pasma głównego, które raptownie kończy się na Św. Krzyżu. Dalsze jego przedłużenie widzimy w Górze Jeleniowskiej, stanowiącej początek opatowskiego odcinka pasma łysogórskiego. Skręt ten wywołany został obecnością transwersalnej dyslokacji o charakterze fleksury, obniżającej wschodnie jej skrzydło. Jest to dyslokacja łysogórska związana z siecią dyslokacji zbliżonego typu, które w kolejnym rozwoju od zachodu ku wschodowi obniżają maszyn łysogórski w kierunku rozległego zapadliska północno-wschodniej części Gór Świętokrzyskich.

Charakterystyczne, że taki układ dyslokacji związany jest wyłącznie z obszarem łysogórskim. Obszar ten jest niezależny od silnie wyniesionego starego zrębu kieleckiego obciętego podłużną dyslokacją łysogórską, ciągnącą się na wielkiej przestrzeni od Sandomierza po Miedzianą Górę i dalej ku zachodowi w obrębie triasu (por. mapkę itinerarów). Niezależność w budowie obu regionów zaznacza się jeszcze i tym, że gdy łysogórski zniża się ku wschodowi to kielecki od południa stale się wznosi. Wynikiem tego jest stopniowa ku wschodowi wymiana młodszych na starsze ogniwa paleozoiczne.

PROFIL FAŁDU ŁYSOGÓRSKIEGO.



Kambr: E_{2-1} — środkowy i dolny (?),
 E_2 — środkowy, seria łysogórska
 E_3 — górny.

Ordowik: O — górny, seria brzezińska

Sylur: S_1 — sylur dolny, seria graptolitowa
 S_2 — Sylur górny, seria wydrzyszowska
 Sr_1 — seria rzepińska dolna
 Sr_2 — seria rzepińska górna

Dewon dolny: E_1 — seria klonowska i barczańska (żedyn i siegen)
 E_2 — Ems dolny i górny

Dewon środkowy: E_f — eifel

Rys. 6

III. Rudki i okolice Słupi i Nowej

Budowę dyslokacji łysogórskiej fragmentarycznie poznajemy po drodze do Słupi, w jej okolicach, a najlepiej w Rudkach, w kopalni pirytu (kopalnia „Staszic“). Idąc ze św. Krzyża do Rudek, po zejściu z Łysej Góry, w pobliżu zabytkowej figury Św. Emeryka obserwujemy ostatnie skałki kwarcytu łysogórskiego. Są one położone po obu stronach traktu, na brzegu lasu. Skałki te noszą wyraźne ślady silnego zdyslokowania, spowodowanego położeniem kwarcytu na samej granicy poprzecznej dyslokacji, która, jak wspomnieliśmy, powoduje silne przesunięcie pasma ku południowi.

Stratygrafia

Ordowik górny

Schodząc ku Słupi Nowej zniżamy się stale ku obniżeniu rozległej doliny podłużnej, w obrębie której położona jest Słupia Nowa. Gruba pokrywa lessowa osłania podłoże tej doliny. W budowie jej udział przyjmuje głównie sylur, wykształcony jako potężna seria łupków i szarogłazów. Nieznaczna tylko część tej doliny zajmuje ordowik, obrzeżający kambry od strony północnej. Odślania się on na uboczu, poza naszą trasą. Jednak ze względu na interesujący jego udział w budowie tego obszaru godzi się choćby w skrócie wspomnieć o nim. Odślonięcia te położone są w Wólce pod Trzcianką, gdzie na niewielkiej stosunkowo przestrzeni widoczny jest ordowik górny, złożony z żółtych, ilastych łupków (w stanie niezwiędniętym margle) z bogatą fauną trylobitów, głównie *Trinucleus* i stratygraficznie wyżej nich leżących łupków krzemionkowo-ilastych, czarnych z graptolitami. Seria ta, reprezentuje wykształcenie ordowiku, znane tylko z facji łysogórskiej. Ordowik w Wólce silnie prześladowany spoczywa w kontakcie tektonicznym z kambrem środkowym. Pozostaje to w związku z południowym przedłużeniem dyslokacji łysogórskiej.

Sylur dolny

W związku z ordowikiem występuje tu najwyższa część syluru. Jest ona wyrażona w facji łupkowej z graptolitami b. zbliżonej do syluru Szwecji i Czech. Łupki te odślonięte zostały jedynie w studniach i pod pokrywą lessu. Sylur dolny

graptolitowy, podobnie jak i ordowik, ze względu na niewielką swą grubość zajmuje nieznaczną powierzchnię w północnym obrzeżeniu pasma głównego. Grubość tych osadów, w przybliżeniu wynosząca około 200 m, jest niewspółmiernie mała w stosunku do syluru górnego, który w północnym skrzydle fałdu łysogórskiego zajmuje kilka km szerokości.

Oczywiście tak rozległa powierzchnia syluru jest spowodowana przełałowaniem tych utworów, tym niemniej jednak rzeczywista grubość ich jest b. znaczna.

Sylur górny

Droga od św. Emeryka przez Słupię Nową, Serwis, aż po Rudki prowadzi po sylurze górnym. Na zboczu pasma jest on przykryty przez zsuwy zboczowe, a więc przez ility wietrzeniowe z głazami ostrokrawędzistymi kwarcytu. Są to utwory pochodzenia soliflukcyjnego o znacznym nieraz zasięgu zboczowym. W niższym położeniu zamienia je powłoka lessowa. Sylur odsłania się tu w niewielkich wysepkach w kilku punktach koło Słupi N. Dopiero większe przestrzenie zajmuje on w okolicy Rudek.

Idąc ze Słupi Nowej do Rudek większe odsłonięcia syluru płytko położonego spotykamy w Serwisie (zach. część wsi), a dalej w samych Rudkach, szczególnie zaś w Sosnowce. Na tym obszarze sylur reprezentowany jest przez dwa wielkie ogniwa: dolne — seria wydrzyszowska i górne — rzepińska. Pierwsza składa się z łupków ilastych, oliwkowych z szarogłazami, faunistycznie b. uboga, druga z łupków pstrych więc oliwkowych i czerwonych, szarogłazów i piaskowców z podrzędnymi wkładkami wapiennymi lub marglistymi. Udział piaskowców arkozowych dla serii tej jest b. charakterystyczny.

Seria rzepińska, zwłaszcza wyższa jej część, odsłonięta jest w trakcie na skrzyżowaniu z kolejką.

Niższa część odsłania się w przekopach w obrębie samej kopalni „Staszic“.

Czerwone zabarwienie skał serii rzepińskiej związane jest z początkiem wielkich zmian facjalnych, występujących na pograniczu syluru i dewonu, w przejściu facji morskiej w lądową typu oldredowego. Z tym przejściem w Świętokrzyskim związane jest kompletne niemal wygaśnięcie fauny morskiej.

IV. Kopalnia „Staszic“ w Rudkach

Zwiedzanie kopalni „Staszic“ w Rudkach rozpoczynamy od przeglądu profilu strefy dyslokacyjnej. Profil ten odsłonięty jest środkiem kopalni w sztucznym przekopie. W zachodniej części tego przekopu zwiedzamy cienkoblaszkowe łupki ilaste serii rzepińskiej nachylone ku wschodowi. Idąc ku wschodowi w kontakcie z sylurem widzimy b. silnie zdyslokowaną partię kwarcytu dolnodewońskiego zredukowanego tu do 1—1,5 m grub. Jest to szczątek serii d. dewońskiej, której normalna grubość wynosi 400—600 m i więcej. Ponad kwarcytem występują margle dolomityczne, należące do górnej części kuwину, wreszcie dalej dolomity margliste eiflu nachylone ku wschodowi. Oglądany tu profil reprezentuje wewnętrzne skrzydło dyslokacji łysogórskiej, w której dewon d. uległ bardzo silnemu wylaminowaniu. Pozostaje to w związku z położeniem tej serii na pograniczu między zachodnim podniesionym i wschodnim obniżonym skrzydłem tej dyslokacji (rys. 7).

W dalszym wschodnim przedłużeniu tego profilu, już w obrębie kopalni, istnieje następna zewnętrzna płaszczyna dyslokacji łysogórskiej. Z nią bezpośrednio związane jest złożo w Rudkach.

W wielkim wykopie kopalni obserwujemy złożo syderytu, spoczywające bezpośrednio w stropie głównego złoża, jakim jest piryt. Bezpośrednio nad złożem odsłonięte są różnego typu ily rudonośne z gniazdami haloizytu łącznie z rudami utlenionymi (limonit), stanowiącymi czapę złoża.

Złożo pirytu z nadległym syderytem, jak wspomnieliśmy, związane jest z drugą płaszczyną dyslokacyjną zewnętrzną (staszicowską). W obrębie północnej części kopalni w wykopie biegnie ona na pograniczu dolomitów eifelskich i żyweckich.

Załączony profil ilustruje pełny przekrój poprzeczny dyslokacji łysogórskiej (rys. 8). Widać w nim, że złożo związane jest z zewnętrznym ramieniem dyslokacji, natomiast w wewnętrznym objawy mineralizacji wyrażone są stosunkowo bardzo słabo lub brak ich zupełnie.

Wzajemny stosunek obu ramion dyslokacji łysogórskiej ilustruje załączony szkic (rys. 9).

Złożo pirytu wiąże się z dyslokacją w Rudkach na przestrzeni wynoszącej około 500 metrów (por. mapę geol. Rudek — rys 7.)

W kierunku południowym zanika ono, a północny przebieg mało jeszcze znany, obecnie jest badany przez P. I. G. między Bostowem i Rudkami. Stwierdzone w Bostowie wyraźne objawy mineralizacji mogą być w związku ze złożem, ciągnącym się na znacznie większej przestrzeni niż to dotychczas zostało stwierdzone w Rudkach. Profil tej strefy dyslokacyjnej badany jest obecnie przy pomocy otworów wiertniczych. Pozwolą one na wyjaśnienie stopnia mineralizacji tego odcinka dyslokacji. Dotąd uzyskane wyniki, poza potwierdzeniem obecności strefy zaburzeń i ujawnieniem b. silnego w niej przetasowania różnych poziomów dewonu, stwierdzały obecność znacznej mineralizacji dolomitów, szczególnie w otw. Nr 3. Wyraża się ona silnym spirytywaniem dolomitów (głęb. 86—89 m) podobnie, jak w obrębie złoża na kop. „Staszic“.

Warunki odbudowy złoża

O składzie chemicznym rud i warunkach górniczych eksploatacji złoża rud. kop. „Staszic“ w Górach Świętokrzyskich udziela zwiedzającym informacji inż. Cz. Poborski.

„Kopalnia Staszic“ zajmuje w Polsce wyjątkowe miejsce, tak pod względem geologicznym jak i górniczym. Posiada znaczne zasoby i pierwszorzędny gatunek minerałów użytecznych. Sposób odbudowy stosowany na kopalni „Staszic“ nie ma podobnego w naszym kraju.

Zasoby pirytu stawiają złożo Staszic w rzędzie złóż pirytu średniej wielkości w skali światowej.

Skład chemiczny eksploatowanych rud, w próbie suchej, przedstawia się następująco:

Piryt-miał	46,60—50,97	% S	średnio	48,87	% S
„ skalisty	40,57—47,35	„ S	„	44,29	„ S
Hematyt	45,09—52,04	„ Fe	„	48,49	„ Fe
oraz	0,72— 3,90	„ S	„	2,03	„ S
Syderyt			„	42,42	„ Fe
oraz			„	1,98	„ S

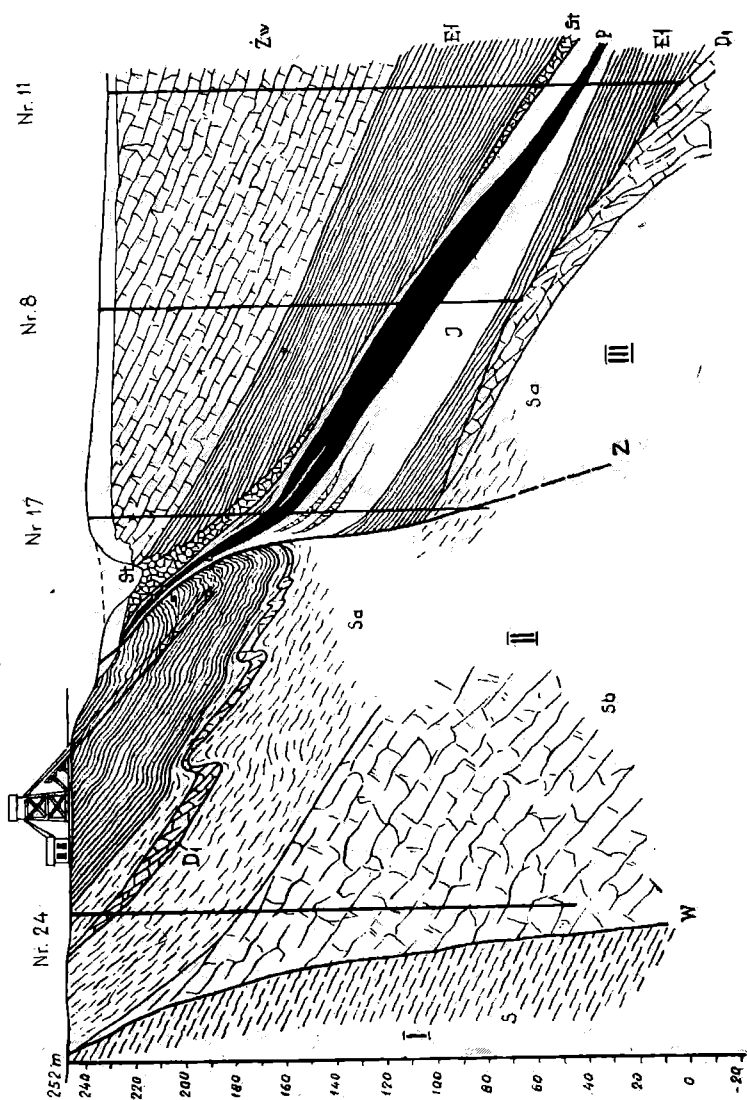
Zawartość siarki w hematycie i syderycie pochodzi częściowo od zanieczyszczenia pirytem podczas eksploatacji.

Warunki górnicze w jakich znajduje się złożo Staszic są wyjątkowo trudne. Można je przedstawić następująco:

Złożo pirytu jest na ogół pojedynczą żyłą szczelinową o znacznym upadzie i o dużej nieregularności zalegania. Zmie-

**Profil poprzeczny Łysogórskiej strefy dyzlokacyjnej,
oraz złoża w Rudkach.**

Skala 1:3000



Rys. 8

SYLÜR: S — seria rzepińska (ogólnie).

Sa — seria rzepińska, łupki oliwkowe.

Sb — seria rzepińska, piaskowce arkozowe.

DEWON DOLNY: D₁ — kwarcyty z wkładkami ilolupków i ilów.

DEWON ŚRODKOWY: Ef — Eifel, częściowo kuwin, margle i dolomity margliste.

Żw — Żywet, dolomity koralowe.

SERIA ZŁOŻOWA: P — piryt.

St — syderyt.

J — ily złożowe z rozproszonymi rudami.

DYSLOKACJE: W — wewnętrzna.

Z — zewnętrzna (staszłowska).

JEDNOSTKI TEKTONICZNE: I — Skrzydło zachodnie.

II — Wysad Rudek.

III — Skrzydło wschodnie (obniżone).

nia się zarówno kąt upadu jak i rozciągłość złoża. Również zmienia się miąższość, miejscami nawet dość gwałtownie, w granicach od 0,5 do kilkunastu i więcej metrów.

Te nieregularności złożowe są spotęgowane licznymi odgałęzieniami i nieregularnymi żyłami.

Głównej żyły pirytu towarzyszą syderyt i hematyt występujące na ogół w jej stropie. Zwłaszcza syderyty posiadają bardzo nieregularne wykształcenie. Miejscami złoża syderytu zanika całkowicie, miejscami znów osiąga bardzo dużą miąższość, zaś wtrącenia i gniazda tego minerału sięgają głęboko w otaczające skały (dolomity).

Piryt jako miał stanowi główną masę złożową. Jest to minerał drobnoziarnisty, mało zwięzły, który pod wpływem ciśnienia rozluźnia się i staje się sypki. Natomiast piryt skalisty występuje tylko w niektórych miejscach w środkowej i północnej części złoża i przedstawia sobą skałę bardzo zwięzłą i twardą. Hematyt jest substancją gliniastą, wybitnie plastyczną, a w miejscach przy dużym dopływie wody — półpłynną. Syderyt swą zwięzłością i twardością odpowiada mniej więcej dolomitowi.

Skałami otaczającymi bezpośrednio złoża pirytu i hematytu są przeważnie plastyczne ły i gliny.

Te specjalne warunki geologiczno-górniczne, a więc charakter masy złożowej, przeważnie sypkiej lub plastycznej przy udziale skały otaczającej, plastycznej, zmuszają do zastosowania specjalnego systemu odbudowy, który nie miał podobnego sobie w naszym kraju.

Piryt

Złoża odbudowuje się poziomami o wysokości 3,5—4 m. Każdy poziom połączony jest z szybem przecnicą i stanowi odrębną jednostkę eksploatacyjną. Odbudowa postępuje od góry ku dołowi. Praca odbywa się równocześnie w trzech poziomach, przy czym jeśli warstwa „n” jest główną eksploatacyjną, to wówczas warstwa wyższa „n-1” znajduje się w stanie likwidacji (wybieranie t. zw. resztek), zaś w warstwie niższej „n + 1” prowadzi się roboty przygotowawcze. Roboty przygotowawcze w warstwie „n + 1” powinny na tyle wyprzedzać odbudowę warstwy „n” aby w czasie końcowego stadium odbudowy tej ostatniej można było rozpocząć nor-

malną odbudowę warstwy „n + 1”. Wcześniejsze przeprowadzenie robót przygotowawczych w warstwie 12 szybu I spowodowało całkowite ich zawalenie się, nim przystąpiono do eksploatacji tejże warstwy.

Poszczególne warstwy odbuduje się „zabierkami” w kierunku od granic do szybu. Szerokość „zabierek” jest 3,5 do 4,0 m, długość jest zmienna i zależna od szerokości złoża, nie przekracza jednak na ogół kilkunastu metrów, zaś wysokość „zabierek” równa się wysokości warstw.

Utrzymanie wyrobisk w pirycie-miale przez dłuższy okres czasu jest trudne i trzeba je często przebudowywać. Również czasami trudność sprawia pędzenie wyrobisk. W kilku przypadkach musiano nawet zastosować odbudowę wbijaną.

Hematyt

Kopalnia „Staszic” odbudowuje głównie piryt. Hematyt i syderyt nieraz wysokowartościowe traktowano jako minerały poboczne i odbudowywano je tylko wtedy, gdy nie przeszkadzało to eksploatacji pirytu.

Hematyt występuje w postaci śmietany hematytowej i glin hematytowych. Jest to materiał wybitnie plastyczny. Utrzymanie w nim wyrobisk jest bardzo trudne. Odbudowa ulega zniszczeniu w krótkim czasie, a chodniki i „zabierki” bywają zaciskane nieraz tak szybko, że nie można nadażyć z ich przebudową i musi się je opuścić. Po pewnym czasie następuje tak dokładne zaciśnięcie wyrobiska, że w jego miejsce mamy hematyt o podobnej konsystencji, jak w nienaruszonej caliznie. Wtedy pędzi się nowe wyrobisko w miejsce dawnego. Czasami takie zaciskanie i ponowne pędzenie wyrobiska powtarza się kilkakrotnie, nim wreszcie nastąpi uspokojenie górotworu. W miejscach o dużym dopływie wody, hematyt jest półpłynnym i zalewa wyrobiska.

Hematyt odbudowuje się systemem „zabierkowym”, tymi samymi poziomami co piryt.

Syderyt

Poza pierwszym okresem odkrywkowej eksploatacji syderytu, odbudowywano na kopalni niewielkie jego ilości robotami podziemnymi, równocześnie z odbudową pirytu i hematytu. Odbudowuje się na ogół systemem „zabierkowym” tymi samymi poziomami, co piryt.

Ponieważ tak hematyt, jak i syderyt mieszczą się przeważnie w stropie złoża pirytu, odbudowa ich winna wyprzedzać odbudowę pirytu w danym poziomie eksploatacyjnym.

Wyrobiska pirytowe likwiduje się podsadzaniem. Jako materiału podsadzkowego używa się glin, urabianych na powierzchni. Wskutek znacznej ściśliwości materiału podsadzkowego, dochodzącej do 50% lub nawet więcej oraz wskutek niepełnego podsadzania, jako też niepodsadzania wyrobisk w syderytach i hematytach, utworzyło się nad złożem zapadlisko z czasem pogłębiające się.

Pożary pirytu

Do zjawisk utrudniających roboty górnicze w złożu Staszic należą pożary pirytu.

Już w kontakcie pirytu z glinami łupiny lub z gliną podsadzkową, w słabo przewietrzanych punktach kopalni można stwierdzić zagrzanie się pirytu. W starych nieszczelnie podsadzkowych zrobach, a więc pośród glin, gdzie pozostawiono resztki pirytu w kontakcie z drewnem przy dostępie powietrza szczelinami, następuje lokalne podniesienie temperatury, zapalenie się drewna, a następnie pirytu. Piryt przechodzi wówczas w tlenki Fe i wydziela SO_2 oraz inne gazy. Tak powstające pożary pirytu okazały się groźnym zjawiskiem dla kopalni.

Pożary początkowo starano się likwidować przez szczelne odizolowanie ogniska gliną od dostępu powietrza. Jednak było to bezcelowym wskutek wysychania i pęknięcia gliny. Więcej skutecznym okazało się wybieranie palącego się pirytu przy dojściu w strumieniu świeżego powietrza. W kilku takich wypadkach, aby wytworzyć korzystną cyrkulację powietrza i umożliwić dojście do ognia chodnikiem, przebijano z powierzchni otwory, trafiające w ognisko.

Co się tyczy pożarów pirytu, magazynowanego na powierzchni w zwałach, to zauważono, że łatwo zapala się grubszy sortyment urobku t. zw. piryt-grysik, zanieczyszczony glinami. Natomiast nie zdarza się to w czystym pirycie-miale. Można by to wytłumaczyć faktem, że gliny zanieczyszczające grubszy urobek, pod wpływem wilgoci atmosferycznej, ulegają z czasem rozpuszczeniu i wytwarzają otoczkę ciepłą pirytu.

O znaczeniu gospodarczym złoża pirytu w Rudkach

Informuje zwiedzających inż. dr R. Krajewski.

Kopalnia „Staszic“ eksploatuje piryt (markazyt), syderyt i hematyt. Mimo, że początkowo uruchomiono kopalnię dla eksploatacji syderytu i hematytu okazało się w jej dalszym rozwoju, że główne znaczenie gospodarcze posiada złożo eksploatowane jako złożo pirytu.

Wskazuje na to już sama produkcja, wynosząca ostatnio:

za rok 1946: syderytu	9334 ton
hematytu	7620 „
pirytu	28253 „

Świadczą o tym też i zapasy, które inż. Cz. Poborski szacuje globalnie na:

pirytu	2.800.000 ton
syderytu	1.310.000 „
hematytu	380.000 „
ponadto ily z pirytem	380.000 „
syderyt z pirytem	300.000 „

W ramach zaś nowoprojektowanej kopalni poniżej dzisiejszej odbudowy do poziomu + 100 względnie 120 *m n p. m.* według inż. A. Białaczkewskiego i autora

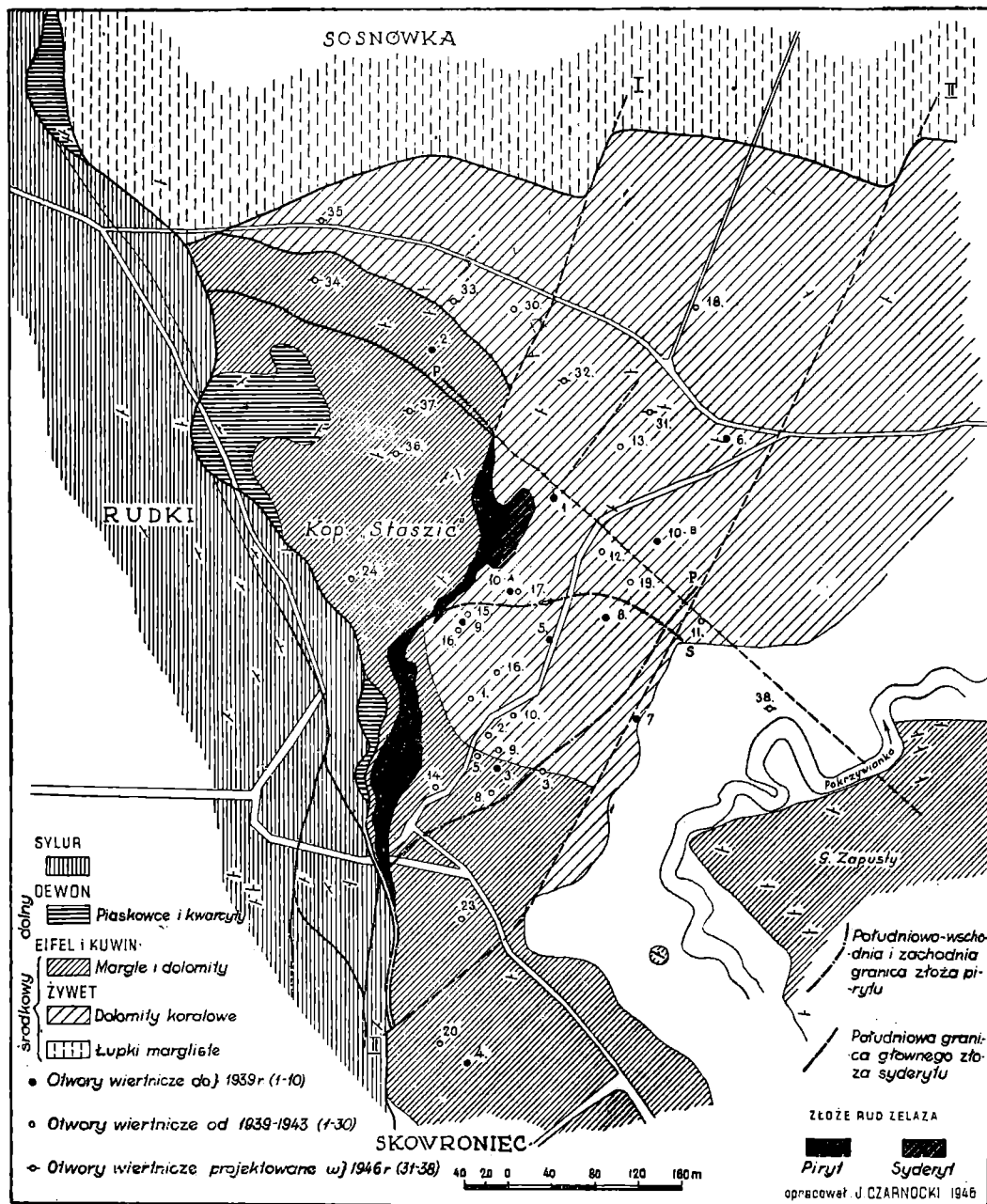
zasoby stwierdzone wynoszą okragło dla pirytu 1.400.000 ton
zasoby prawdopodobne w poziomie od + 100

do + 60 <i>m n p. m.</i>	270.000 „
dla syderytu zasoby prawdopodobne	350.000 „
„ hematytu „ „	150.000 „

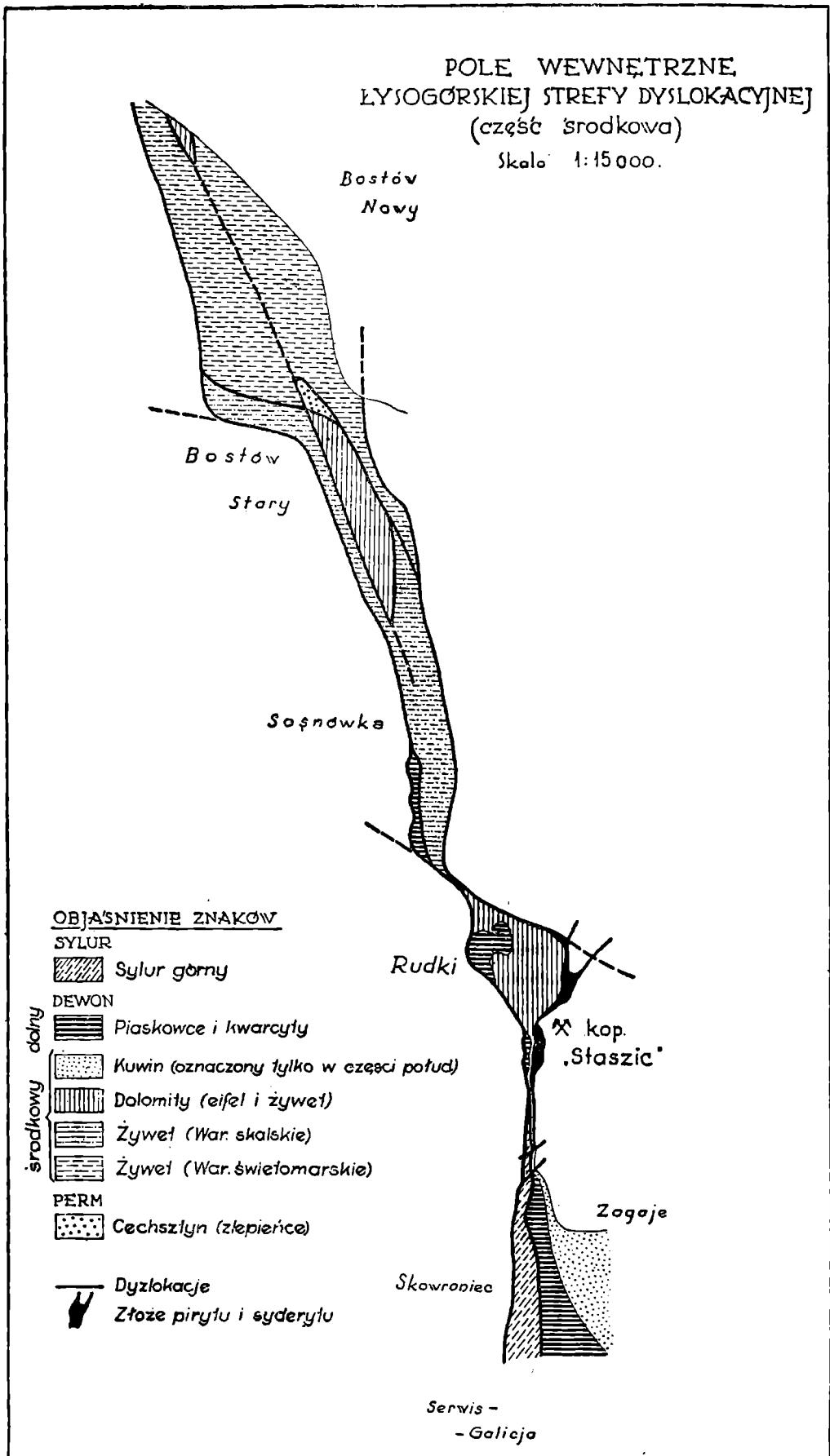
Zasobów stwierdzonych dla obu ostatnich wymienionych rud obliczyć nie można z uwagi na ich bardzo nieprawidłowe występowanie.

Główną rolę w złożu gra zatem — jak widzimy — niewątpliwie siarczek żelaza.

Siarczek żelaza (niezależnie, czy to jest jego modyfikacja rombowa — markazyt, czy regularna — piryt) ma zastosowanie przede wszystkim dla fabrykacji kwasu siarkowego.



Rys. 7.
Mapka geologiczna złoża rud żelaza kopalni „Staszic”
w Rudkach.



Rys. 9
Pole wewnętrzne łysogórskiej strefy dyslokacyjnej.

Na południe od kopalni, w najwyższym punkcie Rudek, obserwujemy ogólny układ i kierunek dyslokacji. Za punkt wyjściowy dla obserwacji służyć mogą z jednej strony dewon dolny w Górze Chełmowej i w G. Bostowskiej (G. Modrzewska). Pierwszy z nich położony jest po wewnętrznej stronie dyslokacji, a następny po zewnętrznej. Przesunięcie wychodni dewonu wynosi kilka kilometrów. Wzdłuż osi tej dyslokacji, między wspomnianymi płaszczyznami dyslokacyjnymi mieszczą się silnie zaburzone utwory dewonu, zwłaszcza dolnego (rys. 9). W punkcie, na którym stoimy obserwujemy partie kwarcytów silnie zbrekcjowanych i dzielących, podobnie jak w obrębie kopalni, od strony wewnętrznej sylur, od zewnętrznej zaś młodsze serie żywetu, a więc łupki górnożyweckie leżące w stropie dolomitów.

Dyslokacja łysogórska posiada bardzo rozległy zasięg ku północy. Dalszy przebieg jej jest nie zawsze łatwy do odcyfrowania, zwłaszcza ze względu na obecność pokrywy triasowej. W Bostowie oba skrzydła dyslokacji ku północy rozchodzą się, przyjmując dwa odrębne kierunki (por. rys. 9). Zachodni ginie w Bostowie Nowym pod pstrym piaskowcem i łączy się z dyslokacją Ponikły w Sierzawach, obcinającej od wschodu fałd bronkowicki. Wschodnie skrzydło łączy się z dyslokacją jadownicką obcinającą wschodnie przedłużenie fałdu bronkowickiego (fałd wydrzyszowski). Fałd ten w stosunku do bronkowickiego ujawnia silne przesunięcie mas paleozoicznych ku południowi.

Dyslokacja łysogórska, jak wspomnieliśmy, nie stanowi zjawiska odosobnionego. Jest ona związana z całym systemem dyslokacyjnym, panującym na północnym zboczu Gór Świętokrzyskich.

W tym układzie dyslokacja ta jest jedną z najdalej położonych ku zachodowi. Z nią wiąże się stopniowe zniżanie się mas paleozoicznych w kierunku wielkiego zapadliska północno-wschodniego obrzeżenia masywu świętokrzyskiego. Następne po łysogórskiej są dyslokacje strefy godowskiej, rządzącej rozmieszczeniem triasu, dalej strefa ożarowska (jura, kreda), wreszcie dyslokacja Wisły (kreda) a dalej jeszcze dyslokacja gościeradowska.

Dyslokacje te łączą w sobie dwa zasadnicze kierunki: Świętokrzyski o kier. NWN i SES i poprzeczny w stosunku do kieleckiego (E—W).

V. Świętomarz

Począwszy od Bostowa aż po Świętomarz jedziemy już po cechszynie, potem po triasie (pstry piaskowiec), przeważnie przykrytym przez less.

Ponowne odsłonięcie masy paleozoicznej obserwujemy dopiero w profilu świętomarzkim. Przecina on transwersalnie środek synkliny bodzentyńskiej, zbudowanej z najwyższych ogniów dewonu środkowego. W Świętomarzu nad rzeką Poniłą obserwujemy warstwy świętomarzske, stanowiące górną część grubej serii górnego żywetu. Posiadają one cechy facji fliszowej.

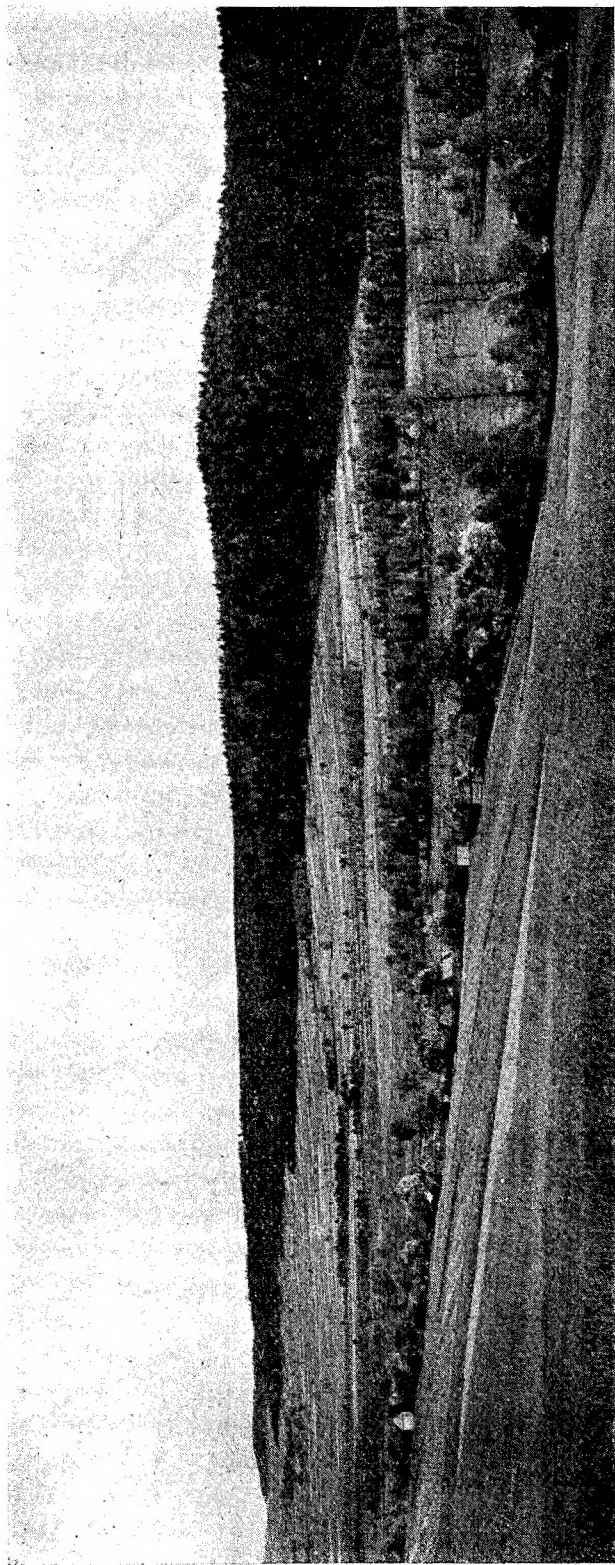
W profilu świętomarzkim są one szczególnie silnie zaburzone, co pozostaje w związku pośrednim z przebiegiem dyslokacji łysogórskiej.

Żywet łupkowy na rozległej przestrzeni między Sitkami i Świętomarzem jest kilkakrotnie sfałdowany. Dzieje się to w obrębie silnego skreću synkliny bodzentyńskiej, której oś na tym obszarze, dzięki dyslokacji łysogórskiej, zmienia kierunek odchylając się wydatnie ku pwsch. W pięknym odsłonięciu położonym w stromym urwisku Psarki oglądamy różne poziomy żywetu łupkowego. Wyjaśnić należy, że facja łupkowa dewonu środkowego stanowi właściwość regionu łysogórskiego i poza nim zasadniczo nie występuje. Reprezentuje ona 2 poziomy — skalski i świętomarzski. Z nich pierwszy wyróżnia się łupkowo-marglistym wykształceniem i bardzo bogatą fauną brachiopodowo-koralową, opisywaną przez różnych autorów (Zejszner, Gürich, Sobolew, Siemiradzki i inni) z różnych punktów profilu Świętomarz—Śniadka jak i z profilu Grzegorzewice—Skały.

Część górna złożona jest z łupków, w których wkładki wapienne zamieniane są stopniowo przez szarogłazy często mikowe, wreszcie piaskowce jasne wyglądem zbliżone do dolno-dewońskich.

Ta seria wyróżnia się obecnością (w dolnej części) fauny głowonogowej z goniatytami (*Maeneceras*) oraz obecnością czerwonego zabarwienia skał. Znaczna grubość osadów na równi z ich fliszowym charakterem świadczy o geosynklinalnym ich pochodzeniu.

Z profilem świętomarzkim, na całej jego przestrzeni między Śniadką i Świętomarzem, związane są wychodnie pstrego



Fot. 10

Pasmo Klonowskie. Widok od północnego zachodu.

Zdj. J. Czarnocki

piaskowca. Jest on nachylony słabo ku wschodowi w kształcie płyty, przykrywa ścięte masy żywetu synkliny bodzentyńskiej. Odslonięcia tej krawędzi pstrego piaskowca widoczne są we wschodnim zboczu doliny Ponikły w wielu miejscowościach.

Interesujący kontakt pstrego piaskowca z łupkami żywetu obserwujemy w przekopie szosy, nie dojeżdżając do Świętomarza od strony wschodniej. W kontakcie tym łupki żywetu są silniej zaburzone, co pozostaje w związku z ruchami i odkłuciem sztywnej masy triasu na granicy z dewonem. Pośrodku profilu, bliżej Sierzaw — na pograniczu dewonu i triasu, występuje niewielki płat cechsztynu. Cechszтын występuje tu zwykle w postaci nie wiążących się ze sobą strzępów.

VI. Góra Miejska pod Bodzentyńm

Z Świętomarza przez Bodzentyń prowadzi droga po dolomitach żywetu i eiflu. Odslonięcia ostatnich widoczne są w dolinie Psarki, podcinającej zbocze Góry Zamkowej w Bodzentyńm.

Z Bodzentyńa prowadzi droga poprzez przełom w pasmie klonowskim między Górą Miejską i Stawianą (fot. 10). W Miejskiej zwiedzamy odslonięcia dolnego dewonu reprezentowane przez piaskowiec cukrowy (skałka), skolitusowy i spiriferowy, stanowiące najwyższy poziom emsu (koblencu).

Wymienione tu poziomy tworzą najwyższą partię Góry Miejskiej i jej zbocze północne, w którym najczęściej są one przykryte przez zsuwy zboczowe a nadto też i less.

Po stronie południowej pod piaskowcem spiriferowym odsłania się piaskowiec plakodermowy, wreszcie znacznej grubości seria pstrych skał, źle odsłoniętych, złożonych głównie z łupków i szarogłazów o zabarwieniu zielonym i wiśniowym. Jest to seria reprezentująca dolną część dewonu dolnego, która facjalnie najwięcej upodabnia się do oldredu. W stosunku do tej facji stanowi ona przejście do facji morskiej. Poza fauną plakoderm (znaną jedynie z piaskowców) w facji plakodermowej serii barczańskiej brak fauny morskiej pozwalającej na ustalenie paralelizacji z dewonem nadreńskim, z którym dewon świętokrzyski pozostaje w b. bliskim pokrewieństwie.

Z dotychczasowych obserwacji wynika, że dewon dolny w regionie łysogórskim reprezentuje pełną i ciągłą serię osadów, z tym jednak, że dolna jego część odpowiadająca na zachodzie emsowi dolnemu, sigenowi i żedynowi, posiada charakter śródlądowy o swoistym wykształceniu facjalnym. Czas powstania tych osadów — między najwyższym sylurem i transgresją górnego emsu (koblencu) odpowiada znacznej przerwie stratygraficznej w regionie kieleckim. W tym regionie, dotkniętym ruchami orogenezy kaledońskiej, dewon dolny wykształcony jest bardzo niekompletnie i spoczywa niezgodnie na starszych, zgradowanych osadach predewońskich.

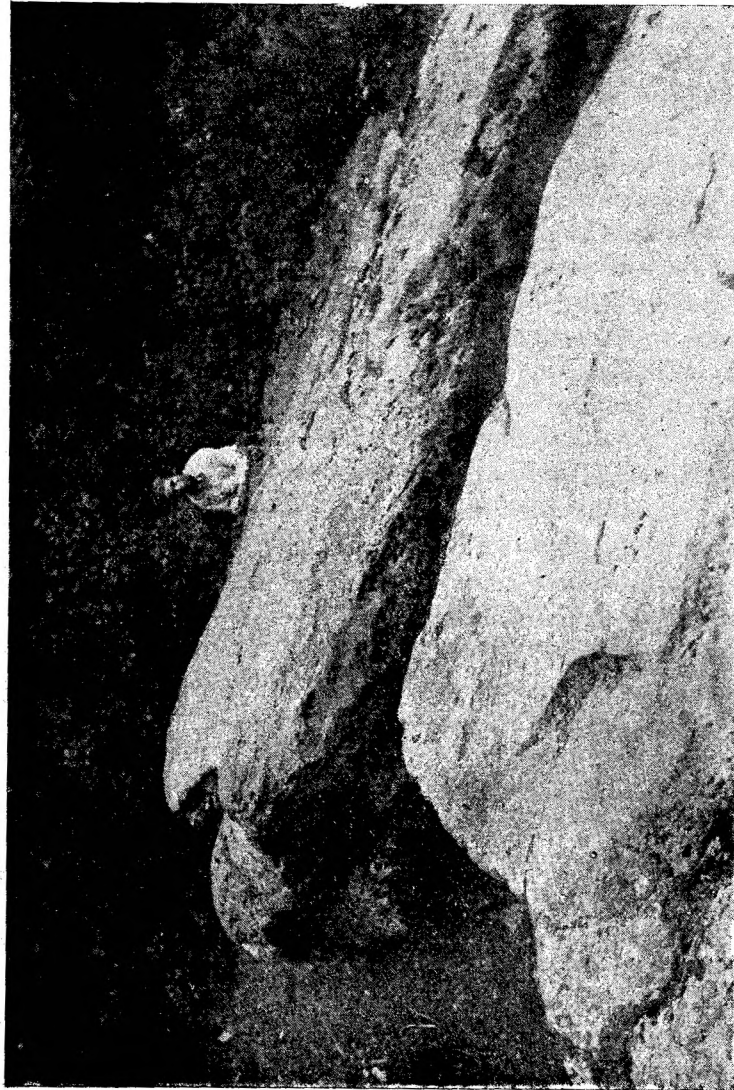
Góra Miejska i Stawiana, to ostatnie morfologicznie silnie zaakcentowane człony pasma klonowskiego (fot. 10). Ku wschodowi pasmo to raptownie zniża się i morfologicznie już znacznie słabiej zaznaczone, ciągnie się od Bodzentyna aż po Bostów — po transversalną dyslokację łysogórską. Wzdłuż niej wschodnie przedłużenie pasma klonowskiego ulega silnemu przesunięciu ku pd. Mieliśmy już możliwość zaobserwować to porównując wychodnie dewonu dolnego w Bostowie i w G. Chełmowej na pd. Rudek. Przesunięcie to wynosi 3,25 km.

Góra Chełm pod Cząstkowem znaczy dalszy bieg pasma klonowskiego, które coraz bardziej zniżając się stopniowo zanika na powierzchni, choć zasięg dewonu ciągnie się aż po Opatów.

Między Bostowem i Psarami dewon dolny, stanowiący południowe skrzydło synkliny bodzentyńskiej, jest silnie rozczłonkowany poprzecznymi uskokami. Amplituda ich w stosunku do łysogórskiej jest stosunkowo nieznaczna. Są to uskoki względnie fleksury; poprzedzające wielkie dyslokacje, zapoczątkowane na wschodzie przez strefę łysogórską i następne z nią związane.

W Górze Miejskiej odsłonięcia dewonu dolnego są mniej wyraźne niż w Górze Stawianej. Najbardziej wydatnym elementem morfologicznym jest piaskowiec cukrowy (ems górny), którego skałki — objęte ochroną, widzimy na zachodniej, tektonicznie obciętej krawędzi dewonu (fot. 11).

W Górze Stawianej tworzy on skałkę grzbietową. Podobnie malownicze skałki z tym poziomem związane widzimy w Górze Bukowej pod Klonowem, wreszcie pod Mnichowem (fałd bronkowicki).



Fot. 11

Zdj. J. Czarnocki

Góra Miejska pod Bodzentynem. Skalka piaskowca cukrowego (górnym ems) w pobliżu poprzecznej krawędzi uskoku między g. Miejską i Stawianą.

Przełomem tektonicznym między Górą Miejską i Stawianą przechodzimy na głębsze elementy stratygraficzne północnego skrzydła antykliny łysogórskiej. Wkraczamy więc w obręb podłużnej doliny — wilkowskiej, zbudowanej z syluru. Poprzednio przecinaliśmy ją już między Słupią i Rudkami. Tu jednak charakter jej jest nieco odmienny ze względu na brak osłony lessowej. Podłoże łupkowe, występując prawie na powierzchni, tworzy grunty nieprzepuszczalne, podmokłe, a nawet zabagnione. To wywiera wpływ na charakter szaty roślinnej, a pośrednio na cały krajobraz doliny wilkowskiej.

VII. Wzorki

Anomalia magnetyczna p. Św. Katarzyna

Na krótką chwilę zatrzymujemy się we Wzorkach — koło nieistniejącej dziś leśniczówki. Oglądamy tu ślady robót szybikowych, wykonanych w r. 1946 dla zbadania stwierdzonej tu niedawno anomalii magnetycznej. Jak wiadomo źródłem tej anomalii są diabazy, które w kształcie żyły ciągną się na wielkiej przestrzeni między św. Katarzyną i Psarami. Tworzy ona stosunkowo wąską żyłę (około 18—20 m grub.) przecinającą różne elementy stratygraficzne od kambru po dewon dolny włącznie. Żyła ta w kilku miejscach poprzecinana uskokiami poprzecznymi jest równoległa do uskoku psarskiego, który morfoiogenicznie dobrze jest zaakcentowany przełomem między G. Psarską (Stroiczka) i Stawianą.

Po zwiedzeniu źródła św. Franciszka na św. Katarzynie wspinamy się ponownie na przełęcz pasma łysogórskiego.

VIII. Krajno

Charakterystyka geomorfologiczna pasma
łysogórskiego

Po raz ostatni zatrzymujemy się jeszcze w Krajnie na południowym zboczu pasma głównego. Poprzednio już wspomnieliśmy, że zbocze to różni się dość znacznie od północnego.

Decyduje o tym przede wszystkim różnica w ich budowie. Północne bardziej strome z przewagą kwarcytów, jest bez porównania słabiej urzeźbione choć na nim ukształtowała się bardzo gęsta sieć strumieni. Jest ona związana z licznymi źródłami rozmieszczonymi na łupkowych tarasach, gromadzą-

cych wody, wypływające z grzęd kwarcytowych. Strumienie te, jako zbyt słabe, nadcinają zaledwie zsuwy zboczowe a niżej pokrywę lessową nie docierając jednak do podłoża.

Inaczej się rzecz ma z południowym zboczem, gdzie przeważa łupek z udziałem kwarcytów różniących się jednak b. silnym skruszeniem tektonicznym i mniejszym ich udziałem w budowie tej części pasma. Tu rzeźba pasma głównego kształtuje się inaczej. Mniej liczne strumienie głęboko wcinają się w podłoże, choć obecnie jest ono w znacznej części przykryte przez less i późniejszą akumulację. W tych warunkach północne zbocze rozczłonkowane jest szeregiem charakterystycznych, płaskich i kopułowych wzgórz. Strumienie stąd spływające dają początek większym dopływom Nidy Czarnej (Belnianka, Dalnianka i inne).

Charakterystyczną cechą tego zbocza jest dość gruby płaszcz lessowy, pokrywający tę część pasma łysogórskiego i wybiegający daleko na zachód poza właściwy obszar lessowy panujący na wschodzie od okolicy Łagowa po Sandomierz włącznie. Z jednym z takich wąwozów — „kamecznic“ (fot. 12) zaznajomimy się bliżej w Krajinie na wschód od półn. końca wsi (Krajno — Stara Wieś).

Oglądamy w nim profil kambru środkowego, odsłoniętego w górnej części kamecznicy kraińskiej. Widzimy tutaj dwie charakterystyczne serie, a więc czarne łupki blaszkowe oraz kwarcyty i związane z nimi różnego typu iły pstre, niekiedy kaolinowe. Są to osady płytkowodne z częstymi hieroglifami, śladami fal itd. Prócz środkowego być może należą one częściowo też i do kambru dolnego, którego udział w budowie pasma głównego nie został jeszcze ostatecznie wyjaśniony. W kambrze obserwujemy bardzo intensywne zaburzenia tektoniczne, wyrażone licznymi zaburzeniami w skali mikrotektonicznej, jak przeładowania, zbrekcjowania itp. Zjawiska szczególnie intensywnie zaznaczone w zboczu południowym, w obrębie czoła nasunięcia fałdu łysogórskiego. Nasunięcie to, w nielicznych tylko przypadkach widoczne jest lub odsłonięte, biegnie zgodnie z podnóżem pasma zarazem i granicy lessu.

Nasunięcie łysogórskie przekraczamy w Krajinie (w okol. kościoła). Jest ono przykryte zsuwami zboczowymi, a w pobliskiej wsi Krajno Południowe lub w Stróżnej Górze z frag-



Fot. 12

Zdj. J. Czarnocki

Mąchocice. Kamecznica nacinająca strefę łupkowo-kwarcytową kambru środkowego. Na planie drugim szczyt Radostowej zbudowany z gruboławicowego kwarcytu („łysogórskiego“).

mentarycznych odsłoneń wynika, że w czole tego nasunięcia istnieją b. intensywne wyciśnięcia szczególnie między kambrem i dewonem. Z niewielkimi tylko wyjątkami kambr łysogórski bezpośrednio niemal kontaktuje tu z dewonem środkowym, rzadziej zaś z dolnym. Uderza kompletny brak całego syluru potężnie rozwiniętego w północnym skrzydle fałdu.

Od Krajna począwszy aż do Górna przecinamy kolejno różne elementy tektoniczne rozległego synklinorium zbudowanego przeważnie przez dewon górny i kulm, poprzednio oglądany w Radlinie, a odsłonięty w pobliżu trasy naszej w Górnem.

Dzień 3-ci Zjazdu

Wyjazd z Kielc do Chęciny.

Punkty obserwacyjne:

- I. Trasa Kielce — Chęciny — Ogólna charakterystyka obszaru zwiedzanego. Plejstocen doliny Silnicy i okolic. Górnictwo kruszcowe w okol. Kielc. Przełom Bobrzy przez pasmo posłowskie (Słowik). Przecinamy synklinę gałęzicką. Marmurołomy chęcińskie i ślady dawnego górnictwa kruszcowego.
- II. Chęciny — Przemysł i Szkoła Kamieniarska w Chęcinach. Po drodze do Gałęzic przecinamy fałd chęciński. Zelejowa.
- III. Gałęzice. Góra Piekło i okolice. Stratygrafia. Dewon, żywet. Famen. Karbon. Cechsztyń. Trias dolny. Tektonika synkliny gałęzickiej i fałdu chęcińskiego.
- IV. Chęciny — Góra Zamkowa — Stratygrafia i tektonika paleo- i mezozoiku. Górnictwo chęcińskie. Krajobraz chęciński.
- V. Profil Chęciny — Tokarnia — Tektonika. Ogólna charakterystyka fałdowań mezozoicznych. Fałd zbrzański z ogólną charakterystyką jego budowy.

Materiał kartograficzny do 3-go dnia Zjazdu:

Mapka itinerarów XX Zjazdu P. T. G.

Ogólna Mapa Geologiczna Polski. Arkusz Kielce w skali 1 : 100 000 J. Czarnocki 1939 (mapa odkryta).

Mapa Geologiczna zachodniej części antykliny chęcińskiej i synkliny gałęzickiej 1 : 25 000

Mapa geologiczna środkowej części antykliny chęcińskiej 1 : 25 000.

I. Trasa Kielce—Chęciny

Jesteśmy na obszarze antyklinorium kieleckiego. Obszar ten jak wiemy charakteryzuje się wybitnym brakiem ciągłości sedymentacyjnej osadów paleozoicznych, licznymi lukami stratygraficznymi, bądź też redukcją miąższości tych utworów.

Obszar checiński tym się wyróżnia, że na nim właściwości te najsilniej są zaznaczone.

Plejstocen doliny Silnicy i okolic

Szosa krakowska z Kielc do Checin prowadzi doliną rzeki Silnicy, wypełnionej grubą serią plejstocенską, pokrywającą podłoże paleozoiczne. Dno samej doliny zalewowej wypełnione jest grubą powłoką piasków, spoczywających bezpośrednio na jeszcze grubszej serii mułków zastoikowych, których grubość w dolinie Silnicy dochodzi do 20 m i wyżej. Morena spoczywa wyżej poza doliną zalewową, głównie w pozycji zboczowej, a w górę rzeki Silnicy, począwszy od Kielc, coraz bardziej zbliża się ona do krawędzi doliny zalewowej. Pod Białogonem, w brzegu Silnicy, dobrze zaakcentowany taras składa się z materiału pochodzącego z kompletnie przemytej moreny. Tak z grubsza przedstawia się profil plejstocenu doliny Silnicy, która począwszy od Cegielni, wychodzi spoza obszaru morenowego i wcina się w osady postglacjalne silnie rozwinięte w tarasie starym północnego zbocza pasma dymińskiego. Taras taki dobrze zachowany widzimy też po stronie północnej doliny na zboczu g. Bruszni i Stokowej

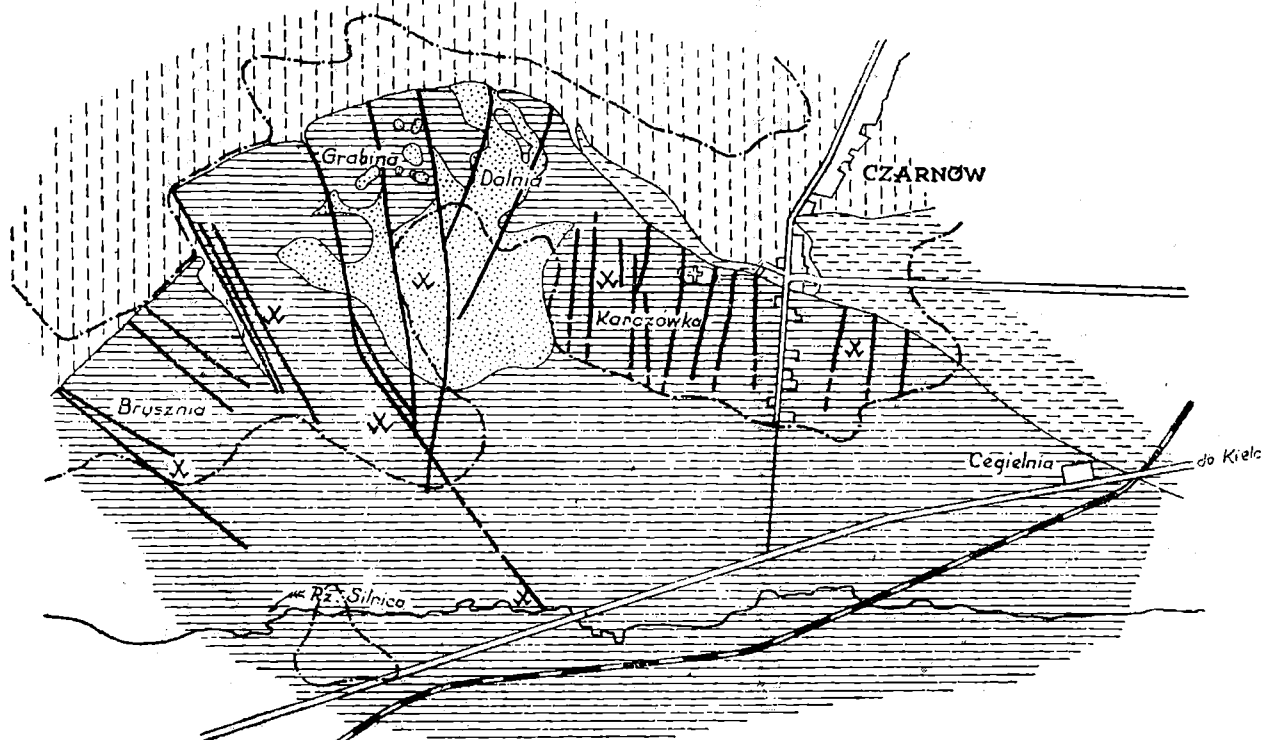
W dolinie Silnicy w pobliżu Białogona po raz ostatni odsłania się dewon środkowy. Jest on przecięty wykopem kolejowym. Wapień amfiporowy stanowi tu północne skrzydło synkliny kieleckiej, do którego należy też pasmo białogońskie zachodnie przedłużenie Kadzielni, biegnące przez Karczówkę, g. Dalnią, Grabinę Wielką i Małą, Brusznę i Stokową. Choć wzgórza te oglądamy mijając je drogą, to jednak przygodnie należy im poświęcić nieco czasu.





Otóż obszar objęty wspomnianymi wzniesieniami między Karczówką i Stokową Górą zbudowany jest głównie z wapieni rafowych, skalistych żywetu i franu. Do nich, jak wynika z mapy, przytyka cechsztył pokrywający fałs synkliny kieleckiej. Facja rafowa dewonu panuje tu w pełni. Faunie koralowej towarzyszy b. uboga fauna złożona głównie ze ślimaków, rzadko brachiopodów.


Górnictwo kruszcowe w okolicach Kielc

Omawiany obszar interesujący jest jeszcze i z innych względów. Między Karczówką i G. Stokową mieści się naj-

Sytuacja geologiczna starych robót górniczych w rejonie KARCZÓWKI
 (w ujęciu stratygraficznie uproszczonym)
 skala 1 : 25,000.



- | | | | |
|--|--|--|--|
|  |  |  |  |
| 1. | 2. | 3. | 4. |
1. Wapienie skaliste żywetu i franu.
 2. Łupki margliste z wapieniami — łaman i łupki krzemionkowe kulmu.
 3. Zlepieniec cechsztyński, częściowo też d. część pstrego piaskowca.
 4. Pstre ity dol. części pstrego piaskowca, utwór krasowy.

 Sieć linii starych robót górniczych na ołowiankę. T. zw. szpary wykreślone na podstawie sztybów, dukli, i wykopów górniczych. Obraz nieco uproszczony.

--- Granica pokrywy dyluwialnej.



Fot. 13

Karczówka od strony zachodniej. Przełęcz między Karczówką i g. Dalnią z widokiem na stare roboty górnicze, widoczne na zdjęciu po stronie prawej. Są one położone na jednej z większych „szpar.“

Zdj. J. Czarnocki



Fot. 14

Karczówka. Ślady starych robót na uskoku dzielącym wyniesioną partię góry po stronie prawej (wschodniej) i obniżoną po lewej.

Zdj. J. Czarnocki



Fot. 15

Zdj. I. B. R. w Kielcach

Figura Matki Boskiej w katedrze kieleckiej, jak głosi napis „z jednej sztuki samorodku ołowiu z Karczówki 1646 r. wyciosana“. Rzeźba oryginalna — nic niezmieniona.

zasobniejszy w Świętokrzyskim obszar złóż ołowianki. Gale-
na występuje tu w szczelinach uskokowych znanych w gór-
nictwie świętokrzyskim pod mianem „szpar“. Szpary te
o kierunku prawie południkowym gęsto przecinają rozległy
obszar wapieni dewońskich. Niektóre z nich, j. np. położone
na wsch. końcu Bruszni, widoczne są na przestrzeni wyno-
szącej około 2 km. Ich obecność ujawniona została starymi
robotami górniczymi do dziś zachowanymi w postaci lejko-
wych zakłęśnień i wykopów, ciągnących się w kierunku po-
łudniowym na przestrzeni całych kilometrów.

Niektóre z tych robót schodziły w dół, aż do poziomu
Silnicy, gdzie mimo silnego nawodnienia prowadzono tu eks-
ploatację ołowianki. Ołowianka występuje w „szparach“ pod
postacią skupień gniazdowych w łożach wypełniających szcze-
liny w wapieniach. Ołowiance często towarzyszy baryt wy-
stępujący też niekiedy w większych skupieniach.

Z tych kopalń pochodzą wydobyte przez legendarnego
górnika H. Małą 3 większe bryły ołowianki, z których wyko-
nane zostały figury: Matki Boskiej, znajdującej się w Kated-
rze w Kielcach (fot. 15) i św. Barbary na Karczówce (fot. 16).

O wydarzeniu tym głosi tablica marmurowa w kaplicy
na Karczówce, z umieszczonym na niej napisem następującej
treści:

Roku tysiąc sześćset czterdziestego szóstego.
Wigilią Matki Boskiej, grudnia siódmego,
Trzy były grana wielkie wykopane
W górze Machnowskiej, ale tak nazwane:
Najświętsza Matka, Antoni, Barbara,
To dla Karczówki wspaniała ofiara,
A to za biskupstwa Piotra Gembickiego
Krakowskiej katedry, księcia Siewierskiego,
Starosta Czechowski kazał je obrobić,
By temi statuami kościoły ozdobić,
W Kielcach katedrze Maryja zostaje,
W Borkówicach Antoni, to pismo zeznaje.
Hilary Mała, ze wsi Niewachłowa,
On to wynalazł, masz wieść co do słowa.
Ksiądz Andrzej Kuźniarski, gwardian tutejszy
Z archiwum ułożył te szesnaście wierszy.

Na setce mapy odkrytej podane zostały większe szpary w ujęciu mocno zgeneralizowanym ze względu na skalę.

Ożywiona niegdyś działalność górnicza na tym obszarze od dawna zamarła. Próby wznowienia jej w różnych czasach, ostatnio w czasie okupacji austriackiej, zapoczątkowane zresztą jeszcze przed wojną (1912), nie powiodły się. Obecnie kwestia zasobów ołowianki niewyeksplorowanych, a możliwych na tym obszarze, jest zagadnieniem jeszcze nie wyjaśnionym. Dziś można jedynie ustalić, że ewentualne złoża nie posiadają większego znaczenia przemysłowego.

Wspomnieć należy wreszcie, że omawiany rejon złóż ołowianki w okol. Karczówki w Świętokrzyskim należy do największych, znacznie zasobniejszych od checińskiego i na nim istnieją największe możliwości odkrywcze.

Przełom Bobrzy przez pasmo postłowskie

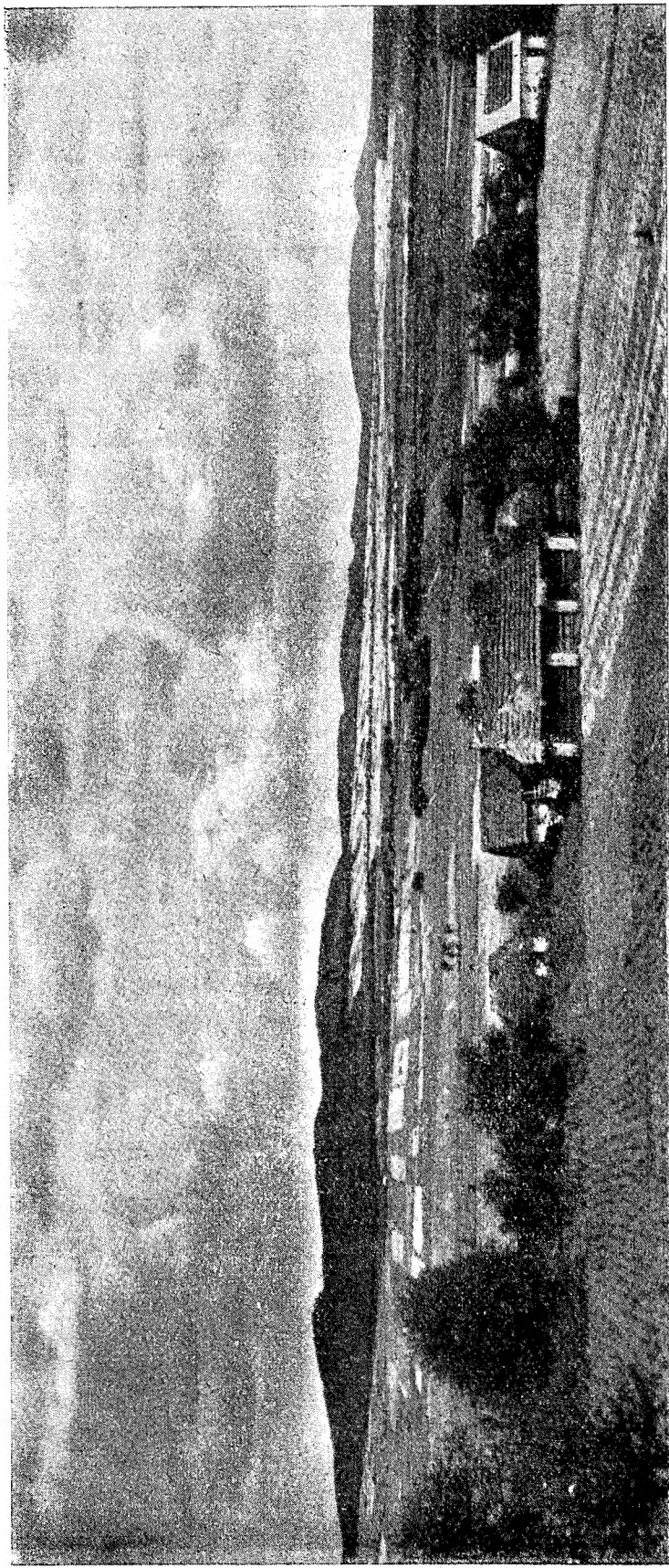
Od Białogona, gdzie łączą się doliny 3 większych strumieni Silnicy od wschodu i Bobrzy z Sufragańcem od północy, szosa biegnie w poprzek różnych pięt dewonu, przykrytych piaskami szerokiej doliny Bobrzy. W znacznej części podłoże jest tu niewidoczne i odsłania się dopiero w północnym zboczu pasma. W Zalesiu występuje ordowik dolny (Tremadok), jako piaskowiec z *Obolus siluricus* i piaskowiec ortidowy o odmiennym niż w Mójczy czerwonym zabarwieniu skał.

Podobnie jak po wschodniej stronie przełomu koło Białogona i na Telegrafie ordowik spoczywa tu bezpośrednio na kambrze dolnym, na najwyższych jego poziomach.

W samym przełomie, na Słowiku koło mostu, oglądamy odsłonięcie dolnej części kambru — warstwy holmiowe, w których znaleziono tu jedynie *Strenuella primaeva* i *Obolus*. Są to oliwkowe szarogłazy o charakterystycznym gruzłowatym wykształceniu. Nad nimi opodal, wzdłuż stromego zbocza, występują piaskowce oliwkowozielone ze śladami robaków — poziom b. charakterystyczny, wreszcie jeszcze dalej wzdłuż zbocza w łomie nad rzeką (zwanej tu Trupieńcem) odsłania się piaskowiec gruzłowaty z *Bardowia* i *Strenuella kiaeri*.

Po wyjściu z przełomu wkraczamy na południowe zbocze pasma postłowskiego (fot. 17 i 18).

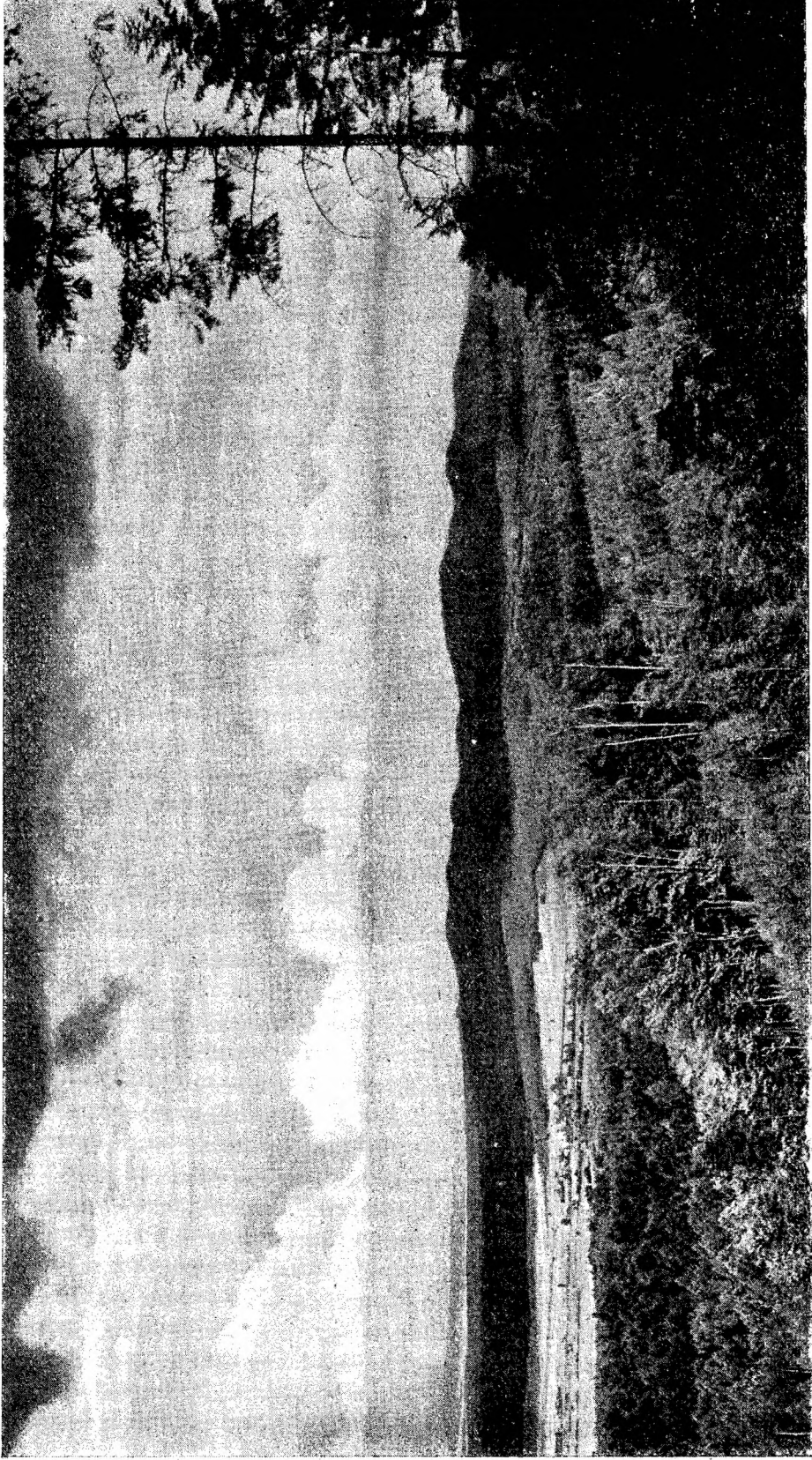
Przecinamy tu południowe skrzydło fałdu tej nazwy, z serią dewonu odsłaniającego się w odwrotnym porządku



Fot. 17

Zdj. E. Massalski

Pasma postowskie i dymińskie (po stronie prawej) zbudowane z piaskowców i szarogłazów dolno-kambryjskich. Po stronie lewej przełom Bobrzy (Trupieńca). Wysoko na zboczu bezleśnym płat lessowy, niżej w zasięgu pra-Bobrzy obszary silnie zapiaszczone na podłożu wapieni dewońskich. Widok od południa z Bolechowic.



Zdj. E. Massalski

Fot. 18

Pasma postłowskie. Piaskowce i szarogłazy dolno-kambryjskie tworzące 2 wąskie i ostro zakończone grzędy reprezentujące silnie przefalowaną masę kambryjską jądra fałdu dymińskiego.

niż po stronie północnej. W obrębie doliny podłoże kryje się pod osłoną plejstocenu. Składa się ono z lessu tworzącego oderwane i niewielkie tylko płyty utrzymujące się jeszcze na zboczu południowym na Słowiku i w Połowicach. Niżej spoczywa duży płat moreny, ocalały przed zniszczeniem, w znacznym oddaleniu od doliny, poczynając dopiero od Zgórska na zachód. Na wschód morena zniszczona została przez wody pradoliny Bobrzy, a ślady jej zniszczenia widoczne są na żwirówiskach i piaskach tarasowych wysoko dość położonych po obu stronach doliny, szczególnie w okol. Siłkówki i na końcu Zgórska. Najniższą część plejstocenu, wyjątkowo tylko odsłoniętą, stanowią mułkowe osady zastoiskowe, których grubość dochodzi niekiedy do 30 m. Mułki zastoiskowe w Świętokrzyskim wypełniają dna pradolin jako najstarsze osady.

Przecinamy synklinę gałęzicką

Pierwsze odsłonięcia dewonu w południowej części przełomu, widoczne są dopiero w wyraźnie zarysowanym pasemku wapiennym, jakie przecinamy wjeżdżając na strome zbocze Czerwonej Góry, zwanej też Zygmontówką lub Jeźmańcem. Pasma to reprezentuje północne skrzydło wspomnianej synkliny, zbudowanej z wapieni rafowych środkowodewońskich. Do nich bezpośrednio przytyka zlepieniec cechsztyński wypełniający środek synkliny. Wewnątrz synkliny ta zbudowana jest z franu, famenu i kulmu odsłoniętego dopiero w okolicach Kowali w zamknięciu synkliny, a na zachodzie w okol. Gałęzic, gdzie bliżej poznamy jej budowę (por. mapę setkę).

Marmurołomy chęcińskie i ślady dawnego górnictwa kruszcowego

Owe pasmo wapienne interesujące jest jeszcze i z tych względów, że w jego obrębie mieściły się i mieszczą główne kopalnie marmurów świętokrzyskich. Najdalej położona ku zachodowi jest dziś nieczynna kop. „Ołowianka“ w Szewcach, dalej G. „Okraglica“ z marmurem t. zw. „Szewce“, G.M iejska, następnie dawna kopalnia „Panek“ (na półn. od Czerwonej Góry), wreszcie G. Zygmontówka, eksploatująca zlepieniec cechsztyński. W odróżnieniu od poprzednich jest on złożony z otocza-

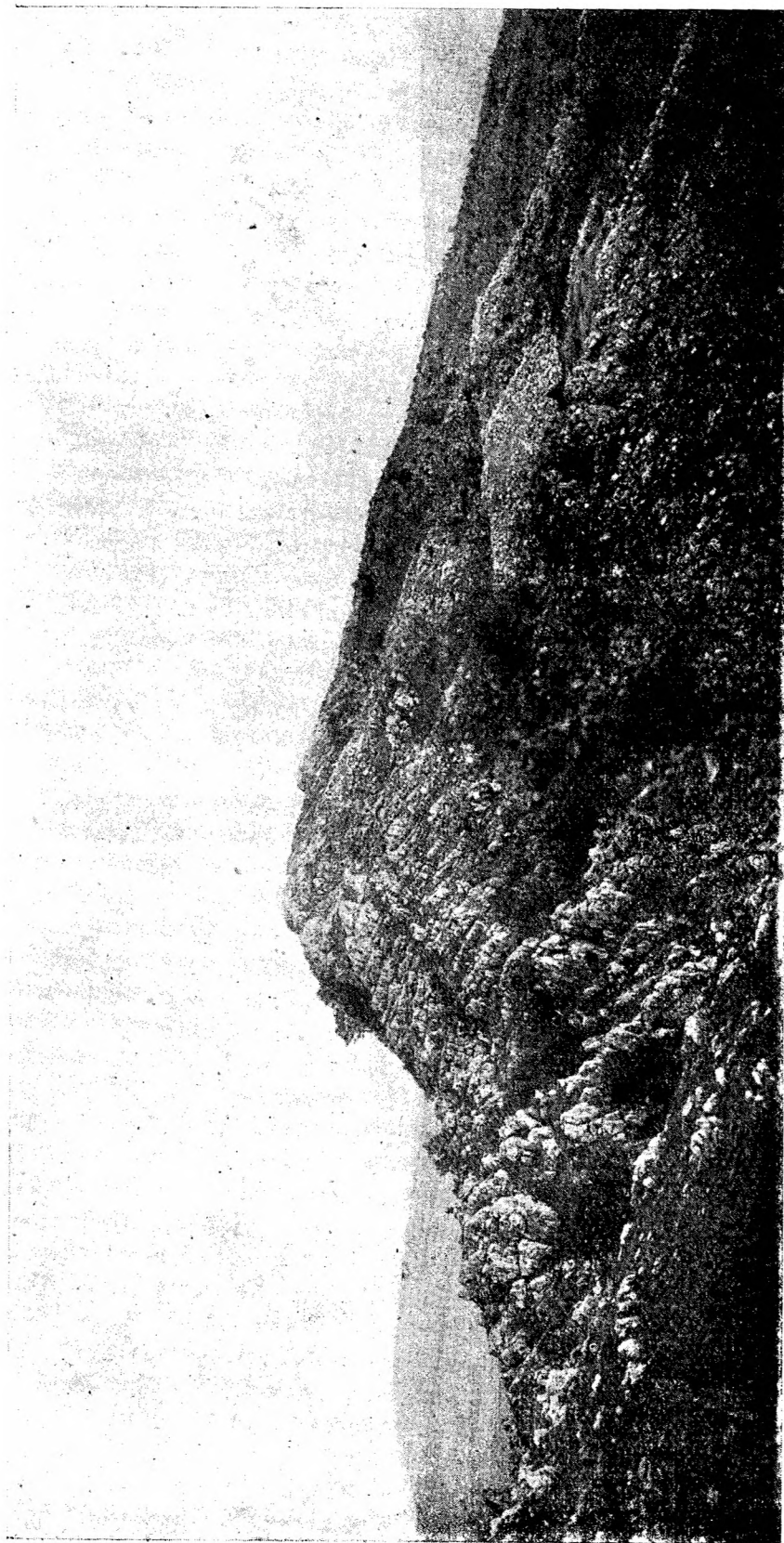
ków wapieni dewońskich, scementowanych czerwonym, late-rytycznym lepiszczem, wtórnie wzbogaconym węglanem wap. W Zygmuntońce istnieje jedna z najstarszych kopalni, sięga-jąca zapewne XIII w. (stąd pochodzi kolumna Zygmunta).

Zlepieniec cechsztyński tworzy szczyt G. Zygmuntońki, a w zboczu jego, tuż przy szosie, obecnie odkrywkowo eks-ploatują wapienie amfiporowe żywetu. Po wschodniej stronie szosy położony jest większy łom marmuru w Bolechowicach, następny dalej ku wschodowi w Nowinach, wreszcie w g. Jaźwicy po wschodniej stronie doliny Bobrzy. Poza tym w ob-rębie Sitkówki mieszczą się już liczne kamieniołomy, prze-rabiające wysoko procentowe wapienie na wapno.

Z wyjątkiem Zygmuntońki wszystkie kopalnie pracują na dewonie środkowym, eksploatując różne jego poziomy od ciemniejszych — dolnych, po jaśniejsze — wyższe poziomy ży-wetu, przechodzącego w dolny fran (b. jasne wap. na pd. wsch. g. Jaźwicy w Sitkówce).

Eksploatacja marmurów świętokrzyskich pozostaje nadal na poziomie bardzo prymitywnym, niezmienionym od czasów najdawniejszych. Tyczy się to nie tylko wadliwie pro-wadzonej eksploatacji górniczej lecz i w dużej mierze samej przeróbki obecnie mieszczącej się w Kielcach.

Prócz kopalń marmurów omawiana grzęda wapieni wy-różnia się obecnością licznych dziś już zarzuconych kopalń ołowianki. Podobnie jak w okol. Kielc ołowianka występuje tu w żyłach, w szczelinach („szparach“) wapieni dewońskich i w zlepieńcach cechsztyńskich. Kopalnie, a raczej ślady ich, ciągną się wzdłuż pasma od Ołowianki w Szewcach, aż po G. Dobrzeszowską pod Bolechowicami, głównie na zboczu południowym. Ołowianka podobnie jak i w kieleckim wiąże się tu z systemem uskoków poprzecznych, dzięki którym całe pasmo dewońskie rozbite jest na drobne odcinki reprezento-wane morfologicznie wyodrębnionymi wzgórzami. Jeżeli chodzi o warunki mineralizacji wyraźnie zaznacza się jej wzrost w kierunku od wschodu ku zachodowi. Pozostaje to też w wi-docznym związku z wzrostem stopnia zaburzeń związanych z młodszą orogenezą, dzięki której dewon w zachodniej części antyklinorium chęcińskiego jest znacznie silniej zaburzony niż we wschodniej.



Fot. 19

Zelejowa. Widok ogólny. Wapienie żywe o b. stromym północnym nachyleniu,
obcięte od strony płn. podłużnym uskokiem. Kras.

Zdj. J. Czarnocki

Południowe skrzydło synkliny gałęzickiej niespostrzeżenie przekraczamy w obniżeniu na pd. od Czerwonej Góry. Tu jest ono przykryte przez plejstocen (głównie morena). Dopiero po stronie zachodniej szosy obecność tego skrzydła dostrzegamy w charakterystycznej sylwetce g. Zelejowej zbudowanej z cechsztynu od strony południowej i wapieni dewońskich, tworzących ostro zarysowany szczyt tej góry (ten sam żywot rafowy) (fot. 19).

Budowę jej poznamy później po drodze z Chęcina do Gałęzic.

Przed wyjazdem do Chęcina przecinamy płaskie wzgórze częściowo pokryte moreną szczątkową, w którym odsłania się płytko kambr dolny, stanowiący już jądro antykliny chęcińskiej.

II. Chęciny

Przemysł i Szkoła Kamieniarska w Chęcinach

W Chęcinach zwiedzamy szkołę kamieniarską założoną tu z inicjatywy i staraniem prof. B. Pniewskiego. Szkoła mieści się w pięknym zabytkowym klasztorze pofranciszkańskim z XIII w., który po fachowym odnowieniu i zabezpieczeniu jego zabytków pod kierunkiem inicjatora będzie służył podniesieniu kwitnącego tu kiedyś kunsztu kamieniarskiego.

Przemysł kamieniarski w ośrodku chęcińskim dawniej b. ożywiony, dziś przystosowując się do warunków nowych, nie tyle podupadł ile zmienił swój charakter. Przemysł marmurowy, dawniej stojący na czele sztuki kamieniarskiej, dziś niewielką odgrywa rolę. Technika eksploatacyjna tkwi jeszcze na poziomie b. prymitywnym i daleka jest od współczesnych wymagań stawianych racjonalnie pojętej przeróbce. Poza tym nieskoncentrowana, a komunikacyjnie nieopanowana eksploatacja świętokrzyskich marmurów stawia zagadnienie tego przemysłu w b. trudnych warunkach. Obecnie w regionalnym planie gospodarczym przemysłu marmurowego zagadnienie to może być korzystnie rozwiązane, mimo, że dziś nie wysunie się już jak dawniej na czoło przemysłu kamieniarskiego.

Znacznie większego znaczenia nabrał dziś przemysł wapienny. Wysoko procentowe złoża wapieni dewońskich — najlepszych w kraju — dziś w znacznej części przerabiane są na wapno, tłuźceń itd., a nie na marmur.

Największym ośrodkiem tej przeróbki w Świętokrzyskim jest Sitkówka, gdzie liczne kamieniołomy eksploatują różne poziomy dewonu środkowego od dolnych mniej wartościowych (odcienie ciemne), aż po górne (najlepsze jasne odmiany żywetu i franu). Eksploatacja ta koncentruje się w warunkach najbardziej korzystnych pod względem komunikacyjnym i złożowym i te względy zadecydują o dalszym jej rozwoju na tym właśnie obszarze, zdolnym rozwiązać zagadnienie eksploatacji szlachetnego surowca wapiennego w skali nadrzędnej.

Wobec wysokiej wartości surowca checińskiego i mimo wszystko ograniczonych jego zasobów zagadnienie zrationalizowania eksploatacji i bardziej celowego stosowania szlachetnych odmian wapieni dziś już nabiera znaczenia. Stosowanie tych wapieni do przeróbki na tłużeń obecnie już powinno być bardzo ograniczone, a nawet zaniechane. Z tym łączą się też w dużej mierze sprawy ochrony przyrody i krajobrazu Świętokrzyskiego.

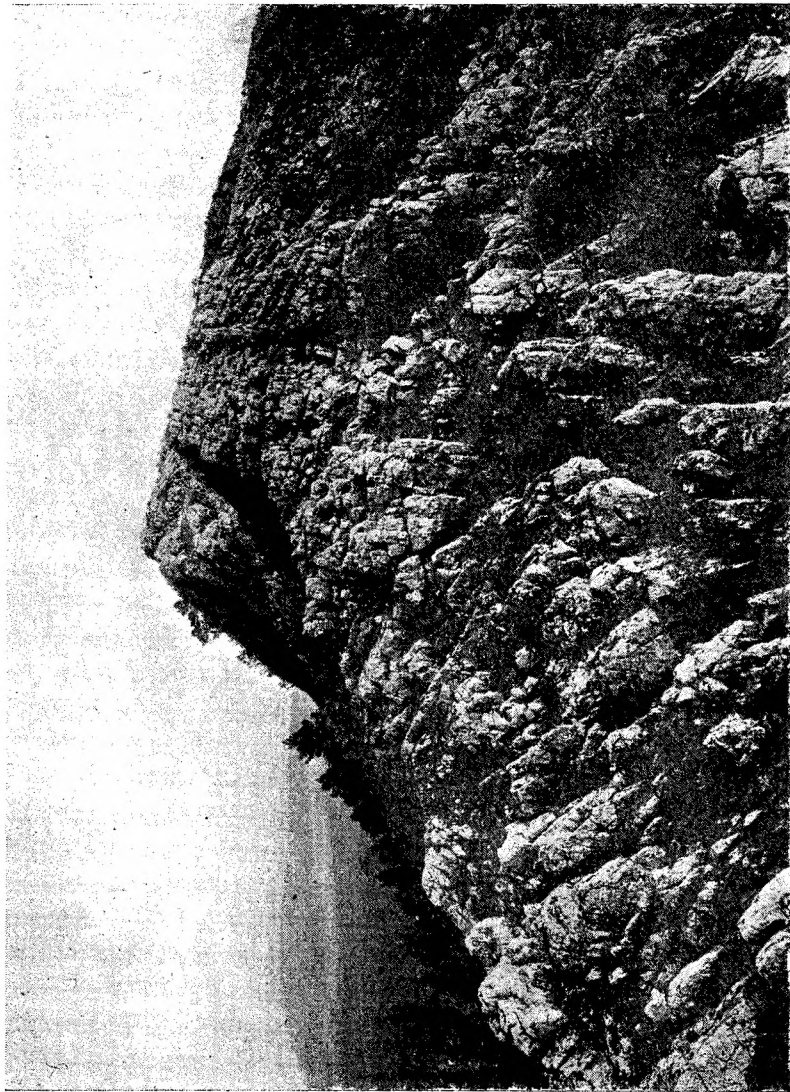
Po drodze do Gałęzic przecinamy fałd checiński

Po zwiedzeniu miasta udajemy się w kierunku północno-zachodnim do Gałęzic. Ponownie przecinamy jądro antykliny checińskiej zbudowanej wyłącznie przez niższe poziomy kambru, odsłonięte w przekopie drogowym. Są to łupki ilaste, żółtooliwkowe z nielicznymi cienkimi wkładkami piaskowców z rzadka zawierających *Strenuella* i *Holmia* sp.

Posuwając się w kierunku Zelejowej w pierwszym wzgórzu, tworzącym małą grzędę, odsłania się w glebie dolomit eifelski, spoczywający niezgodnie na kambrze. Tu zatem istnieje duża luka stratygraficzna miejscami tylko wyrównana cienkim wkładem piaskowca dolnodewońskiego (Skiby). Dolomity eiflu tworzą jakgdyby taras u podnóża Zelejowej zbudowany ponadto z dolomitów żywetu. Morfologicznie są one słabo zaznaczone, a nad nimi szybko się wznosi bardziej odporny wapień żywecki zarysowany ostro piękną granią skalną.

Zelejowa

Zelejowa łączy w sobie wiele pięknych zjawisk z różnych dziedzin geologii. Reprezentuje przede wszystkim naj-



Fot. 20

Zdjęł. J. Czarnocki

Góra Zelejo wa. Partia szczytowa zbudowana z wapieni masywnych żywełu górnego, silnie skrasowanych. Po stronie lewej (północnej) silne obniżenie związane z uskokiem podłużnym dzielącym cechsztyń (zlepieńce) od dewonu.

piękniej wyrażony w Świątokrzyskim kras, który jest tu mocno zaakcentowany dzięki b. silnemu wyniesieniu i b. stromemu ustawieniu grubych ławic wapieni koralowych żywetu górnego (fot. 20).

Poza tym w Zelejowej widzimy wyraźnie zaznaczone liczne, poprzeczne szczeliny mineralizacyjne, tnące górę na samodzielnne odcinki, morfologicznie wyraźnie zaznaczone obecnością głębokich szczyrb w grani skalnej.

Szczeliny te dochodzące do kilku *m* szerokości wypełnia mniej odporny kalcyt biały o różowym zabarwieniu. Materiał ten od dawna był tu eksploatowany i stosowany do wyrobu marmuru używanego powszechnie w zdobnictwie architektonicznym, a w dużym zakresie też i dla wyrobu galanterii. Poza tym białą odmianę kalcytu eksploatowano dla celów hutnictwa szklanego.

Marmur zelejowski należy do b. ozdobnych i poszukiwanych. Jego eksploatacja sięga najdawniejszych czasów — XIII w. Zapasy jego są bardzo małe ze względu na ograniczoną pojemność szczelin poprzecznych.

Równorzędnie z kalcytem w Zelejowej występuje galena, tworząca najczęściej cienkie i nieregularne żyłki do 3 *cm* grub. lub rozproszona w kalcyście jako drobno-krystaliczne skupienia. Galena o znaczeniu złożowym występuje dopiero na zachód od Zelejowej w obrębie Skib, gdzie eksploatowano ją w różnych czasach a ostatnio przed 1905 r. Liczne szyby i hałdy dochowały się tu w obrębie G. Wsiowej i Żakowej na przestrzeni między Zelejową i Gałęzicami.

III. Gałęzice, Góra Plekło i okolice

Po zwiedzeniu marmurołomu, położonego w zachodniej części Zelejowej, eksploatującego jedną z większych poprzecznych żył kalcytowych, lub użyłonych kalcytem wapieni żywetu, schodzimy do drogi wiodącej przez las do Gałęzic. Biegnie ona po bardzo słabo nachylonych zlepieńcach cechsztyńskich, przytykających bezpośrednio do przedłużenia grzędy wapiennej G. Wsiowej. Od Zelejowej jest ona oddzielona większą strefą dyslokacyjną, w obrębie której dewon został silnie obniżony.

Przy pierwszych zabudowaniach gospodarzy Kosińskich, należących już do Gałęzic, przez gęste zarośla przedostajemy

się do jaskini zwanej Piekłem. Mieści się ona w stromej krawędzi wapieni skalistych, u stóp której położone są zlepieńce cechsztyńskie z *Productus horridus*. Zlepieńce te dalej ku wschodowi tworzą malowniczą skałkę, skąd roztacza się piękny i pouczający widok (fot. 21). Stąd obserwujemy zachodnie zakończenie antykliny checińskiej z zamknięciem jej jądra paleozoicznego w Miedziance i Zajączkowie, wraz z południowym skrzydłem synkliny gałęzickiej. Skrzydło to składa się z szeregu wzniesień o charakterze „skib“, zbudowanych ze skał o różnym stopniu odporności. Dzięki temu zachowuje on różne formy morfologiczne.

Stratygrafia

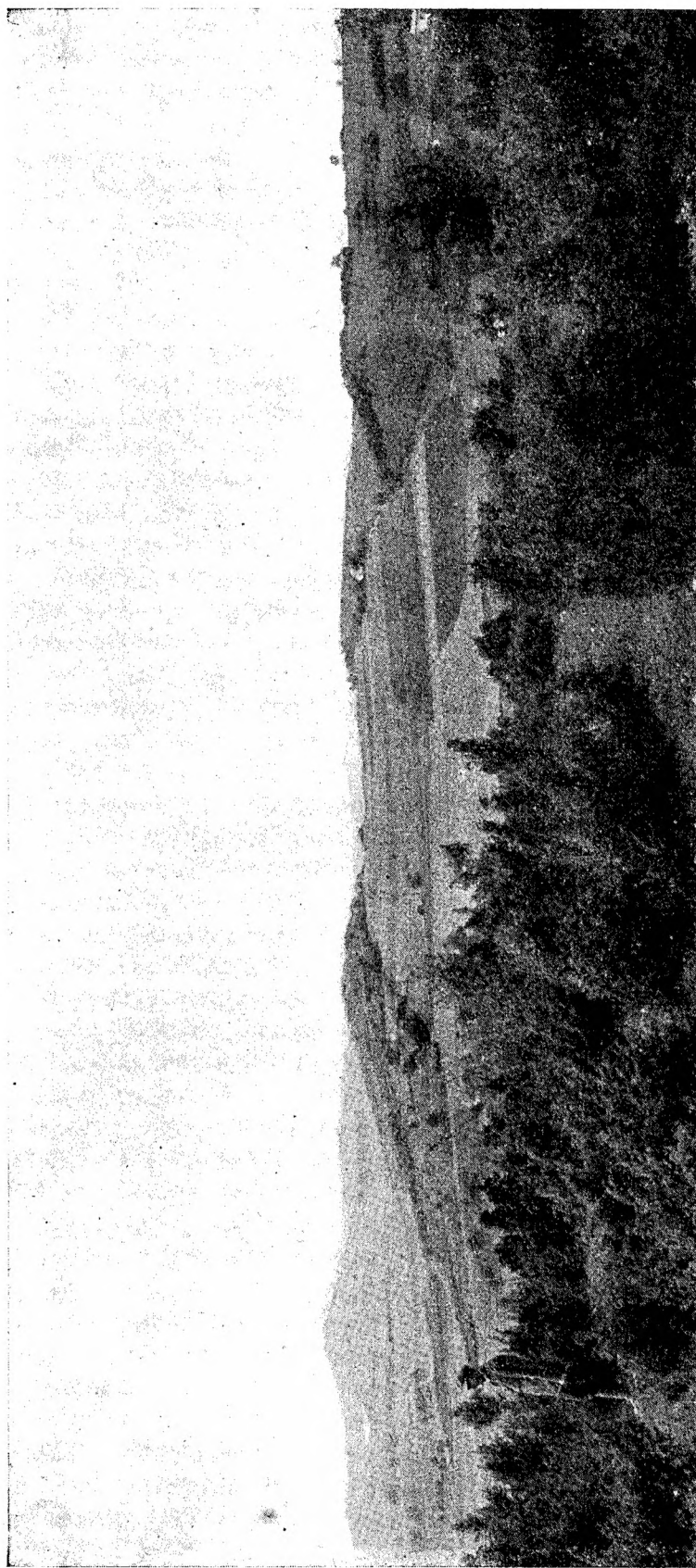
Dewon-żywet

Pierwsza od południa skiba zbudowana jest z wapieni koralowych żywetu. Przytyka ona od południa bezpośrednio do kambru wyrażonego łupkami ilastymi, spoczywającymi w podłożu podłużnej doliny, odpowiadającej śródfałdziu antykliny checińskiej. Luka między kambrem i żywetem obejmuje tu jeszcze większy odcinek czasu niż we wschodniej części antykliny checińskiej. Hiatus ten posiada charakter nie tylko stratygraficzny, lecz i tektoniczny. Mianowicie zachodnia część antykliny ujawnia znacznie większy stopień zaburzeń niż wschodnia. Znajduje to wyraz szczególnie w zjawiskach związanych z odkłuciem między kambrem — starszej — i dewonem — młodszej — serii paleozoicznej. Zaburzeniom tego typu sprzyjały tu duże różnice litologiczne między plastyczną masą kambru i sztywną dewonu.

Grzęda żywetu reprezentująca skibę ciągnącą się, począwszy od oglądanej poprzednio g. Zelejowej, przez wieś Skiby, Gałęzice i Zajączków, gdzie ostatecznie ginie pod triasem — rozczłonkowana jest b. silnie poprzecznymi uskokami. Widać to doskonale w uszeregowaniu samodzielnych wzgórz krasowych z Ostrówką, Ołowianką i Kozim Grzbietem na horyzoncie (fot. 24).

Famen

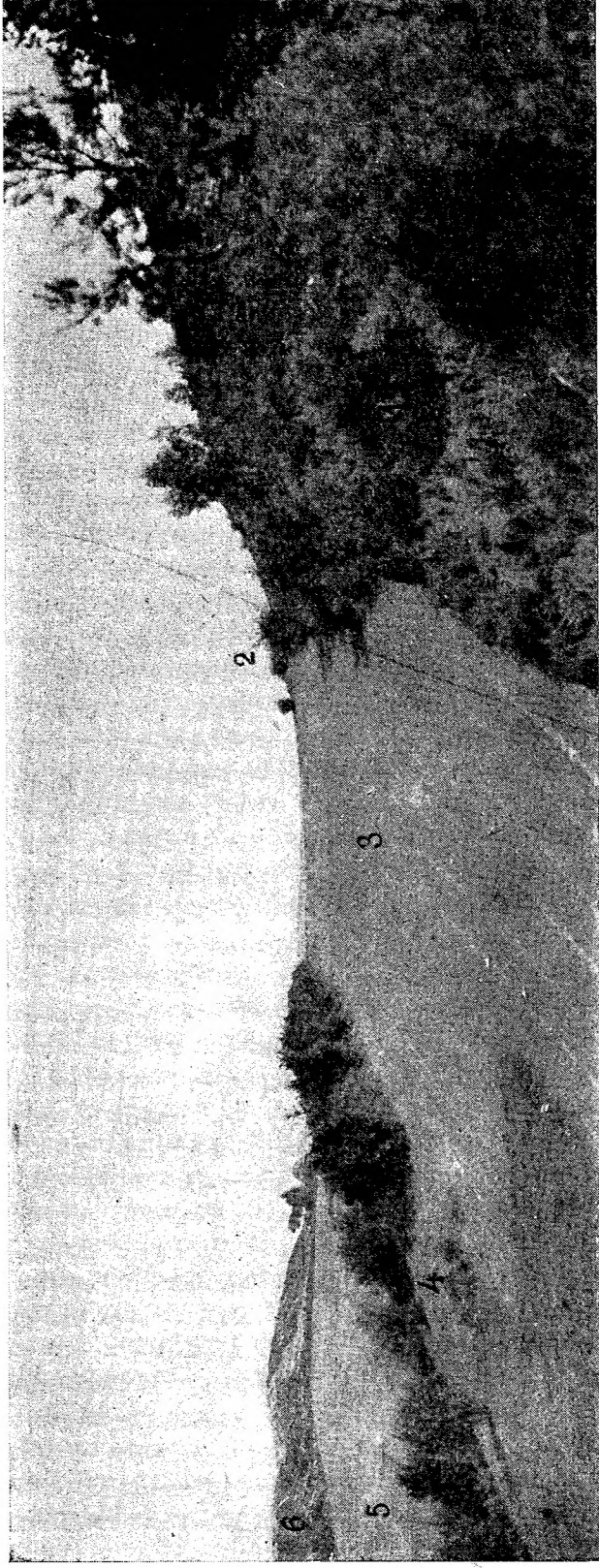
Na pn. stoku wymienionych wzgórz, w bezpośrednim kontakcie z żywetem, występuje famen. Brak tu kompletny franu tak, że famen spoczywa bezpośrednio na wapieniach



Fot. 21

Zdj. J. Czarnocki

Gałęzice. Widok ogólny z g. Besówki na krawędź synkliny gałęzickiej i zakończenie antykliny checińskiej. Od strony prawej ku lewej kuesta cechsztyńska g. Skalka i Sachty. Obniżenie: karbon — na horyzoncie małe wzniesienie, to soczewka wapieni Visé. Wapienie skaliste (rafowe) żywetu górnego — ostro obcięte na granicy z karbonem. Wielkie obniżenie podłużne — to kambr łupkowy (dolny) antykliny checińskiej. Na horyzoncie zamknięcie antykliny przez żywet Miedzianki, a na prawo od niej przez wzniesienia pstrego piaskowca w Zajączkowie.



Fot. 22

Zdj. J. Czarnocki

Gałęzice. Profil geomorfologiczny między g. Ostrówką po stronie prawej i Skałą — po lewej. 1. Wapień amfiporowy skalisty g-go żywełu. 2. Wapienie gonioklimenowe fameńskie. 3. Karbon dolny — łupki pstre (przejście do karbonu) oraz łupki czarne krzemionkowe p. Tournai. 4. Wapienie z *Pr. giganteus* p. Visé. 5. Łupki i szarogłazy oliwkowe — najwyższa część dolnego karbonu. 6. Cechsztyńskie wapienie i margle, częściowo zlepiające dolnego piętra.

amfiporowych żywetu i reprezentowany jest przez wapienie, należące do poziomów prolobitesowych, platyklimeniowych, ortoklimeniowych i gonioklimeniowych. Jest to więc górny famen łącznie z przejściowymi warstwami wocklumeriowymi, spoczywającymi bezpośrednio pod karbonem (fot. 22).

Famenu dolnego, złożonego z warstw cheilocerowych, jakie oglądaliśmy w Kielcach na Kadzielni, brak tu zupełnie. Famen górny jest natomiast b. silnie zredukowany, o niesłychanie małej grubości, dochodzącej do 3—4 m. Mimo to obejmuje on wszystkie poziomy klimeniowe. Jeżeli porównamy wykształcenie famenu tutejszego z kieleckim, to okaże się, że odpowiedniki famenu gałęzickiego z synkliny kieleckiej osiągają grubość dochodzącą do kilkuset metrów. Są to łupki margliste z cienkimi wkładkami wapiennymi, zawierającymi ubogą i rozproszoną faunę, gdy w Gałęzicach jest ona niezwykle bogata i składa się z przedstawicieli różnych grup, zawierających: brachiopody, małże, ślimaki, ostrakody, trylobity, ryby pancerne z głowonogami na czele, wśród których wybitny udział przyjmują goniatyty i klimenie.

Z Gałęzic pochodzi niezwykle bogaty i pięknie zachowany zespół klimeniowy, reprezentujący jeden z najciekawszych w Europie profili famenu klimeniowego.

Karbon

Między grzędą żywetu i następną ku pn. ciągnie się wyraźna bruzda morfologiczna. Pośrodku niej na horyzoncie widzimy niewielki grzbiecik. W nim odślania się już wapień karboński, zawierający b. bogatą faunę z *Productus giganteus*, *Pr. semireticulatus* itd. Są to wapienie piętra Visé, spoczywające bezpośrednio na czarnych łupkach krzemionkowych, reprezentujących piętro Tournai.

Nad wapieniami spoczywa dość gruba seria łupków żółtooliwkowych, ilastych i piaszczystych, zamykających pełny profil karbonu dolnego. Mówiąc o karbonie, zauważyć należy, że i jego grubość jest tu mocno zredukowana, a najciekawsze to, że tu jedynie na całym obszarze świętokrzyskim w kulmie występują wapienie z niezwykle bogatą i różnorodną fauną. Jednak nie tworzą one ciągłego pokładu jak np. w okol. Krakowa, lecz mniejsze lub większe soczewki, dochodzące do 10 m grubości.

Cechsztyń

Wspomniana grzęda, zamykająca bruzdę karbońską od północy składa się z jednolitej pozornie serii wapiennej, należącej już do cechsztyń. Morfologicznie skiba ta tworzy wyraźną i ciągłą kuestę wypreparowaną w podłożu wspomnianych łupków karbońskich (fot. 23 i 24).

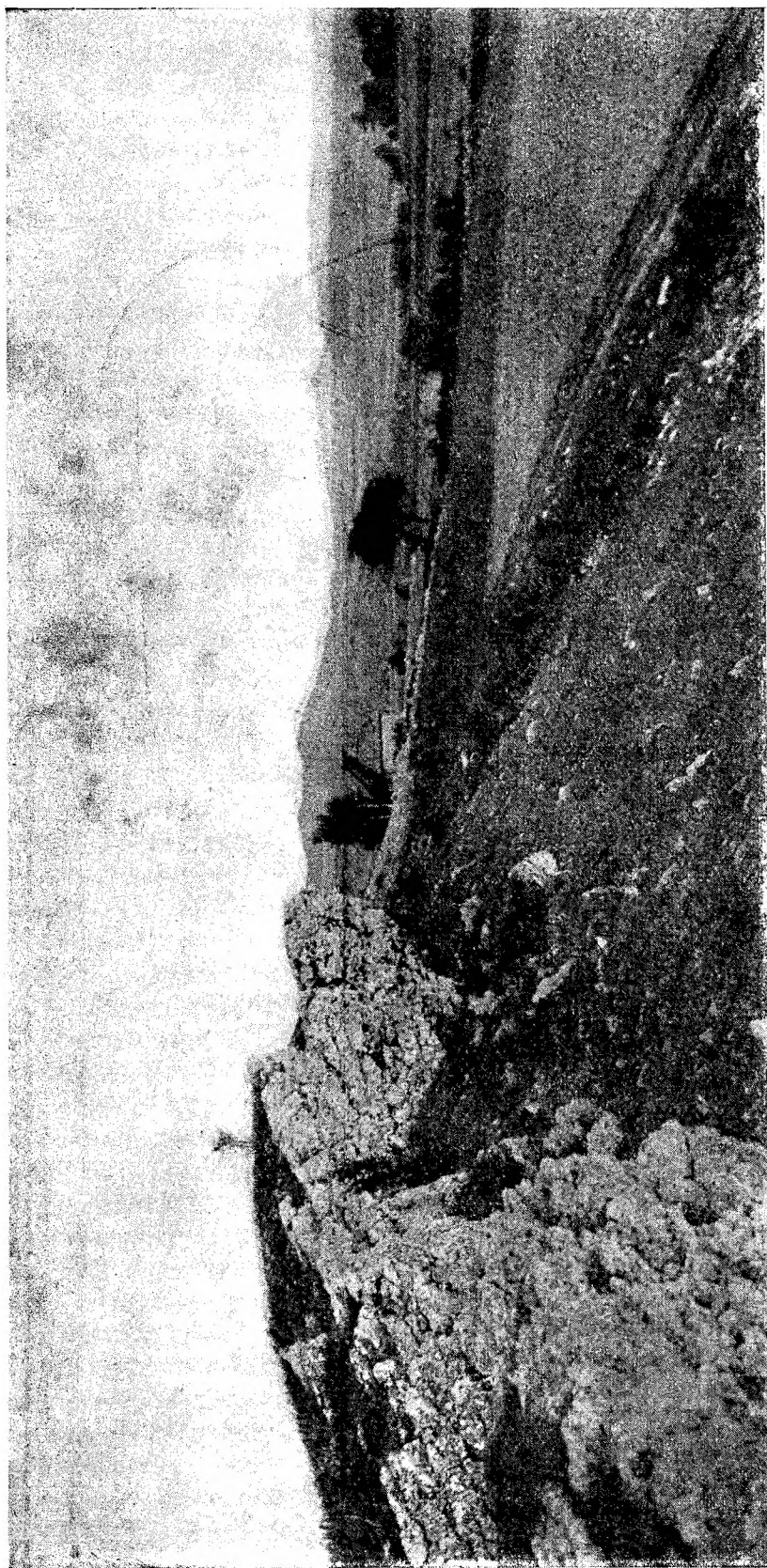
W jej skład wchodzi zlepieńce podstawowe, nie zawsze wykształcone (zlepieńce Zygmunówki) i wapień ciemny bitumiczny z dość bogatą fauną dolnego cechsztyń z *Prod. horridus* na czele. Jest to cechsztyń dolny. Nad nim spoczywa cechsztyń środkowy złożony z margli i łupków niekiedy zawierających skupienia fauny ostrakodów i szczątki roślin: paproci i koniferów (*Voltzia*, *Ullmania* itd.).

Cechsztyń środkowy w krajobrazie zaznacza się wyraźnie, tworząc bruzdy między grzędą dolnego i górnego cechsztyń. Ostatni wyrażony jest zlepieńcami, tworzącymi wspomnianą grzędę, przez którą biegnie ulica wiejska w Gałęzicach.

W górnym cechsztyńie zlepieńce wyraźnie dominują, choć w kierunku od wschodu ku zachodowi ich facja zmienia się przechodząc w margle zielonawe lub czerwone.

W Gałęzicach jak widzimy odsłonięte są wszystkie 3 ogniwa cechsztyń i to w takim układzie stratygraficznym, który pozwala na powiązanie paleogeograficzne tych utworów z identycznie nieraz wykształconym cechsztyńem Niemiec środkowych (Turyngia itd.). Poza tym w Świętokrzyskim jest to jedyny prawie punkt, gdzie kolejny rozwój wszystkich ogniw wyrażony jest bardzo kompletnie.

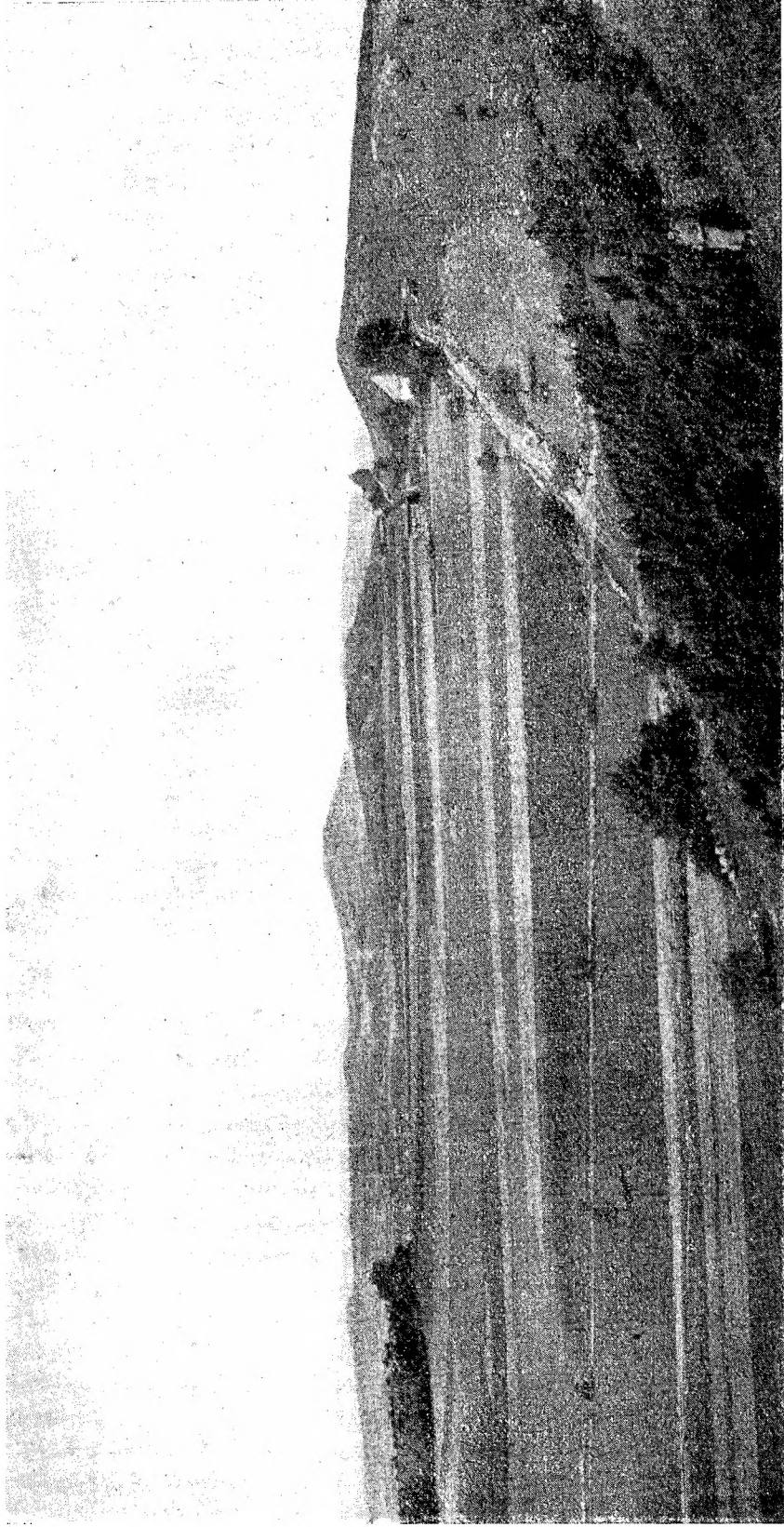
Poznana facja cechsztyń w Gałęzicach reprezentuje osady morskie o charakterze brzegowym. Tu istnieje zazębienie się facji morskiej z lądową. Ostatnia występuje dalej ku wschodowi, gdzie cechsztyń j. np. w Kowali, w Radkowicach i w Bolechowicach itd. wykształcony jest całkowicie w zlepieńcach. Te zaś niekiedy składają się z b. słabo, a nawet wcale nieobtoczonych okruchów skalnych dewonu (dolomity i wapień) scementowanych czerwonym lepiszczem. Zlepieńce cechsztyńskie powstawały więc z przerobienia wietrzeli i rozsypisk skalnych w klimacie pustynnym. Z tego też czasu pochodzą utwory krasowe, wypełniające kotły i szczeliny tektoniczne spotykane poza zasięgiem zalewu cechsztyńskiego, np. w Międzygórzu p. Kielcami, pod Daleszycami itd.



Fot. 23

Zdj. J Czarnocki

Gałęzice. Góra Skatka. Wapienie dolomityczne dolnego cechsztynu, w tym wykształceniu znane tylko z Gałęzic. W przedłużeniu g. Wsiowa w Skibach — żywe północnego skrzydła antykliny checińskiej, a na prawo g. Zamkowa — południowe skrzydło tejże antykliny.



Fot. 24

Zdj. J. Czarnochki

Gałężice. Południowa krawędź synkliny gałęzickiej. Od strony prawej kuesta cechsztyńska (cechsztyln dolny) zbudowana z wapieni i zlepieńców. Karbon dolny (seria najwyższa) w polu ornym. Dewon środkowy w g. Jaźwicy, w lewej części zdjęcia. W przedłużeniu widoczna g. Ostrówka, a na planie ostatnim pasemko wapieni dewońskich z najwyższym punktem Miedzianką, należąca do południowego skrzydła fałdu chęcińskiego.

W odwrotnym kierunku, a więc na zachód od Gałęzic, cechsztyń ginie pod triasem. O szybkich zmianach facjalnych, jakim cechsztyń podlega w kierunku obniżania się osi synkliny gałęzickiej, świadczy profil otworu wiertniczego wykonanego przez Państwowy Instytut Geologiczny w Skałce Rykoszyńskiej w 1932 r. Tu po raz pierwszy w cechsztyńnie zjawia się anhydryt z gipsem, zwiastujący obecność facji perysalinarnej. O pobliżu facji solnej świadczą ślady soli, stwierdzonej w wodzie, pochodzącej z nawierconego tu cechsztyńnu.

Zapadliska precechsztyńskie, których obecność w obwodzie masywu świętokrzyskiego potwierdzają ostatnie badania, w łonie swym zapewne kryją osady solne, przykryte grubą powłoką triasu, głównie pstrego piaskowca.

Trias dolny

Nad górnym cechsztyńnem w kolejnym następstwie spoczywa pstry piaskowiec. Jest on wyrażony wszystkimi niemal ogniwami, które morfologicznie zaznaczają się szeregiem mniejszych lub większych skib i bruzd podłużnych, zależnie od odporności budujących je skał.

Dolną część reprezentują zatem łupki czerwone z *Estheria*, a nad nimi leżą piaskowce ciemnowiśniowe, tworzące samodzielną grzędę z kamieniołomem na szczycie.

Środkowe ogniwo piaskowca wykształcone jest jako różowe lub żółte piaskowce, zwykle słabo scementowane, kruche, gruboławicowe. W nich lokalnie występują wkłady żwirów kwarcytowo-kwarcowych. Piaskowce te mają charakter ciosowy i używane są do celów gospodarczych. Są one gorsze od p. dolnego ogniwa, wyróżniającego się lepszą oddzielnością.

Środkowe ogniwo zamyka od północy obszar krajobrazu skibowego, jaki poznaliśmy na podstawie analizy poszczególnych jego elementów. Na pn. od ostatniej skiby p. piaskowca występuje znaczne obniżenie terenu przeważnie zabagnionego z podłożem łożupków wiśniowych stanowiących, ogólnie biorąc, górną część środkowego ogniwa p. piaskowca oraz dolną część retu. W okolicach Rykoszyna położone wzniesienia reprezentują już więcej odporne utwory złożone z margli płytkowych retu górnego i wyżej z wapienia muszlowego.

Pełny profil d. triasu od retu w dół odsłonięty został w otworze wspomnianym już w Skałce Rykoszyńskiej.

Zwrócić należy uwagę na interesującą okoliczność, że pstry piaskowiec w synklinie gałęzickiej wiąże się zgodnym przejściem z cechsztynem. Ma to miejsce jedynie w odślonięciach zachodniej części Gór Świętokrzyskich, gdzie paleozoik stopniowo zniża się ku zachodowi przechodząc w zapadliska, jakie istnieją na północnym i południowym obniżeniu Gór Świętokrzyskich. Poza tym na znacznych obszarach antyklinorium, szczególnie w regionie łysogórskim, pstry piaskowiec wszędzie spoczywa niezgodnie na zgradowanych masach paleozoicznych. W licznych punktach dochowały się jego ślady, jako ropy i piaski pstre, wypełniające kotły krasowe na wapieniach dewońskich: Radlin, Daleszyce, g. Józefka, wreszcie Kadzielnia, gdzie zjawisko to poprzednio oglądaliśmy (fot. 2).

Tektonika synkliny gałęzickiej i fałdu chęcińskiego

Ze stratygrafią profilu gałęzickiego wiążą się też ciekawe szczegóły tektoniki tego obszaru. Poznać je można z udziałem załączonych map — 1 : 25 000 i setki. Otóż zauważyć należy, że odślonięcie młodo-paleozoicznej serii od famenu począwszy aż po karbon włącznie jest zjawiskiem zlokalizowanym na nieznacznej tylko przestrzeni Gałęzic, gdy na pozostałych obszarach serie te przykryte są zupełnie przez cechsztyń, np. na wsch. od Gałęzic i na zach. od g. Ostrówki w Gałęzicach.

Na tym odcinku budowa synkliny gałęzickiej zachowuje odrębne cechy.

Południowe skrzydło jest silnie podniesione, a północne obniżone.

Zjawisko to pozostaje w związku z ogólnym podniesieniem zachodniego odcinka fałdu chęcińskiego. To znów wywołane zostało podsunięciem od południa masy paleozoicznej fałdu radomickiego pod wpływem nacisku mas mezozoicznych.

Ten drobny szczegół tektoniczny jest interesujący ponieważ ilustruje właściwości tektoniki ogólnej okolic Chęcin. Reprezentuje ona zjawiska należące do kilku różnych faz orogenezycznych. Z nich dwie szczególnie mocno zostały zaakcentowane. Starsza — hercyńska, z którą wiąże się powstanie fałdu chęcińskiego o normalnej budowie antyklinalnej i z zamkniętym wówczas jądrem kambryjskim (o czym świadczy brak

tych skał w zlepieńcach cechsztyńskich). I młodsza faza, z którą wiąże się sfałdowanie mezozoiku z kredą włącznie przypadającą na paleogen. Fałdy paleozoiku w tym czasie uległy ponownemu odmłodzeniu. Wyraziło się to podniesieniem osi fałdu checińskiego i licznymi komplikacjami, jak np. rozbiciem pierwotnej jego struktury, licznymi poprzecznymi dyslokacjami, obaleniem południowo-zachodniej części tego fałdu, wyciśnięciem i odkłuciem dewonu na granicy z kambrem w jego południowym skrzydle oraz wielu innymi, choć miniaturowymi, lecz interesującymi zjawiskami. Ilustruje je mapa geologiczna w skali setki i 1 : 25 000 z odsłoniętym podłożem.

IV. Chęciny — Góra Zamkowa

Stratygrafia, tektonika paleo- i mezozoiku

Po raz ostatni oglądamy paleozoik w G. Zamkowej. Tu prócz obejrzenia kilku jeszcze szczegółów budowy fałdu checińskiego wejrzaniem ogólnym obejmujemy większy fragment obszaru checińskiego, ujętego pięknem swoistego krajobrazu ziemi checińskiej.

W nim Góra Zamkowa odgrywa szczególną rolę. Leżąc na pograniczu dwu odrębnych światów geologicznych: paleo- i mezozoicznego pozwala na syntetyczne unaocznienie oglądanych i omawianych dotąd fragmentów paleozoiku. Oczom naszym odkrył je rozległy widok z Góry Zamkowej. Od strony północnej mamy przegląd obszaru paleozoicznego, od południa zaś mezozoiku, z którym w tej części programu bliżej się teraz zapoznamy.

Zacznijmy od Góry Zamkowej. Jej grań skalna uwieńczona zamkiem składa się z dewonu środkowego, mianowicie z żywetu górnego, który tym się różni od tegoż np. w Zelejowej, że jest wyrażony facją wap. płytowych z krzemieniami. Ta facja rogowcowa związana jest z pd. częścią paleozoiku checińskiego. W G. Zamkowej jest ona silnie zredukowana, a ku zachodowi ginie niemal zupełnie zamieniona przez dolomity żywetu. W górze tej wapienie wyodrębniają się z otaczającego środowiska stratygraficznego, dzięki większej odporności zarówno w stosunku do spągowych dolomitów tworzących cały północny stok góry i obejmujących większą część miasta, jak i w stosunku do występujących na południu łupków marglistych i wapiennych należących do najniższego

franu z *Pterochenia* i *Gephyroceras*. Do tego franu u samej podstawy góry Zamkowej przytyka cechsztyn, jako płyty zlepieńca, a do nich przylegają ily pstrego piaskowca.

W takim ukształtowaniu Góra Zamkowa, jak wynika z mapy, reprezentuje południowe skrzydło fałdu chęcińskiego. W Chęcinach jest ono bardzo stromo ustawione, co wiąże się z właściwościami położenia jego w obrębie elewacji.

Południowe skrzydło fałdu chęcińskiego jest szczególnie silnie zaburzone. Z mapy widać, że składa się ono z licznych drobnych odcinków wyodrębnionych przy pomocy poprzecznych dyslokacji trawersujących często całość fałdu.

Deformacja peleozoiku południowego skrzydła jest znacznie dalej posunięta niż w skrzydle północnym. Dzieje się to wszystko na pograniczu z mezozoikiem, który w strefie kontaktu choć podlega daleko posuniętym odkształceniom, to jednak zaburzenia te ograniczają się do wąskiej tylko strefy bezpośredniego ich zetknięcia się. W miarę oddalania się ku pd. amplituda fałdowań mezozoiku stopniowo słabnie i wygasa.

W strefie pośredniej, między paleozoikiem i jurą, mieszczą się najintensywniejsze zaburzenia. Jest to pas pogranicza, w którym trias zachowuje odrębne cechy tektoniczne, niezgodne w stosunku do jury. Ostatnia, jak widać z mapy tektonicznej, transgreduje na triasie i jest uniezależniona od podłoża. Ma to miejsce dzięki odkluciu umiejscowionemu na pograniczu obu systemów.

W obrębie Miedzianki obserwujemy niewielką interesującą dygitację na brzegu płaszcza jurajskiego (por. mapę). Poza tym jura na tym odcinku kontaktuje z różnymi elementami stratygraficznymi triasu. Widać to szczególnie na odcinku między Miedzianką i Polichnem.

W obrębie elewacji chęcińskiej odstonięty jest fragmentarycznie jeszcze jeden element tektoniczny, mianowicie — masyw dewoński widoczny na pd. G. Zamkowej. Jest on zbudowany przeważnie z dolomitów, tworzących jądro szczątkowego fałdu radomickiego, poprzednio wspomnianego. Obecność jego ujawnia się na niewielkiej stosunkowo przestrzeni — tylko w obrębie wspomnianej elewacji między Skibami i Radkowicami. Fałd ten przykryty szczątkową pokrywą pstrego piaskowca b. szybko zanurza się w obu kierunkach. O roli jego w zachodnim obramieniu fałdu chęcińskiego mówiliśmy

poprzednio. Na wschodzie zanurzając się jeszcze szybciej ginie pod osłoną nasuniętych nań mas mezozoicznych, które jak widać z mapy, głęboko wciskają się ku północy, tektonicznie transgredując w obręb jądra fałdu chęcińskiego. Dzieje się to na osi depresji transwersalnej w Radkowicach, gdzie cechsztyń w kształcie płatu spoczywa bezpośrednio nasunięty już na kambrze.

Fałd radomicki w Chęcinach, tworzący coś w rodzaju horstu, jest szczątkowym elementem fałdowym, który zachował się jedynie w obrębie elewacji, a na pozostałej przestrzeni kryje się w głębszym podłożu mezozoicznym.

Jak widzimy więc między obu masywami — paleozoicznym i mezozoicznym — istnieje ostra dyskordancja tektoniczna. Szczególnie silnie jest ona wyrażona na znacznej przestrzeni między Miedzianką na zachodzie i Radomicami na wschodzie. Dyskordancja ta spowodowana została niezgodnością starszego i młodszego planu tektoniki świętokrzyskiej. Starszego zorientowanego kierunkiem preordowickim (kieleckim) i młodszego — hercyńskim (świętokrzyskim). Z ostatnim wiąże się obwodowe zapadlisko cechsztyńskie podporządkowane kierunkowi świętokrzyskiemu. Jego pokrywa mezozoiczna podlegała przefałdowaniu w kontakcie z potomnym podniesieniem masywu paleozoicznego. Im podniesienie to jest silniejsze, tym objawy tektoniki kontaktowej są silniej wyrażone. Ruch fałdujący, postępując od południa — od Karpat, wywierał nacisk na podniesiony i obcięty uskokami masyw paleozoiczny, wywołując w pierwotnej jego strukturze duże zmiany. Na związane z nią szczegóły niejednokrotnie zwracaliśmy już uwagę. W kształtowaniu się szczegółów tektoniki mezozoiku duży wpływ wywarły właściwości struktury paleozoicznej, szczególnie rozkład poprzecznych elewacji i depresji w obrębie masywu paleozoicznego. Zależność tę ilustruje mapa odkryta. Począwszy mniej więcej od Radomic — między obu masami dochodzi do zgody w tym sensie, że tektonika mezozoiku ku wschodowi stopniowo słabnie. Tu bowiem wychodzimy już poza silnie skłóconą strefę tektoniki kontaktowej.

Górnictwo chęcińskie

Zanim opuścimy Górę Zamkową skorzystamy, by podane już krótkie wyjaśnienia w sprawie górnictwa chęcińskiego, uzupełnić jeszcze kilku ważniejszymi faktami.

Ślady dawnych robót górniczych trzymają się ściśle wychodni skał węglanowych: wapieni i dolomitów. Z tym jedynie środowiskiem związane są złoża ołowianki, a w znacznie mniejszym zakresie i miedzi. Zasięg mineralizacji kruszcowej z tych względów ogranicza się do wąskich stosunkowo stref dolomityczno-wapiennych w skrzydłach antykliny chęcińskiej no i innych. Obejmuje on jedynie serie paleozoiczne, choć w pewnym zakresie okruszcowanie sięga po pstry piaszkowiec (miedź) i wap. muszlowy (ołów).

Mineralizacja południowego skrzydła antykliny chęcińskiej jest bardziej zaawansowana niż w północnym. Już na samej Górze Zamkowej oceniamy ją według danych robót górniczych, które skupiają się w pn. zach. końcu tej Góry w postaci licznych warp i hałd starych szybów.

Jeszcze większą przestrzeń zajmują one na zach. w obrębie g. Rzepki i Sosnówki, co widać zresztą z zachodniej części Góry Zamkowej.

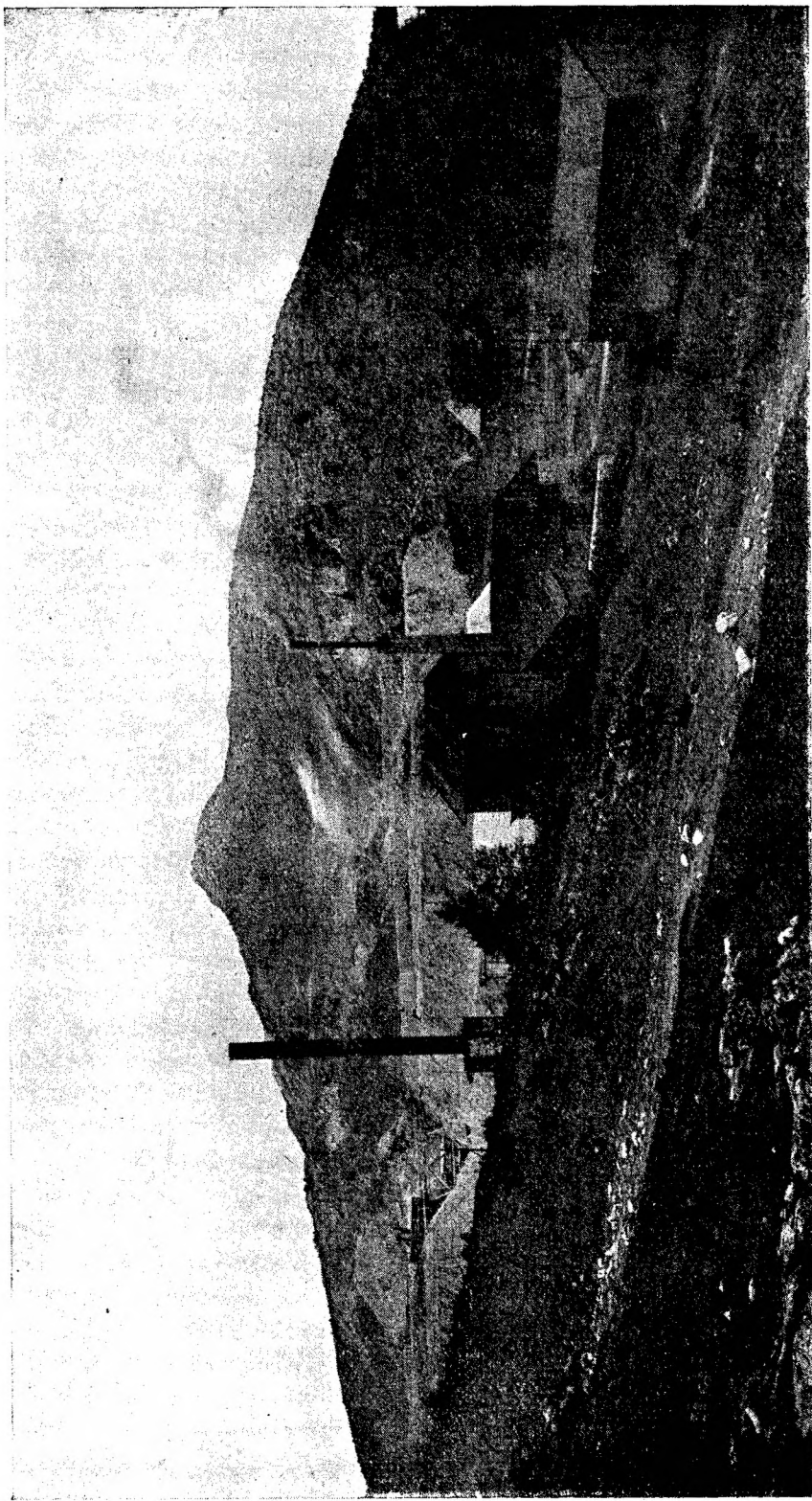
W Chęcinach mineralizacja kruszcowa wiąże się z granicami elewacji, obejmując tu prócz skrzydła antykliny również horst dolomitowy radomicki. Wiąże się to z systemem poprzecznych szczelin, z których część wypełniona jest bądź iltami kruszczowymi, bądź kalcytem.

Z najdalej ku zach. wysuniętą elewacją Miedzianki związane są od dawna znane złoża miedzi (fot. 25). Ich lokalizacja uzależniona jest głównie od obecności podłużnej dyslokacji, ograniczającej dewon od triasu. Poza Miedzianką większe nieco objawy miedzi stwierdzone zostały robotami górniczymi jedynie w g. Sosnówce.

Znajomość mineralizacji kruszcowej okolic Chęcin i innych obszarów w Świętokrzyskim jest oparta głównie na obserwacjach pochodzących przeważnie ze starych robót, jest zatem niedostateczna i nie przesądza zagadnień wartości górniczej tych obszarów, zwłaszcza jeśli chodzi o pierwotne złoża, których należałoby oczekiwać w głębszym podłożu paleozoicznym.

Krajobraz chęciński

Obserwując krajobraz chęciński w zasięgu G. Zamkowej zauważymy, że w zachowaniu się form morfologicznych paleozoiku i mezozoiku istnieją znaczne różnice. Tzw. skiby, zbudowane z paleozoicznych wapieni są mocno rozczłonko-



Fot. 25

Zdj. J. Czarnocki

Miedzianka (Wielka Sowa). Zdjęcie z okresu pierwszej wojny światowej (z 1918 r.) z istniejącymi podówczas zabudowaniami górniczymi i szybem wydobywczym na lewo od kolumna.

wane i bardzo nieregularne, tworzą oddzielne wzgórza i pagórki, natomiast mezozoiczne, np. triasowe i jurajskie, są bardziej regularne i mniej rozczłonkowane. Widać to w zachowaniu się licznych wąskich i długich „skib” lub „grzęd” np. korzeckowskiej, bolmińskiej i innych. Takie ukształtowanie skibowe jest przede wszystkim wynikiem czynników modelujących powierzchnię na podstawie różnicy odporności skał, wśród których dominują różnowieczne wapienie gdy mniej odporne w zagłębieniach, przysłonięte są zwykle piaskami np. iły, łupki i skały piaszczyste, tworzące podłużne bruzdy dolinowe.

V. Profil Chęciny — Tokarnia

Ogólna charakterystyka

Na przestrzeni między G. Zamkową i Tokarnią możemy zapoznać się z profilem budowy masy mezozoicznej. Składa się ona z 2 naczelných elementów tektonicznych: pierwszym z nich jest głęboka synklina, wypełniona przez trias, jurę, częściowo też i kredę (Bolmin), drugim natomiast fałd zbrzański, w którym poza mezozoikiem odsłaniają się nawet paleozoiczne serie.

Zanim poznamy szczegóły związane z budową wymienionych elementów, zwróćmy jeszcze uwagę na ważniejsze momenty tektoniki mezozoiku. Wynikają one z przeglądu mapy. Jednym z nich to wielka nieregularność w budowie fałdów, zaakcentowana silnym wahaniem osi fałdów i niecek. Daje temu wyraz zdjęcie w setce, choć obejmuje ono tylko fragment całości. W synklinie bolmińskiej zwraca uwagę obecność płatu kredy, a w fałdzie zbrzańskim — kambriu.

Dalej z przeglądu mapy wynika, że ta nieregularność w budowie mezozoiku uzależniona jest od budowy przedmurza paleozoicznego. Wyraża się to w sposób dość szczególny. Maksymalne podniesienie osi np. fałdu zbrzańskiego przypada na depresję w przedmurzu paleozoicznym Radkowie — Brzeziny. Natomiast wprost elewacji chęcińskiej fałd zbrzański wygasa, kryjąc się pod osłoną jury, spod której starsze elementy wynurzają się dopiero poza obrębem masywu paleozoicznego. W odcinku położonym na zach. od Chęcin w masach mezozoiku istnieje b. silne obniżenie podłoża, które znów związane jest z potomnym podniesieniem zach. części antykliny chęcińskiej,

na co już zwracaliśmy uwagę, omawiając budowę niecki gałęzickiej.

Oto najistotniejsze szczegóły, dotyczące charakteru współzależności wzajemnej dwu różnych i różnowiekowych elementów tektonicznych południowego zbocza Gór Świętokrzyskich.

Przechodzimy teraz do szczegółów. Począwszy od G. Zamkowej w kierunku południowym przecinamy kolejno horstową masę radomicką, która od południa obcięta jest stromym uskokiem, zrzucającym pstry piaskowiec.

Począwszy od brzegu lasu kolejno zmieniają się silnie wyciśnięte i wyprasowane coraz wyższe ogniwa triasu po jurę białą włącznie. Serie te bądź stoją pionowo, bądź też obalone są wstecznie ku pd. Na elewacji chęcińskiej istnieje tu silne stłoczenie całego triasu, połączone z wyciśnięciami zwłaszcza miękkiego kajpru (por. setkę).

Te zjawiska były doskonale widoczne w przekopie budującej się szosy w Podzamczu. Mimo zapełnienia, widać tu jeszcze kontakt jury (kelowej-oksford) z retem, a dalej ku zach. oksfordu z wapieniem muszlowym

Jura biała widoczna w przekopie szosy krakowskiej na serpentynach jest bardzo silnie potrzaskana i stromo nachylona. Poza tym jak widać z mapy, jura biała jest silnie przełałdowana, a jednym z jej elementów tektonicznych jest pięknie wymodelowana synklina g. Leśnej w Przemiarkach, w której oprócz astartu zjawia się już i kimeryd. Dalej ku wschodowi na osi zanurzenia kimeryd tworzy kilka drobnych elementów tektonicznych, towarzyszących bardzo silnie zaburzonemu skrzydłu fałdu zbrzańskiego (por. setkę, okolice Ostrowa).

Fałd zbrzański

W Tokarni, po przekroczeniu doliny Nidy, obserwujemy zamknięcie fałdu zbrzańskiego. Jest ono widoczne dobrze w rozmieszczeniu jury (oksford i raurak) odsłoniętej w samej wsi położonej na granicy jury i triasu.

Między Wolica i Tokarnią w śródfałdziu kolejno odsłania się kelowej częściowo też baton (szczególnie w przekopie ko-

lejewym), wreszcie kajper (różne poziomy) i wap. muszlowy. Tak zbudowany jest jeden z trzech odcinków brachyantyklinalnych całego fałdu.

W następnej ku pldwsch. brachyantyklinie odsłania się jeszcze niższy element triasu, pstry piaskowiec, a w trzecim, zbrzańskim — zjawia się paleozoik, odsłonięty w jądrze od dewonu począwszy po kambr włącznie.

Ta nieregularność i komplikacje wewnętrznej budowy fałdu zbrzańskiego potęgują się kolejno w coraz starszych elementach stratygraficznych, a więc jura posiada układ normalny najmniej zaburzony, trias więcej zaburzony rozbity jest wewnętrznymi undulacjami brachyantyklinalnymi, natomiast paleozoik tworzy nadzwyczaj zaburzoną, złuszkowaną strukturę. Te różnice wiążą się z trzema fazami różnowiekowej orogenezy.

Fałd zbrzański jako całość posiada budowę asymetryczną. Skrzydło południowe o normalnej spokojnej budowie, północne natomiast niezwykle intensywnie zaburzone, szczególnie zaś na osi maksymalnego wypiętrzenia w okol. Zbrzy. Tu stwierdzono jurę w kontakcie z dewonem i sylurem.

Tak intensywne zaburzenia w północnym skrzydle antykliny zbrzańskiej wywołane zostały obaleniem fałdów brzeżnych, spowodowanym mniejszym lub większym oporem mas paleozoicznych w przedmurzu sztywnego masywu paleozoicznego.

Dzień 4-ty Zjazdu

Wyjazd z Kielc do Buska przez Morawicę, Piotrkowice, Chmielnik i powrót przez Pińczów do Kielc.

Punkty obserwacyjne:

- I. Morawica — Krawędź masywu paleozoicznego i dyslokacja między paleozoikiem i triasem. Kuesta jurajska w południowym obrzeżeniu masywu paleozoicznego.
- II. Liśów — Profil fałdu lisowskiego. Przegląd odsłoneń jury w Lisowie.
- III. Celiny — Ptasznik — Krawędź dyslokacji chmielnickiej w związku z zagadnieniem zapadliska połanieckiego.
- VI. Busko — Profil tortonu na wzgórzu św. Mikołaja.

V. Góra Owczarska — Wysad jurajski i jego budowa. Jezioro solankowe. Zagadnienie wód mineralnych.

VI. Pińczów — Trzeciorzęd w obrębie wału wójczo-pińczowskiego.

Materiał kartograficzny do 4-go dnia Zjazdu:

Mapka itinerarów XX Zjazdu P. T. G. w skali 1 : 300 000

Mapka geologiczna zachodniej części Gór Świętokrzyskich oraz południowego obrzeżenia

Arkusze mapy geologicznej Kielce 1 : 100 000 (odkrytej).

Dzień czwarty Zjazdu ma na celu zaznajomienie zwiedzających z geologią południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich; ściślej biorąc — z obszarami położonymi między masywem świętokrzyskim i czołem Karpat. Obszary te są interesujące ze względu na położenie ich na osi wielkiej depresji przykarpackiej, w miejscu wynurzania się podłoża premioceńskiego zapadliska o ciekawym i złożonym układzie tektonicznym.

I. Morawica

Kuesta jurajska

Między Kielcami i Morawicą, jak wynika z mapy, trasa przecina różne elementy stratygraficzne paleozoiku kieleckiego, ukształtowane dwoma fałdami — dymińskim i checińskim. Ich budowę poprzednio już poznaliśmy w krańcowym zachodnim zasięgu. Tu zauważyć należy, że we wschodnim przedłużeniu wymienione elementy tektoniczne ujawniają znacznie słabszy stopień zaburzeń. O ile na zachodzie dewon w skrzydłach obu antyklin dochodzi często do pionu to w części wschodniej nachylenia spadają do połowy. Ta różnica w stopniu zaburzeń wynika stąd, że obszary w zachodnim obrzeżeniu podległy w stopniu znacznie większym potomnym odmłodzeniom niż wschodnie. W tym przypadku znalazły się już poza bezpośrednim wpływem stycznych fałdowań.

Bezpośredni tektoniczny kontakt masywu paleozoicznego — zwykle przysłonięty, zwłaszcza w dolinie Nidy Czarnej, widoczny jest w Brzezinach, gdzie ret i pstry piaskowiec (część wsch. wsi) ustawione są pionowo w bezpośrednim kontakcie z dolomitami żywetu.

W okolicach Morawicy paleozoik raptownie zapada ku południowi kryjąc się w podłożu triasu i jury. Odrębnie ukształtowana jest jura, która tworzy tu wyraźnie zaznaczoną kuestę, wznoszącą się stromo ponad wiśniowymi łąkami kaj-

pru, w stosunku do których seria ta przeważnie jest uniezależniona dzięki jej odkłuciu.

II. Lisów

Antyklina lisowska i jej budowa

Między Morawicą i Chmielnikiem przecinamy już obszar mezozoiczny, dość intensywnie sfałdowany. W fałdach przyjmuje udział głównie trias i jura, wyjątkowo zaś paleozoik np. w Zbrzy. Na ogół antykliny mezozoiczne posiadają tu budowę normalną, choć w budowie ich przyjmują też udział dyslokacje longitudinalne, często o dużym stopniu napięcia.

Do takich należy dyslokacja związana z fałdem lisowskim, która od północy obcina ten fałd. Przez południowe skrzydło normalnie zbudowane biegnie szosa do Chmielnika skośnie przecinająca różne elementy stratygraficzne triasu i jury o słabym nachyleniu ku południowi. W fałdzie tym odsłania się pełna seria triasu od pstrego piaskowca począwszy aż po wapień muszlowy widoczny we wzniesieniu, na którym położona jest wieś, wreszcie kajper i jura po zachodniej stronie szosy. Profil keloweju, oksfordu, rauraku widać w przekopie szosowym między Lisowem i Piotrkowicami.

Najstarszym elementem stratygraficznym tego fałdu jest cechsztyń. Występuje on na niewielkiej przestrzeni w Brodach. Jego obecność wyznacza największe wzniesienie fałdu lisowskiego obciętego tu asymetrycznie wspomnianą dyslokacją podłużną. Powoduje ona bezpośredni kontakt jury z cechsztyńem.

III. Celiny — Ptasznik

Krawędź zapadliska połanieckiego i jego tektonika

Z odmiennym planem tektoniki południowego zbocza Gór Świętokrzyskich związany jest trzeciorzęd i jego facje.

W Celinach (fol. Ptasznik) widać krawędź jurajską obciętą przez dyslokację obrzeżającą od północy rozległe zapadlisko połanieckie. Charakteryzuje go pełna seria miocenu od helwetu po sarmat włącznie (otwór w Suliszowie). Wiek tego zapadliska sięga czasów przedhelweckich.

W Celinach i w Ptaszniku w kilku kamieniołomach obserwujemy objawy dyslokacji w stromo nachylonej i silnie

zaburzonej jurze (raurak i astart). Od południa zapadlisko połanieckie graniczy z tzw. wałem wójczo-pińczowskim. Wał ten jest to element tektoniczny reprezentujący formę synklijalną, zbudowaną z kredy obrzeżonej od północy linią graniczną jury południowego zbocza Gór Świętokrzyskich ukrytą pod osadami miocenu. Od południa zaś ogranicza go jura dyslokacji skotnickiej (patrz mapka itinerarów).

Morfologicznie wał wójczo-pińczowski reprezentuje formę inwersyjną.

Obszar położony na południe dyslokacji skotnickiej zajęty jest przez osady tortonu górnego. Tu spoczywa on bezpośrednio na jurze i kredzie. Obszar ten znany jest pod mianem depresji soleckiej. Stanowi on odrębny element tektoniczny, młodszego wieku, niż zapadlisko połanieckie. Pierwotnie obszar ten był silnie wyniesiony z jurą wychodzącą bezpośrednio na powierzchnię lub pokrytą cienką powłoką kredy. Brak starszych ogniw miocenu (helwetu i tortonu dolnego) wskazuje, iż obniżenie jego związane jest dopiero z transgresją górnotortońską.

Dyslokacja skotnicka, stanowi granicę zasięgu pełnej serii miocenu od północy (zapadlisko połanieckie) i niekompletnej od południa (zap. soleckie).

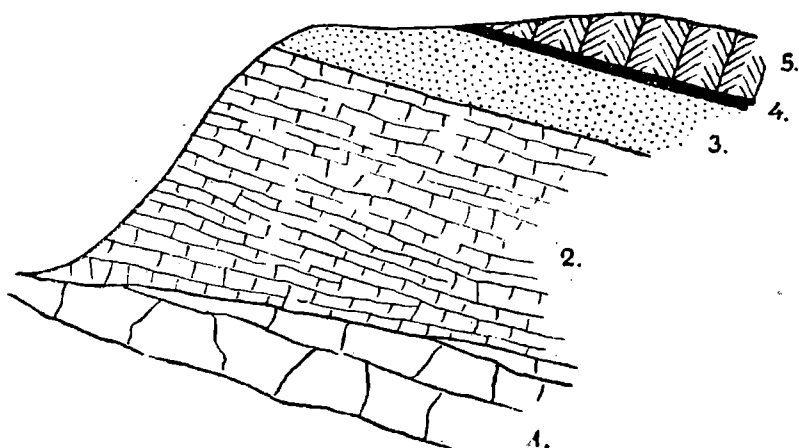
Droga z Chmielnika do Buska prowadzi w poprzek zapadliska połanieckiego granicą dwóch facji sarmatu — od zachodu reprezentowanego piaskami, piaskowcami i zlepami tworzącymi wyraźną kuestę, od wschodu zaś facją ilasto-piaszczystą i ilastą, morfologicznie wyróżniającą się obniżeniem. (por. mapkę geol. zach. cz. itd).

IV. Busko

Profil tortonu na wzgórzu Św. Mikołaja

Na wzgórzu św. Mikołaja obserwujemy dość charakterystyczny profil tortonu. Margle z florą (dolny torton) i niezgodnie na nich spoczywające piaski glaukonitowe (warstwy baranowskie) przykryte są gipsami zapadającymi pod ility górnotortońskie. Brak tu serii litotamniowej, względnie litawskiej. Poza tym torton górny jest tu znacznie zredukowany.

Profil wzgórza Św. Mikołaja w BUSKU-Zdroju.



Rys. 26.

1. Opoka kredowa (senon).
2. Margle kredowate z florą (torton dolny).
3. Piaski ilaste glaukonitowe (w. baranowskie).
4. Ławiczka modiolowo—pektenowa (poz. erwiliowy), silne przewyższenie.
5. Gips grubokryształiczny.

V. Góra Owczarska

Na Górze Owczarskiej obserwujemy odstonięcie jury zaburzonej (kimeryd), ponad którą spoczywa turon z krzemieniami z nieodstoniętym cenomanem w spągu. Wyższe poziomy kredy widoczne są u podnóża góry. Wszystko to pokrywa górny torton, wyrażony tu przede wszystkim gipsami, przy braku dolnego tortonu, miejscami zachowanego w postaci strzępów zlepieńców dolno-tortońskich (G. Owczarska, g. Kadrzyzna w Kikowie). Góra Owczarska stanowi jeden z trzech punktów naturalnych wychodni jury tworzących kopułowate wysady obcięte od południa wspomnianą dyslokacją skotnicką. Na południe od tej dyslokacji jura wspomnianych wysadów występuje stosunkowo płytko w podłożu tortonu górnego. W tych warunkach tworzy ona wielki, nieregularny, słabo zapewne zaburzony garb (między Buskiem, Solcem i Szczerbakowem) obniżający się w kierunku zachodnim jak i wschodnim.

Wody mineralne

Z zapadliskiem soleckim, szczególnie zaś ze wspomnianym wysadem soleckim, związane są zagadnienia praktyczne np. wody mineralne.

Występują tu dwa poziomy wód mineralnych, które jak się okazało z ostatnich badań geologicznych autora są od siebie niezależne: młodszy — siarczany — związany jest z górnym tortonem

i solankowy, pochodzący z głębszego podłoża, być może cechsztyńskiego. W pewnych okolicznościach w bezpośrednim kontakcie starszego podłoża, na przykład jury z gipsami tortonu, wody te łączą się ze sobą, dając wody siarczano-słone. Przykładem takiego naturalnego połączenia wód jest oglądane przez nas jezioro Owczarskie, które powstało na miejscu zapadliska spowodowanego podziemnym wylugiwaniem gipsów i zapadnięciem się stropu ilów łupkowych. Podobne źródła stwierdzone zostały w wielu innych punktach garbu jury zapadliska soleckiego (poza Buskiem — Solec, Szczerbaków, Gadawa).

Zagadnienie geologii w Wójczy sprowadza się do rozwikłania historii trzech wielkich cykli diastroficznych i związanych z nimi wzajemnie na siebie nakładających się planów struktur tektonicznych. Najstarszą strukturę, związaną z planem hercyńskim na zbieżności południowym Gór Świętokrzyskich, o ile wiadomo, poprzedza niekompletny rozwój osadów paleozoicznych, jaki jest charakterystyczny dla antyklinorium kieleckiego. Następny cykl obejmuje rozwój osadów mezozoicznych łącznie z cechsztynem. Jest on związany ze strukturą pohercyńską. Rozwój sedymentacji tego cyklu ma zapewne charakter dwojaki. Pełny i intensywny w obrębie zapadlisk pohercyńskich oraz niekompletny i transgresywny na obszarach silnie wyniesionego antyklinorium. Pełny cykl rozwojowy osadów zapewne nacechowany jest obecnością cechsztynu solonośnego wiążącego się bezpośrednio z triasem i jurą po kimeryd włącznie.

Najmłodszy cykl diastroficzny reprezentuje trzeciorzęd. Z tym okresem związane dyslokacje (por. mapkę przeglądową) komplikuje stan starszej budowy, tym bardziej, że z cyklem tym związanych jest kilka drugorzędnych faz tektonicznych. Są one zaznaczone dyslokacjami głównie dysjunktywnymi (dyslokacja chmielnicka — przedhelwecka, skotnicka — przedgórnortońska oraz wójczańsko-solecka i inne — posarmacka).

Ostatni cykl tektoniczny szczególnie intensywnie zaznaczył się w południowym obrzeżeniu antyklinorium świętokrzyskiego. Między Karpatami i masywem świętokrzyskim mieści się obszar okupowany przez wpływy orogenezy karpackiej, która zafarła

w bardzo dużym stopniu precechszyńskie rysy budowy tego obszaru. Z nielicznych faktów wnosić można o prawdopodobieństwie istnienia w południowym obrzeżeniu masywu świętokrzyskiego rozległego zapadliska precechszyńskiego. Kierunek tego zapadliska niezgodny jest z położeniem brzegu Karpat. Wypełnia je mezozoik — obecnie w znacznej mierze przykryty przez trzeciorzęd związany z szeregiem wspomnianych wyżej dyslokacyj podłużnych i zapadlisk.

IV. Pińczów

Trzeciorzęd w obrębie wału wójczo-pińczowskiego

Z Buska trasa prowadzi na Pińczów, przecinając wał wójczo-pińczowski. Ten element morfologiczny składa się z dwu genetycznie różnych odcinków tektonicznych a mianowicie: ze wspomnianej synkliny jurajsko-kredowej między Buskiem i Stopnicą oraz młodszego elementu synkliny trzeciorzędowej, towarzyszącej od południa dyslokacji skotnickiej. W przedłużeniu północno-zachodnim w Pińczowie jest ona wyrażona pełną niemal serią facjalnie silnie zredukowanego tortonu po sarmat włącznie (Nowa Wieś). W Pińczowie obserwujemy piękne odsłonięcia tortonu wyrażone w części najniższej marglami dolnotortońskimi z bogatą fauną wielkich małży i florą (podnóże Góry Zamkowej), powyżej których spoczywają wapienie litawskie, odsłonięte dalej w prastarym łomie pińczowskim, istniejącym tu co najmniej od XIV wieku. Nad tą serią niezgodnie spoczywa silnie zredukowany torton górny, a pod nim żwirowy sarmat, odsłonięty dopiero w Nowej Wsi.

Po północnej stronie krawędzi wału wójczo-pińczowskiego odsłania się kreda zorientowana, podobnie jak w Busku, w układzie niezgodnym w stosunku do niecki trzeciorzędowej.

S P I S R Z E C Z Y

	Str
Wstęp	237
Przegląd programu	238
Dzień 1-szy Zjazdu	240
I. Mójcza — Góra Zalasna	241
Profil kambru dolnego i syluru — Tektonika	241
II. Mójcza — Góra Skala	242
Profil fałdu mójczańskiego — Ordowik dolny	242
III. Kadzielnia	242
Stratygrafia	243
Fran	243
Famen	244
Tektonika	245
Kras	245
IV. Góry Śluchowice — Czarnów	245
Stratygrafia i facje	246
Tektonika	246
Dzień 2-gi Zjazdu	247
I. Radlin	248
Kulm i budowa synklinorium kieleckiego	248
II. Św. Krzyż	250
Stratygrafia i stosunki facjalne kambru	250
Geomorfologia pasma łysogórskiego	250
Tektonika	252
III. Rudki i okolice Słupi Nowej	253
Stratygrafia	253
Ordowik górny	253
Sylur dolny	253
Sylur górny	254
IV. Kopalnia „Staszic“ w Rudkach	255
Warunki odbudowy złoża (inż. Cz. Poborski)	256
Piryty	257
Hematyt	258
Syderyt	258
Pożary pirytu	259

O znaczeniu gospodarczym złoża pirytu w Rudkach (inż. R. Krajewski)	260
V. Świątomarz	264
VI. Góra Miejska pod Bodzentynem	265
VII. Wzorki	267
Anomalia magnetyczna p. Św. Katarzyną	267
VIII. Krajno	267
Charakterystyka geomorfologiczna pasma łysogórskiego	267
Dzień 3-ci Zjazdu	269
I. Trasa Kielce — Chęciny	269
Plejstocen doliny Silnicy i okolic	270
Górnictwo kruszcowe w okolicach Kielc	270
Przełom Bobrzy przez pasmo połowickie	272
Przecinamy synklinę gałęzicką	273
Marmurołomy chęcińskie i ślady dawnego górnictwa kruszcowego	273
II. Chęciny	275
Przemysł i Szkoła Kamieniarska w Chęcinach	275
Po drodze do Gałęzic przecinamy fałd chęciński	276
Zelejowa	276
III. Gałęzice, Góra Piekło i okolice	277
Stratygrafia	278
Dewon-żywet	278
Famen	278
Karbon	279
Cechsztyń	280
Trias dolny	281
Tektonika synkliny gałęzickiej i fałdu chęcińskiego	282
IV. Chęciny — Góra Zamkowa	283
Stratygrafia, tektonika paleo- i mezozoiku	283
Górnictwo chęcińskie	285
Krajobraz chęciński	286
V. Profil Chęciny — Tokarnia	287
Ogólna charakterystyka	287
Fałd zbrzański	288
Dzień 4-ty Zjazdu	289
I. Morawica	290
Kuesta jurajska	290
II. Lisów	291
Antyklina lisowska i jej budowa	291
III. Celiny — Ptasznik	291
Krawędź zapadliska połanieckiego i jego tektonika	291
IV. Busko	292
Profil tortonu na wzgórzu Św. Mikołaja	292

V. Góra Owczarska	293
Wody mineralne	293
VI. Pińczów	296
Trzeciorzęd w obrębie wału wójczo-pińczowskiego	296

Spis ilustracji poza tekstem

Mapka itinerarów.

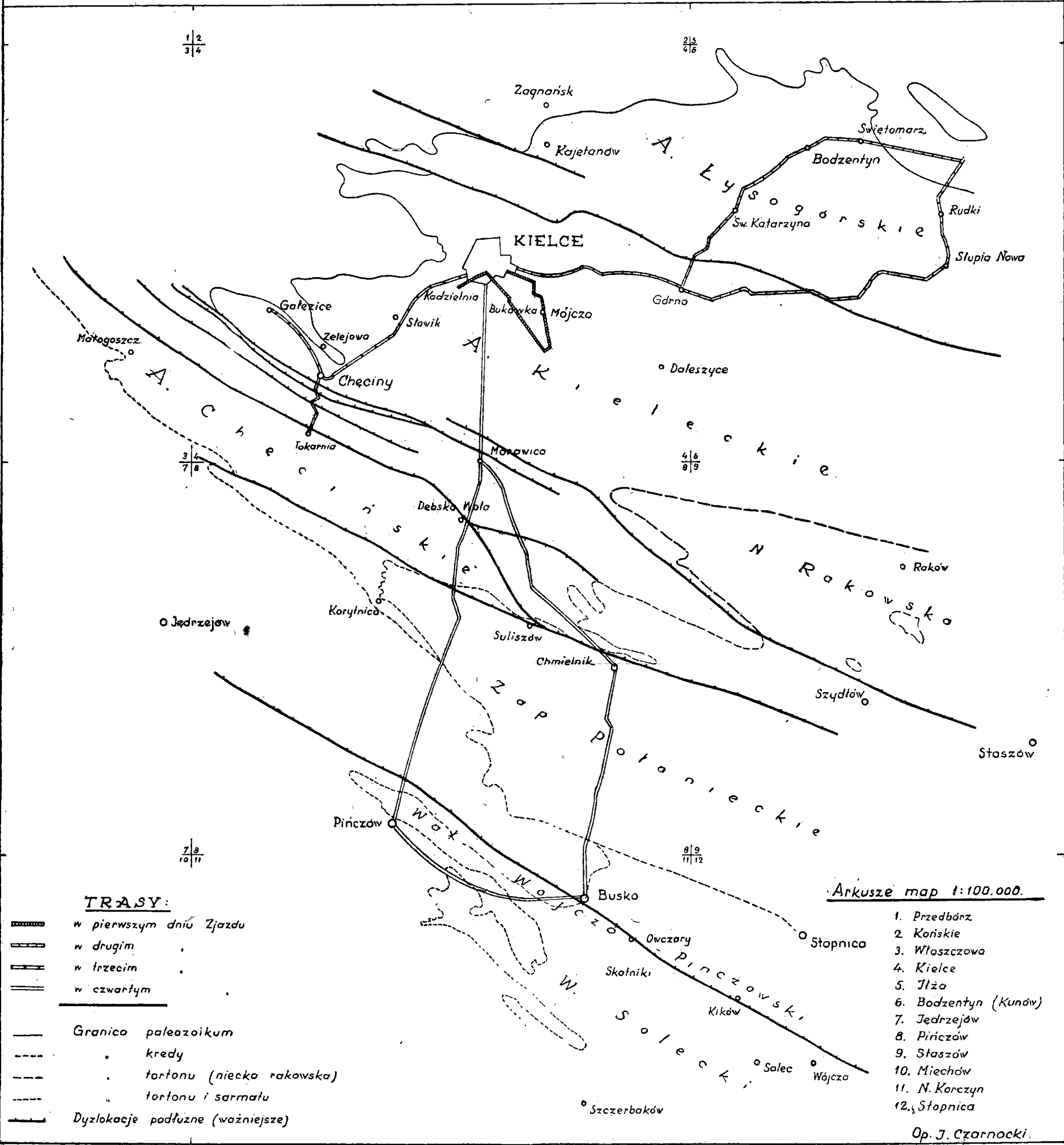
Mapa geologiczna zachodniej części Gór Świętokrzyskich oraz południowego obrzeżenia. Skala 1:300 000.

Mapa zachodniej części antykliny chęcińskiej.

Mapa geologiczna środk. części antykl. chęcińskiej.

Mapka itinerarów XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w 1947 roku.

Skala 1 : 300 000



TRASY:

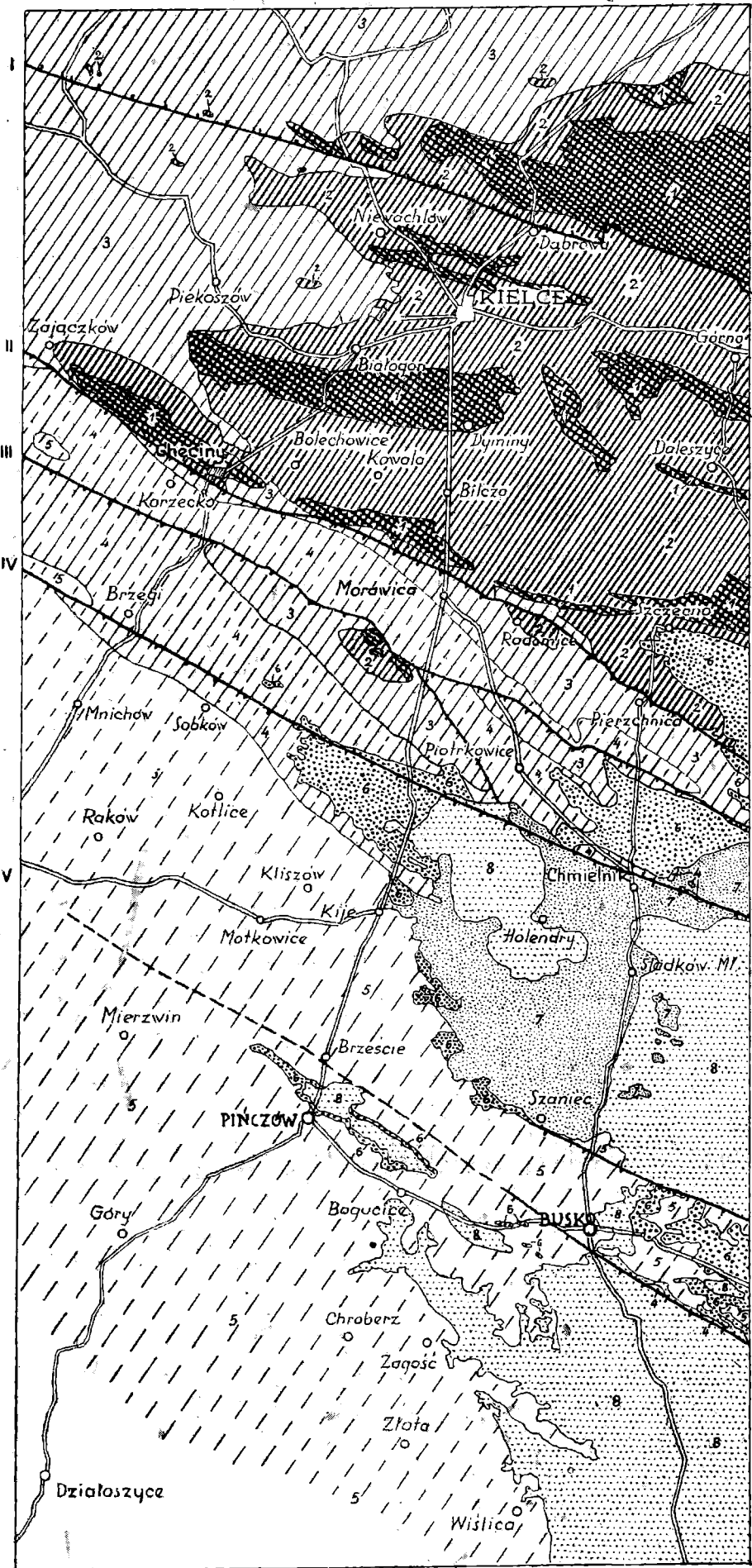
- w pierwszym dniu Zjazdu
- w drugim
- w trzecim
- w czwartym

- Granica paleozoikum
- kredy
- tertonu (niecka rakowska)
- tertonu i sarmatu
- Dyzlokacje podłużne (ważniejsze)

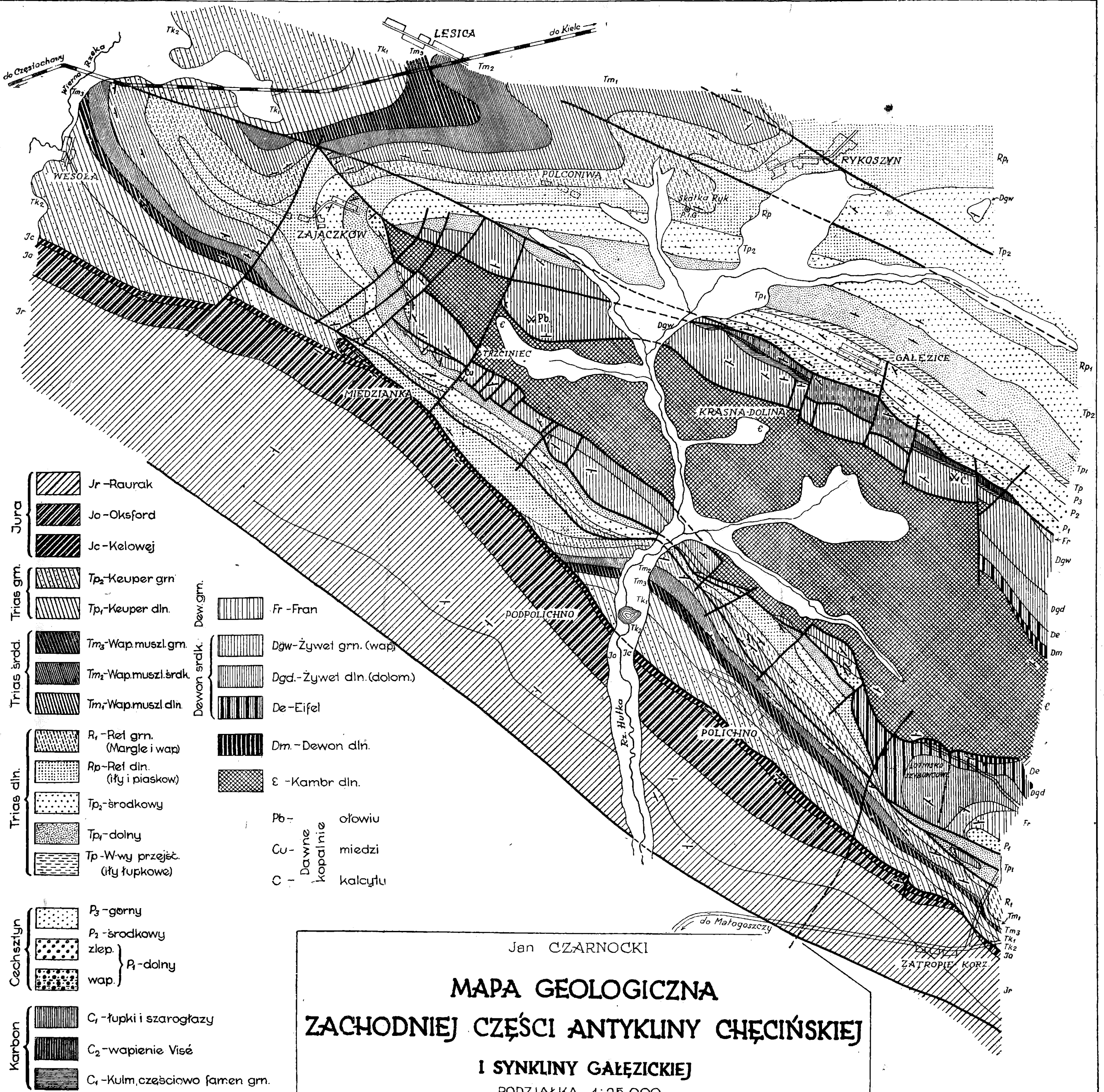
Arkusze map 1:100.000.

1. Przedbórz
2. Końskie
3. Włoszczowa
4. Kielce
5. Jłża
6. Bodzentyn (Kunów)
7. Jędrzejów
8. Pińczów
9. Staszów
10. Miechów
11. N. Korczyn
12. Stąpnica

Op. J. Czarnocki.



Mapka geologiczna zachodniej części oraz południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (w-g J. Czarnockiego). 1. Stary paleozoik (kambryj, ordowik i sylur) 2. młody paleozoik (dewon, karbon i cechsztyń) — Mezozoik 3. Trias 4. Jura 5. Kreda. — Trzeciorzęd 6. Helwet i Torton dolny 7. Sarmat dolny (facja piaszczysta) 8. Sarmat-torton (facja ilasta).



- | | |
|-------------|--|
| Jura | Jr - Raurak |
| | Jo - Oksford |
| | Jc - Kelowej |
| Trias gm. | Tp ₂ - Keuper grn. |
| | Tp ₁ - Keuper dln. |
| Trias śród. | Tm ₃ - Wap. muszl. gm. |
| | Tm ₂ - Wap. muszl. śrdk. |
| | Tm ₁ - Wap. muszl. dln. |
| Trias dln. | R ₁ - Rel grn. (Margele i wap) |
| | Rp - Rel dln. (iły i piaskow) |
| | Tp ₂ - środkowy |
| | Tp ₁ - dolny |
| | Tp - W wy przejśc. (iły łupkowe) |
| | P ₃ - górny |
| Cechszyl | P ₂ - środkowy zlep. |
| | P ₁ - dolny wap. |
| Karbon | C ₁ - łupki i szarogłazy |
| | C ₂ - wapienie Visé |
| | C ₁ - Kulm, częściowo famen gm. |

- | | |
|----------------|---------------------------|
| Dewon gm. | Fr - Fran |
| | Dgw - Żyweł grn. (wap) |
| | Dgd - Żyweł dln. (dolom.) |
| | De - Eifel |
| Dewon śrdk. | Dm - Dewon dln. |
| | ε - Kambr dln. |
| Dawne kopalnie | Pb - ołowiu |
| | Cu - miedzi |
| | C - kalcytu |

Jan CZARNOCKI

MAPA GEOLOGICZNA ZACHODNIEJ CZĘŚCI ANTYKLINY CHĘCIŃSKIEJ I SYNKLINY GAŁĘZICKIEJ

PODZIAŁKA 1:25 000