

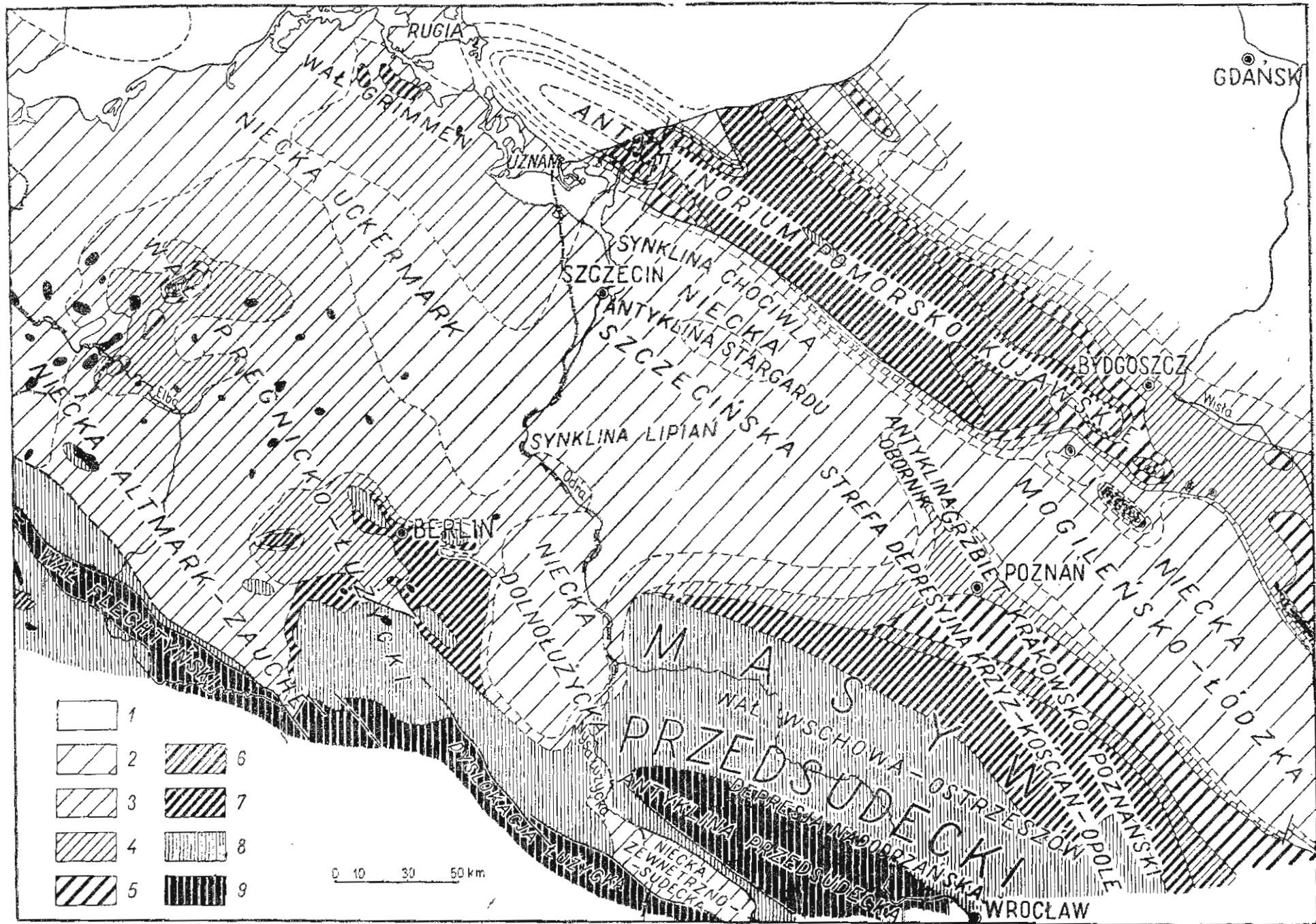
Podłoże północno-zachodniej Polski na tle struktur otaczających

W S T Ę P

Obszar Europy środkowej położony między polami naftowymi Niemiec północno-zachodnich i solonośnym obszarem Kujaw w Polsce środkowej był do niedawna stosunkowo bardzo słabo poznany geologicznie. Składały się na to głównie przyczyny ekonomiczne. Nie zawiera on żadnych poważniejszych znanych złóż kopalin użytecznych, ani też nie rokował nadziei na ich znalezienie. Sytuacja ta uległa zasadniczej zmianie po drugiej wojnie światowej, gdy zachodnia część tego obszaru stała się odrębną całością polityczno-gospodarczą NRD. Od kilku lat rozpoczęto głównie w północnej części tego kraju intensywne poszukiwania bituminów, oparte na przesłankach przedłużania się ku wschodowi, w basenie północno-europejskim¹⁾, złóż zachodnio-niemieckich. Jednocześnie w Polsce obszar między Kujawami i zachodnią granicą państwa stał się terenem intensywnych prac geologiczno-poszukiwawczych opartych na tych samych przesłankach oraz na możliwości występowania tam rud żelaza (W. Bielecka, Z. Dąbrowska, 1957; R. Dadlez, 1956, 1957; S. Tyski, 1957). Dzięki tym pracom materiały geologiczne do tych obszarów narastały w ostatnich czasach bardzo znacznie. Jako ilustracja może tu posłużyć fakt, że dla północnej NRD znanych jest obecnie dwa razy tyle wierceń sięgających do podłoża trzeciorzędu, niż to podaje w swojej pracy B. Brockamp (1941), w Polsce zaś liczba wierceń jest kilkakrotnie większa niż u tego autora.

Projektowanie i prowadzenie prac wymaga syntetycznego ujęcia budowy geologicznej tych obszarów, co było dotychczas w niedostatecznym stopniu opracowywane. Szczególnie brak opracowań tego rodzaju dotyczy północno-zachodniej Polski, gdyż dla Niemiec wschodnich istnieje bardzo obszerna literatura na ten temat. Artykuł H. Kölbela (1956 b) stanowi najnowsze ujęcie tego zagadnienia. Umożliwia to skonkretyzowanie poglądów na budowę geologiczną północno-zachodniej Polski w na-

¹⁾ Termin „basen północno-europejski“ wprowadzam na miejsce terminu „bruzda północno-europejska“, gdyż odpowiadający mu zbiornik sedymentacyjny jest płaski i rozległy, a nie wąski i głęboki.



Polska północno-zachodnia na tle struktur ją otaczających (bez trzeciorzędu i czwartorzędu), Wł. Pożaryski, 1957

1. Kreda górna, dan.
2. Kreda górna, senon.
3. Kreda środkowa.
4. Kreda dolna.
5. Jura górna.
6. Jura środkowa.
7. Jura dolna.
8. Trias.
9. Paleozoik i podłoże krystaliczne.

North-eastern Poland when compared with the surrounding structures (Tertiary and Quaternary not included), Wł. Pożaryski, 1957

1. Upper Cretaceous, Danian.
2. Upper Cretaceous, Senonian.
3. Middle Cretaceous.
4. Lower Cretaceous.
5. Upper Jurassic.
6. Middle Jurassic.
7. Lower Jurassic.
8. Triassic.
9. Palaeozoic and crystalline substratum.

wiązaniu do obszarów otaczających. Wiele faktów jest tu jeszcze niejasnych, lecz do ich rozwiązania brak jest danych geologicznych dla pewnych obszarów lub dane te są niepewne. Wobec tego w pewnym stopniu będą musiały się ograniczyć do hipotetycznego ujęcia poglądów.

GŁÓWNE STRUKTURY

Basen północno-europejski na wschodnim swoim końcu dochodzi do płyty wschodnio-europejskiej częściowo wkraczając na nią. Od północy ogranicza go na tym obszarze tarcza fennoskandyjska, od południa zaś obszar waryscydów, potrzaskanych, częściowo poprzesuwanych i poza-padanych w czasie trwania ruchów górotwórczości alpejskiej. Odśłonięte na powierzchni zręby tych gór mają w sobie elementy waryscyjskie i starsze różnego wieku. Północna granica ich wychodni biegnie mniej więcej równoleżnikowo od Oebisfelde (50 km na północny zachód od Magdeburga) przez Berlin, Frankfurt nad Odrą, Kalisz do Radomia. Nigdzie nie jest ona ostra ani wyraźna; jest to właściwie szeroka strefa zaniku ku północy wychodni i wpływów waryscydów na ukształtowanie pokrywy mezozoicznej. Jest to strefa ogólnego zanurzania się ku północy tych struktur, z czym wiąże się jej określenie jako południowej granicy basenu północno-europejskiego.

Na północ od tej linii podłoże paleozoiczne, a co jest ważniejsze — podłoże przedpermie — leży na głębokościach rzędu czterech czy pięciu kilometrów i nie ma powodu przypuszczać, że nie zawiera struktur waryscyjskich i kaledońskich. Miąższość tych osadów w basenie wzrasta do $5 \div 6\ 000$ m, jak podaje E. Voigt (1954). Podłoże nie jest jednorodne. Składa się z licznych bloków, które zachowywały się różnie podczas ery mezozoicznej i kenozoicznej, ulegając ruchom wznoszącym lub obniżającym w różnym stopniu i w różnych okresach (R. Zwerger, 1948; E. Voigt, 1954 i inni). Bloki mające tendencję wznoszenia to anteklizy, zapadania — syneklizy. Pojęcia te, ustalone na płycie rosyjskiej, nie całkiem ściśle mogą być stosowane do tych obszarów, gdyż poszczególne bloki mogły być anteklizami w jednych a syneklizami w innych okresach mezozoiku i kenozoiku.

Północne ramy basenu północno-europejskiego są zupełnie odmienne od południowych. Jest to brzeg tarczy fennoskandyjskiej, wzdłuż którego w młodszym mezozoiku i w starszym trzeciorzędzie powstał szereg elementów tektonicznych charakteru fałdowego, o kierunku równoległym lub prawie równoległym do brzegu tarczy. Elementy te w najbardziej ostrej formie, o największych amplitudach, znajdują się przy wschodniej części basenu północno-europejskiego, gdzie schodzą się najbliżej jego ramy, a masywy waryscyjskie zbliżają się najbardziej do tarczy. W kierunku północnym i północno-zachodnim, w miarę oddalania się od najbardziej ruchliwej Europy południowej i Europy środkowej, amplituda fałdów maleje. Ich kierunek i charakter jest częściowo uwarunkowany tkwiącymi w podłożu trzonami waryscyjskimi i kaledońskimi.

E. Voigt (1954) wyróżnia cały obszar między „Fränkischen Linie“, tj. granicą południowo-zachodnią wielkiej kry czeskiej i środkowo-niemieckiej a granicą płytowej Europy wschodniej i północno-wschodniej jako

„Saxonische Grossscholle“. Obszar ten dzieli wielka dyslokacja na dwie kry. Biegnie ona wzdłuż wału flechtyńskiego, dalej ku południowemu wschodowi przez Łużyce południowe, ku południowemu brzegowi niecki zewnętrzno-sudeckiej, dzieląc obszar kry saksońskiej na dwie kry mniejsze: krę północno-wschodnio-saksońską, na ogół niższą, i krę południowo-zachodnio-saksońską — wyniesioną. B. Brockamp (1941) nazywa tę dyslokację „Mitteldeutsche Hauptlinie“ i prowadzi ją dość prostolinijnie. Nowsze prace geologów NRD (H. Kölbl, 1956 b) rozbiły tę linię na dwa równoległe odcinki, przesunięte w stosunku do siebie, tak że nie trafiają na siebie, co komplikuje nieco wzajemny stosunek kier. Jest to więc strefa, a nie linia dyslokacyjna. W granicach Polski znajduje się znaczna część kry północno-wschodnio-saksońskiej. Rozważania E. Voigta mają dlatego dla nas pewne znaczenie. Nawiasowo należy zaznaczyć, że literatura niemiecka poświęcała dużo miejsca zagadnieniom tektoniki tych obszarów. Należy tu wymienić takich autorów jak: A. Tornquist, H. Stille, S. Bubnoff, B. Brockamp, R. Zwerger i inni, których większości prac i poglądów, jako znanych, stale powtarzających się, często opartych na szczupłych i przestarzałych faktach, nie cytuję.

E. Voigt podkreśla, że cała północno-wschodnio-saksońska kra jest pochylona ku północnemu zachodowi, na co wskazuje grubienie w tym kierunku pokrywy mezozoicznej i trzeciorzędowej. Ta ostatnia ma w zachodnim Holsztynie lokalnie osiągać 3 500 m miąższości. Podkreśla on również, że środkowa część kry ma charakter progu, przez co można by ją włączyć do progu Pompeckiego. Większość autorów, którzy się nim zajmowali, definiuje ten ostatni istnieniem znacznej luki stratygraficznej w spągu osadów albu. Wiemy jednak, że na znacznych obszarach między Berlinem a Lubeką (H. Kölbl, 1956 b) luki tej nie ma i dlatego środkowa część kry, jako całość, nie może być zaliczana do progu Pompeckiego. Podkreślone przez E. Voigta zapadanie kry ku północnemu zachodowi jest bardzo nierównomierne i raczej należałoby przyjąć istnienie stopnia (progu) na wyżej wymienionej przeze mnie strefie równoleżnikowej, biegnącej przez Berlin. Natomiast dalsze obniżanie kry ku północnemu zachodowi poza brzeg Bałtyku nie zachodzi a jest tu raczej podnoszenie. Wprawdzie skały starsze od kredy nie występują na powierzchni w Danii, ale — jak wykazały głębokie wiercenia w Höllviken na południowo-zachodnim cypelku Skanii (F. Brotzen, 1945) i w Jutlandii (A. Gregersen, T. Sorgenfrei, 1951; R. Zwerger, 1948) — pod kredą brak jest na ogół osadów jurajskich i podłoże paleozoiczne i krystaliczne nie leży głębiej, a miejscami znacznie płycej (Ringe na Fionii), niż w Meklemburgii i Wielkopolsce.

PRZEGLĄD JEDNOSTEK STRUKTURALNYCH NA ZACHÓD OD ODRY

Wyżej wymienione wielkie jednostki strukturalne rozpadają się na poszczególne elementy, których wieku i genezy nie zawsze da się określić na podstawie dotychczasowych danych. Wyrażną regułą jest poprzecanie północnego brzegu masywów waryscyjskich szeregami niecek o kierunku zbliżonym do południkowego, przy czym elementy te na zachód

od wału flechtyńskiego mają kierunek reński SSW — NNE, a na wschodzie NNW — SSE. Zresztą lokalnie kierunki ich są różnie modyfikowane przez wpływ obrzeżających je starszych bloków tkwiących w podłożu. Syneklizy te są poprzedzielane anteklizami. Omówię je krótko według pracy H. Kölbela (1956 b).

Najbardziej znaną anteklizą, przecinającą cały basen północno-europejski, jest próg (wał) Pompeckiego, który już wyżej omawiałem. Od południa wchodzi w jego obręb wał flechtyński z odsłoniętym na powierzchni paleozoikiem. O tej skomplikowanej strukturze jest obszerna literatura, a samo pojęcie „wału Pompeckiego” dziś jest już bardzo różnie pojmowane i niejasne. Jak się zdaje, najślusniej będzie pojęcie to ograniczyć do obszaru położonego na północ od wału flechtyńskiego.

Od wschodu ogranicza ten próg mało stosunkowo zbadana synekliza Altmark-Zauche ciągnąca się od Salzwedel do Wittenberg nad Łabą. Jest to słabo zaznaczony element wypełniony utworami kredy środkowej. Obszar jego cechuje się wyraźną ujemną anomalią.

Wielką rozległą anteklizą jest wał pregnicko-łużycki. Ciągnie się on od okolic Schwerin przez Berlin w kierunku Drezna i nie wiąże się z wyraźnym przedłużeniem wychodni paleozoiku ku północy, jak wały sąsiednie. Jest rozwinięty na wyraźnej dodatniej anomalii grawimetrycznej. Stwierdzono na nim bardzo liczne antykliny mezozoiczne, niektóre przebite w centrum przez wysady solne. Wał ten pośrodku przecina na pół płytka depresja, która odpowiada depresji ustalonej na podstawie obrazu magnetycznego „Brandenburg-Neustrelitzer Senke“ (R. Lauterbach, 1955).

Po wschodniej stronie wału pregnicko-łużyckiego przebiega długa synekliza kredowa składająca się z dwóch odcinków. Na północy biegnie ona od okolic Rostock do zakrętu Odry niedaleko Eberswalde. Przedłużenie jej stanowi niecka dolnołużycka, rozciągająca się mniej południkowo od Kostrzyna po Cottbus. Obie te niecki leżą na jednej linii, która na odcinku północnym ma kierunek NW — SE. Rozdziela je pas antyklin i wysadów solnych ciągnący się od okolic Berlina przez znany wysad Rüdersdorf i szereg innych w kierunku północno-wschodnim od Odry. Sam Rüdersdorf leży właściwie jeszcze w obrębie wału pregnicko-łużyckiego. Prawdopodobnie z antyklinami tymi nie wiąże się żadne wyniesienie podłoża prostopadłe do osi niecek, a wznoszą się one z dna jednej długiej syneklizy Uckermark — Dolne Łużyce. Na południu synekliza ta przedłuża się w nieckę przedsudecką. H. Köbel (1956 b), wyróżnia również krótką nieckę berlińską. Biegnie ona od tego miasta ku północnemu wschodowi, równoległe do domniemanego wału, po jego stronie północnej. W wyraźnym powiązaniu z grawimetrią jest przede wszystkim niecka przedsudecka, która leży ściśle na ujemnej anomalii grawimetrycznej.

Niecka Dolnych Łużyc zajmuje obszar średnich wartości bezwzględnych anomalii grawimetrycznych. Jednak ograniczające ją od wschodu i zachodu dwie rozległe i silne dodatnie anomalie grawimetryczne określają ją jako obszar względnej depresji grawimetrycznej. Ciekawe, że zarówno obszar Berlina, jak i pas antyklin na północnym wschodzie, leży na rozległej płytkiej depresji grawimetrycznej, ciągnącej się na terenie Polski w obrębie niecki szczecińskiej i obniżającej się ku północnemu wschodowi. Niecka Uckermark nie ma żadnego powiązania z obszarem

anomalii grawimetrycznych. Ciągnie się ona wzdłuż dodatniej anomalii Pregnicy na jej północno-wschodnim zboczu. Natomiast jej północny odcinek zaznacza się w obrazie magnetycznym (R. Zwerger, 1948; R. Lauterbach, 1955); został on nazwany „Schwaaner Senke“.

W przedłużeniu ku północnemu zachodowi leży synklynalne obniżenie najwyższej kredy między antykliną Falster i Szlezewikiem („Treptower Senke“ — S. Bubnoff, 1936), które wiąże się z przypuszczalną depresją grawimetryczną, położoną między wyżem Małego Bałtu i Pregnicy.

Następną ku północnemu wschodowi jednostką jest wał Grimmen w północnej Meklemburgii. Omówię go dokładniej w następnych rozdziałach.

MASYW PRZEDSUDECKI

Jednostka strukturalna zwana dotychczas wałem przedsudeckim stanowi jeden ze słabiej zbadanych obszarów Polski. Ma on formę nieregularnej antykliny o bardzo płaskim i rozległym skrzydle północnym. Przewodzone intensywne badania potwierdzają przypuszczenia, że w obrębie tego skrzydła jest parę niezależnych, bardzo płaskich antyklin. Czy to są niezależne, niewielkie struktury, czy też cały ciąg wyniesień tektonicznych — na razie nie można stwierdzić.

Nowym ważnym przyczynkiem do budowy geologicznej wału przedsudeckiego jest stwierdzenie zaniku wału przed dojściem jego do granicy Polski. Jest to zgodne z poglądem J. Samsonowicza (M. Książkiewicz, J. Samsonowicz, 1952), a niezgodne z poglądami J. Zwierzyckiego (1951) oraz Wł. Pożaryskiego i E. Rühle (1956), których zdaniem wał ten przedłużał się na teren Niemiec. Zanikanie wału stwierdził H. Kölbel (wiadomość ustna) przy okazji natrafienia w archiwach na dane z wiercenia w Suchodole (na południe od Gubina). Pod czterystametrowym nadkładem trzeciorzędu i czwartorzędu występuje kajper. Punkt wiercenia leży na osi antykliny przedsudeckiej, w której bliżej Wrocławia, wychodzą na powierzchnię łupki krystaliczne. Łupki te w okolicy Gubina muszą już leżeć głęboko. Antyklinie przedsudeckiej odpowiada w obrazie grawimetrycznym anomalia dodatnia („wyż przedgórze Sudetów“ — T. Olczak, 1951), której wartości w kierunku północno-zachodnim od Żagania ku granicy państwa szybko maleją, co jest zgodne z obniżaniem się osi wału w tym kierunku.

Obszar położony na północ od osiowej strefy wału, który aż po Poznań jest dotychczas prowizorycznie zaliczany do wału przedsudeckiego (Wł. Pożaryski, 1956), ma budowę skomplikowaną i wymagałby przeanalizowania. Najbliższe sąsiedztwo strefy osiowej stanowi niegłęboka, ale wyraźna ujemna w stosunku do otoczenia anomalia grawimetryczna, położona między liniami Wrocław-Żagań i Trzebnica-Głogów, tzw. depresja nadodrzańska (T. Olczak, 1951). Anomalia ta przypada ściśle na pas wychodni permu, pstręgo piaskowca i wapienia muszlowego. Warstwy te, stanowiąc skrzydło wału, zapadają monoklinalnie ku północnemu wschodowi stopniowo zmniejszając kąt upadu w miarę oddalania się od osi wału, co już zauważył F. Berger (1937). J. Zwierzycki (1951) podaje dla okolic Wrocławia kąt nachylenia permu w kontakcie z łupkami kry-

stalicznymi $4 \div 8^\circ$ a dalej po upadzie około $1 \div 0,5^\circ$. Grawimetryczna depresja nadodrzańska spłyca się ku północnemu zachodowi, począwszy od okolic Głogowa, i zanika całkowicie między Głodowem a Zaganiem. Jest to związane z szeregiem maksimów dodatnich anomalii grawimetrycznych ciągnących się w kierunku NNW — SSE z okolic Kostrzyna i Gorzowa Wielkopolskiego przez Sulechów, Nową Sól, Zagań, Chojnów, Złotoryję i ewentualnie dalej na Bolków. Temu ciągowi anomalii odpowiada co najmniej w części południowej wyraźne podniesienie podłoża zamykające od wschodu niecki: dolnołużycką i przedsudecką. Trudno na razie stwierdzić, z powodu braku danych, czy wyniesienie podłoża odpowiada i tej anomalii dodatniej występującej na północnym odcinku na północ od Sulechowa. W każdym razie w obszarze Kostrzyna — Gorzowa Wielkopolskiego warstwy obniżają się i podłoże trzeciorzędu stanowi kreda, jak tego dowodzą dane z wierceń w Gorzycy i Gorzowie Wielkopolskim. Z tej ostatniej miejscowości nieznanе dotychczas dane wiercnicze udostępnił mi uprzejmie Mgr W. Karaszewski. Omawiany ciąg anomalii na podstawie dotychczasowych danych nie może być nazwany odrębnym wałem, jak wał pregnicko-łużycki. Wprawdzie obniża się on dość jednostajnie od strony zachodniej ku nieckom, lecz po stronie wschodniej na niektórych odcinkach graniczą z nim depresje, a na innych wyższe jeszcze od niego wyniesienia.

Na północ od omówionej depresji grawimetrycznej, biegnącej po północno-wschodniej stronie wału przedsudeckiego, przebiega wielki pas anomalii dodatniej, określane mianem „wyżu trzebnicko-krośnieńskiego“ (T. Olczak, 1951), który łączy się wyraźnie z wyżem Ostrzeszowa w jedną całość. Pas ten również urywa się na ciągu anomalii dodatnich o kierunku NNW — SSE położonym przy granicy zachodniej, powodując jednak lokalne wygięcie izolinii ku zachodowi od Sulechowa w kierunku Słubic. O geologicznych przyczynach tego wygięcia nie można na razie nic powiedzieć z powodu braku wierceń na tym terenie. Natomiast G. Siemens (1953) zaznacza na mapie grawimetrycznej NRD przedłużanie się wyżu ostrzeszowsko-krośnieńskiego na kilkadziesiąt kilometrów ku zachodowi poza Odrę. Jednak przedstawiony obraz izoanomalii tego nie uzasadnia. Ciekawsze natomiast jest przedstawienie przez R. Lauterbacha (1955) ciągu anomalii magnetycznych, określonego jako „Baruth — Gubener — Schwelle“, w kierunku zachodnim od Gubina. Przedłużenie tego ciągu znajduje się na wschód od Gubina na mapie anomalii magnetycznych Polski (A. Dąbrowski, K. Karaczun, 1956). Oś ta jest co prawda przesunięta o 20 km na południe od osi anomalii grawimetrycznej, ale dalej ku wschodowi obie te osie na siebie zachodzą. Dowodziłoby to przedłużania się elementów strukturalnych w podłożu krystalicznym w poprzek niecki dolnołużyckiej, co jest zgodne z młodym wiekiem powstania tego ostatniego elementu, na pewno młodszym od paleozoiku, a być może także do dolnego mezozoiku.

Pas anomalii dodatniej Ostrzeszów-Krosno był dotychczas traktowany jako element północnego skrzydła wału przedsudeckiego. Całe tak pojęte skrzydło miało od stu do stukilkudziesięciu kilometrów szerokości. Jak wynika z tego co powiedziałem, tylko w sąsiedztwie osi wału warstwy mają tu nachylenie większe, cały bowiem obszar pokrywają skały mezozoiczne bardzo słabo nachylone ku północy, przy czym nachylenie to nie

jest jednokierunkowe. Badania sejsmiczne wykazały parę płaskich antyklin, z których najwcześniej stwierdzona znajduje się na północny zachód od Ostrzeszowa. Położone są one na kulminacjach grawimetrycznych pasa anomalii dodatnich Ostrzeszów-Krosno Odrzańskie. Wskazywałyby to na niezależność struktury tego wyżu od części osiowej wału, położonej tuż przy brzegu Sudetów. Proponuję więc poniechanie nazwy wału przed-sudeckiego i nazwanie antykliną przedsudecką właściwej antykliny paleozoicznej ciągnącej się przed Sudetami i przed kredową niecką zewnętrznosudecką. Jądro jej stanowiłyby wychodnie łupków metamorficznych i granity. Skrzydło północne stanowi osłona permska i dolnotriasowa stosunkowo stromo nachylona i zajmująca obszar grawimetrycznej depresji nadodrzańskiej. Obszar anomalii dodatnich, na północ od niej (wyż trzebnicko-krośnieński łącznie z „wyżem ostrzeszowskim” T. Olczaka), stanowiłyby wał Wschowa-Ostrzeszów. Wał ten leży na przedłużeniu Gór Świętokrzyskich, jest więc najprawdopodobniej pograżonym górotworem waryscyjskim lub kaledońskim. Kierunek jego WNW — ESE jest zgodny z kierunkiem wielkich fałdów waryscyjskich w Górach Świętokrzyskich i leży w przedłużeniu pasa najsilniejszych zaburzeń i elewacji tektonicznych, mianowicie fałdu łysogórskiego, antykliny Przedborza i Radomska oraz zrębu Wielunia. Biegnąca na jego obszarze anomalia magnetyczna może wskazywać na jeszcze starsze, prekambryjskie fałdowania podłoża lub, jak przypuszcza R. Lauterbach (1955) — kaledońskie. Pokrywa mezozoiczna wału jest gruba na około kilkadziesiąt do paru tysięcy metrów i spoczywa zgodnie na pokrywie młodopaleozoicznej. Na razie nic nie wiadomo czy i jak są pofałdowane głębiej leżące skały paleozoiczne. W każdym razie zalew cechsztyński pozostawił na nim osady w facji solnej. Wał Wschowa-Ostrzeszów jest zdyslokowany silniej na odcinku wschodnim, gdzie zaznacza się wyraźnie wpływ brzegu płyty wschodnio-europejskiej. Ten odcinek posiada wyraźną antyklinę pod Ostrzeszowem i jest zamknięty, od wschodu synkliną łódzko-mogileńską.

Elewacja Ostrzeszowa leży na skrzyżowaniu wału z pasem wyniesień tektonicznych o kierunku NNW — SSE biegnącym od antyklin dewońskich spod Krakowa przez zręb Wielunia do Ostrzeszowa i dalej przez pomost poznański (antykлина Obornik), dochodzącym do wału kujawsko-pomorskiego w okolicach Piły. Można by ten pas wyniesień nazwać grzbietem krakowsko-poznańskim. Brzmi to podobnie jak grzbiet jury krakowsko-wieluńskiej, który rzeczywiście łączy się genetycznie z pasem głębokich wyniesień podłoża, przylegających do niego od zachodu i decydujących o tektonice jury. Wiek i geneza jego wiąże się ściśle z wałem kujawsko-pomorskim. Elewacja ta jest jednostką bardzo niejedolitą, geneza i budowa węgłna jej poszczególnych odcinków nie jest wyjaśniona. Przypuszczalnie jest to strefa poważniejszych zaburzeń dysjunktywnych w głębszym podłożu, tak samo jak i w następnej jednostce — niecce ograniczającej ją od wschodu.

Na zachód od Ostrzeszowa wał jest przecięty strefą słabych depresji grawimetrycznych o tym samym kierunku co wyżej wspomniany grzbiet. Najwyraźniej synklinalny charakter zaznacza się w osiowej partii masywu, na wschód od Ostrzeszowa. Ku południowi synklina łączy się z niecką kredową Opola. Na północnym brzegu masywu przedsudeckie-

go strefa ta, którą można by nazwać depresją Krzyż-Kościń-Opole, nie zaznacza się tak wyraźnie tektonicznie. Być może wynika to tylko ze słabego rozpoznania geologicznego tego terenu. W obrazie grawimetrycznym jest ona dość wyraźna na całej długości.

Tak pojęte rozczłonkowanie całego masywu przedsudeckiego, dotychczas zwanego wałem przedsudeckim czy podsudeckim, składałoby się z następujących elementów:

1. Antyklina przedsudecka *sensu stricto* na obszarze wyżu grawimetrycznego przedgórze Sudetów (T. Olczak, 1951).
2. Depresja nadodrzańska (T. Olczak, 1951), przebiegająca po północno-wschodniej stronie antykliny przedsudeckiej, o strukturze prawdopodobnie synklinalnej w głębszym podłożu; w pokrywie powaryscyjskiej ukształtowana jako monoklina.
3. Wał Wschowa-Ostrzeszów, obejmujący wyż trzebnicko-krośnieński i ostrzeszowski (T. Olczak, 1951) a będący paleozoicznym grzbieciem waryscyjskim głęboko pogrzebanym, miejscami z brachyantyklinalnie ułożoną pokrywą młodszą.
4. Grzbiet krakowsko-poznański, o kierunku NNW — SSE, skośnie do powyższych jednostek ustawiony i interferujący z nimi.
5. Strefa depresyjna Krzyż-Kościń-Opole, równoległa do grzbietu krakowsko-poznańskiego i podobnie jak on interferująca z jednostkami przecinającymi.

Szczegółowe badania podłoża na masywie zostały właściwie dopiero rozpoczęte. Trudno jest przewidzieć, jakie komplikacje tektoniczne zostaną tam, być może, jeszcze odkryte. Jednak już na podstawie tego, co wiemy dotychczas, można twierdzić, że na zachód od wału przedsudeckiego, w południowej części wału peregnicko-lużyckiego i jeszcze dalej ku zachodowi, jest znacznie silniej pofałdowana pokrywa mezozoiczna i permska niż na wale Wschowa-Ostrzeszów. Przyczyną tego jest najprawdopodobniej położenie całego masywu przedsudeckiego „ukrytego w cieniu“ bloku czeskiego, który osłaniał go od nacisku idącego od geosynkliny alpejskiej. Jedyne peryferie wschodnie masywu, na skutek sąsiedztwa sztywnego brzegu płyty rosyjskiej, uległy pewnemu zdyslokowaniu i pofałdowaniu.

NIECKA SZCZECIŃSKA

Obszar ten nie jest lepiej poznany niż zachodnia część wału Wschowa-Ostrzeszów. Budowa powierzchni niecki jest monotonna, gdyż pokrywa ją jednolicie płaszcz osadów kredy górnej. Ma ona kształt trójkąta. Południowy bok niecki jest północnym brzegiem masywów waryscyjskich, obramowujących basen północno-europejski, ma więc kierunek WNW — ESE. Północno-wschodni bok, to pomorski odcinek antyklinorium pomorsko-kujawskiego o kierunku NW — SE. Bok zachodni nie da się tak jednoznacznie określić. Na południe od Szczecina położony odcinek przedłuża się ku zachodowi w nieckę Uckermark. Część jej, położona na północ od Szczecina, przechodzi stopniowo w wał Grimmen. Wszystkie te trzy jednostki: niecka szczecińska, niecka Uckermark i wał Grimmen stanowią obszar względnej depresji grawimetrycznej najgłębszej we

wschodnim, wąskim końcu (depresja Krzyża), a stopniowo pływającej ku zachodowi. Wysłane są one prawie wszędzie kredą górną z senonem na powierzchni. Miejscami, jak na wale Grimmen i na antyklinie Stargardu, pośrodku niecki szczecińskiej, senon jest zmyty. W zachodniej części tych jednostek, zgodnie z grawimetrią, podłoże głębsze leży wyżej, warstwy mezozoiku środkowego są zredukowane i albo leży bezpośrednio na liasie w okolicy Greifswaldu, a w ujściu Odry na malmie o bardzo zredukowanej miąższości. Jedyne głębsze wiercenie w niecce szczecińskiej (Drawno) przebiło kredę górną średniej miąższości i pod cienką kredą dolną weszło w cienki malm i średniej miąższości dogger. Dowodzi to, zgodnie z tym na co wskazuje grawimetria, stopniowego obniżania się ku wschodowi starszego podłoża oraz uzupełniania się elementów mezozoiku środkowego pod kredą górną.

Profil stratygraficzny Drawna nie jest właściwy ani dla antyklinorium pomorsko-kujawskiego, ani niecki mogileńsko-łódzkiej, zatem nie odpowiadał stosunkom w wielkiej bruzdzie sedymentacyjnej, którą będą nazywał duńsko-polską, leżącą na południowo-zachodniej peryferii Fennosarmacji. Kreda Drawna jest co do miąższości taka jak w Meklemburgii i w tej części Danii, która leży na południowy zachód od bruzdy. Jura ma charakter podobny do tego, jaki stwierdzono na południe od Poznania. Niecka szczecińska zatem należy do wyniesienia mezozoicznego, stanowiącego południowo-zachodnie obrzeżenie bruzdy duńsko-polskiej wypełnionej znacznej miąższości osadami młodszego mezozoiku. W obrębie Polski do tego pasa obrzeżającego będą należały: cały maszyn przed-sudecki i niecka szczecińska. Pod względem stratygraficznym charakteryzuje się on przede wszystkim zredukowanymi miąższościami w profilu górnego mezozoiku w stosunku do miąższości w bruzdzie duńsko-polskiej. W świetle powyższych rozważań wymaga ograniczenia pojęcie E. Voigta kry północno-wschodnio-saksońskiej. Nie obejmuje ona całego obszaru aż po Fennosarmację, a jedynie obszar północnej NRD i zachodniej Polski po granicę bruzdy. Stanowić ona więc będzie południowo-zachodni brzeg bruzdy duńsko-polskiej. Brzeg ten zaznacza się bardzo znacznym cieniem warstw młodszego mezozoiku przy przejściu z bruzdy na krę ze stopniowym całkowitym wyklinowaniem malmu i ewentualnie doggeru oraz kredy dolnej. Tak ustalona północno-wschodnia granica kry będzie w przybliżeniu przebiegała od okolic Wielunia przez Poznań i Kamień Pomorski. Dalej ku północnemu-zachodowi, jak wynika z rezultatów głębszych wierceń (A. Gregersen, T. Sorgenfrei, 1951), granica ta biegnie w Danii między wyspami Fionią i Zelandią. Brzeg kry z pewnością nie jest prostoliniowy. Jest to raczej skomplikowana strefa brzeżna i pewne elementy tektoniczne, jak na przykład odcinek północny wału pomorsko-kujawskiego, mogą być ustawione skośnie do niego i nawet przecinać go.

W wyniku powyższych rozważań niecka szczecińska nie stanowi przedłużenia niecki mogileńsko-łódzkiej, ale wiąże się jedynie z płaską i płytką depresją górnokredową basenu północno-europejskiego.

Na całej zachodniej peryferii niecki szczecińskiej nad Odrą, redukcja miąższości górnego mezozoiku może być bardzo duża. Wskazuje na to wiercenie na lewym brzegu Odry we Freienwalde pod Eberswalde, 40 km na północny zachód od Kostrzyna, gdzie pod kredą występuje bezpośrednio kajper (B. Brockamp, 1940).

Dodatnia anomalia Szczecina zaznacza się bardzo słabym podniesieniem podłoża w okolicy miasta. Przedłużenie jego ku południowemu wschodowi stanowi wyraźna antyklina, którą będę nazywał antyklina Stargardu. Definiuje ją wiercenie w Sławęcinie, natrafiające pod trzeciorzędem bezpośrednio na kredę dolną, oraz zgodnie przebiegająca dodatnia anomalia grawimetryczna. Potwierdziły jej istnienie również badania sejsmiczne.

Niecka szczecińska nie jest więc jednolita, ale rozwidła się w swojej części zachodniej na dwie niecki drugorzędne. Północne ramię nazywam niecką Chociwla od miejscowości położonej w jej osi między Stargardem i Węgorzewem. Południowe ramię Lipian ma bardziej równoleżnikowy kierunek. Danych geologicznych dla niecki Lipian na terenie Polski właściwie brak. W jej przedłużeniu ku zachodowi, tuż za Odrą, wyżej wspomniany otwór wiertniczy we Freienwalde i sąsiedni — przebiły około 200 m trzeciorzędu i czwartorzędu, pod nim około 400 m kredy górnej i dolnej i weszły w kajper, w jednym z nich (H. Kölbl, 1956 b) przykryty strzępem liasu. Taki profil stratygraficzny na podstawie porównania z otoczeniem potwierdza synklinalny układ zgodny z danymi grawimetrycznymi. Dalej ku zachodowi trudno przypuszczać na pewno występowanie tego elementu, gdyż skąpe dane z wierceń nie dają obrazu zgodnego z grawimetrią. W każdym razie w przedłużeniu osi niecki Lipian ku zachodowi, w obrazie grawimetrycznym leży wyraźnie zaznaczone poprzeczne obniżenie wału pregnicko — łużyckiego. Ramię północne, — niecka Chociwla — jest dokładniej określone na podstawie wierceń i badań sejsmicznych. W osi jej jest bardzo gruba, ponad 400 m, pokrywa czwartorzędu i trzeciorzędu i kilkusetmetrowej miąższości kreda górna. Przedłużenie niecki na lewy brzeg Odry nie jest dostatecznie pewnie udokumentowane wierceniami. Grawimetria jednak wskazuje na to bardzo wyraźnie. Grawimetryczna oś wybitnej anomalii ujemnej, której odpowiada depresja tektoniczna na prawym brzegu Odry, podnosi się wyraźnie na północ od Szczecina i dalej ku północnemu zachodowi biegnie jako oś słabej anomalii ujemnej przez Zalew Szczeciński i dalej ku zachodowi, przechodząc nieco na południe od Greifswaldu (G. Siemens, 1953). Na zachodnim jej końcu trudno się doszukać zgodności obrazu grawimetrycznego z tektoniką, gdyż tam raczej należy przypuszczać istnienie garbu podłoża, jak na to wskazuje wiercenie Behrenhoff (B. Brockamp, 1940). W obrębie natomiast Zalewu Szczecińskiego forma synklinalna jest bardzo prawdopodobna. Wskazują na to wiercenia w Swinojściu i miejscowości Usedom, gdzie wykształcona jest kreda dolna o dość dużej miąższości oraz jura górna i środkowa, których brak na otaczających antyklinach.

Ważnym faktem jest występowanie na obszarze synkliny Chociwla dodatniej anomalii magnetycznej (A. Dąbrowski i K. Karaczun, 1956; R. Lauterbach, 1955; R. Zwerger, 1948). Przebiega ona całkowicie zgodnie z ujemną anomalią grawimetryczną, przy czym najsilniej zaznacza się na terenie wyspy Uznam. R. Lauterbach (1955) nazywa obszar anomalii na terenie tej wyspy „wyżem Uznamu“ a odcinek tej samej anomalii, słabiej zaznaczonej na zachód od niego, w okolicach Greifswaldu — „Züssow — Poggenborfer Schwelle“. Ten ostatni będzie już przypadają na obszar tektonicznie wyniesiony wału Grimmen, „wyż Uznamu“ zaś

leżeć będzie w synklinie, na przedłużeniu synkliny Chociwła.

Leżąca na południe od tej synkliny antyklina Stargardu, ku północnemu zachodowi rozszerza się bardzo znacznie i być może łączy się z wałem Grimmen. Pewności co do tego nie ma, gdyż obszar wschodniej Meklemburgii jest bardzo słabo zbadany geologicznie. R. Lauberbach (1955) przyjmuje za P. Dornem istnienie po wschodniej stronie Szczecina dyslokacji o kierunku południkowym sięgającej do Bałtyku. Dyslokacja ta, oparta tylko na danych geofizycznych, mianowicie na kierunku anomalii, nie ma podstaw geologicznych i nie można jej uważać za udowodnioną. Dane z wybrzeża Bałtyku przeczą jej istnieniu.

Na północ od niecki szczecińskiej położone antyklinorium pomorsko-kujawskie rozwidła się na swoim północno-zachodnim końcu na dwie rozchodzące się odnogi. Zachodnia antyklina Kamienia Pomorskiego ma kierunek ściśle NW — SE odpowiadający kierunkowi pomorskiej części antyklinorium. Ramię wschodnie Kołobrzegu odchyła się od tego kierunku ku północy.

H. Kölbl (1956 b) uważa, że odnoga Kamienia Pomorskiego przedłużyła się dalej ku WNW poprzez Greifswald, gdzie łączy się z wałem Grimmen. Na północ od tego wału wyróżnia on nieckę Rugii. Takie ujęcie nie wydaje się dostatecznie uzasadnione. Nie ma przede wszystkim podstaw do traktowania terenu Rugii jako niecki. Na wyspie tej brak jest wierceń sięgających do podłoża a wychodnie mezozoiku *in situ* są tylko w dwóch miejscach na północno-wschodniej peryferii wyspy: w Arkonie i koło Sassnitz, odpowiadając wiekowi mastrychtowi dolnemu, częściowo kampanowi. Nie ma więc podstaw geologicznych do wyciągania wniosków dotyczących struktury. Anomalie grawimetryczne natomiast wskazują na podniesienie podłoża, wyciągnięte w formie wału o kierunku NW — SE, którego oś biegnie przez środek wyspy i trafia dokładnie w przedłużeniu południowo-wschodnim na antyklinę Kamienia Pomorskiego. Taki pogląd wypowiadała większość geologów i geofizyków zajmujących się tym terenem, między innymi B. Brockamp (1941), R. Zwerger (1948), T. Olczak (1951) i E. Voigt (1954). Wobec braku argumentów stratygraficznych należałoby się na razie oprzeć na geofizyce i mówić o przypuszczalnym wale Rugii, będącym przedłużeniem antykliny Kamienia Pomorskiego. Wał Grimmen byłby równoległy do wału Rugii oddzielony od niego wąską niecką. Wał Rugii przypuszczalnie miałby podnoszącą się oś w kierunku południowo-wschodnim, tymczasem wał Grimmen obniża się w tym kierunku, jak na to wskazuje pojawianie się doggeru i malmu pod kredą w wierceniach w Usedom. Po przekroczeniu ujścia Odry wał Grimmen ku południowemu wschodowi przechodzi w nieckę szczecińską. Oba wały dalej ku północnemu zachodowi, na terenie Danii, przechodzą w rozległą antyklinę Falster — Fionia, bardzo płaską i rozczłonkowaną na mniejsze antykliny (S. Bubnoff, 1936; R. Zwerger, 1948; T. Sorgenfrei, 1951). Należy podkreślić, że przyjęcie koncepcji H. Kölbela o przechodzeniu antykliny Kamienia Pomorskiego w wał Grimmen pociąga za sobą przyjęcie zasadniczej zmiany charakteru antyklinorium pomorskiego przy przekroczeniu ujścia Odry. Mianowicie z antykliny rozwiniętej na dodatniej anomalii grawimetrycznej przeszłoby ono w Meklemburgii na antyklinę w depresji grawimetrycznej, co nie jest spotykane na całej 500-kilometrowej długości tej jednostki tekto-

nicznej w Polsce i co za tym idzie mało prawdopodobne. G. Siemens (1953) na swej nowej mapie grawimetrycznej NRD kreśli oś depresji, na której leży wał Grimmen na prawym brzegu Odry, równoległe do antykliny Kamienia Pomorskiego, po jej południowej stronie, w niecce szczecińskiej.

Stosunek wzajemny antyklinorium pomorskiego i niecki szczecińskiej charakteryzuje kontakt tych dwóch jednostek. Mianowicie wzdłuż linii ich styku biegnie wielka dyslokacja o charakterze uskoku czy fleksury, wykryta niedawno w czasie badań prowadzonych przez Instytut Geologiczny (R. Dadlez, 1957, S. Tyski 1957). Dowodzi to, że obie te jednostki, lub co najmniej jedna z nich, posiadają w podłożu głębszym sztywne bloki nie ulegające łatwo plastycznemu odkształceniu i efekt wzajemnych ruchów koncentruje się na ich kontakcie. Obecność dodatniej anomalii magnetycznej w niecce Chociwla i jej przedłużeniu ku północnemu zachodowi dowodzi, że w jej podłożu istnieje taki blok sztywny. R. Zwerger (1948) uważa, że jest to resztką górotworu kaledońskiego. Na nim oparł się potężny fałd, jakim jest antyklinorium pomorskie. Jednolity pierwotnie blok, jaki stanowił wał Grimmen i północna część niecki szczecińskiej, uległ nachyleniu ku południowemu wschodowi. Znaczy to, że jego odcinek meklemburski pozostał nieruchomy, a odcinek na wschód od Szczecina obniżył się. Na granicy bloku ruchomego i sąsiadującej z nim antykliny powstała dyslokacja, która nie przedłuża się na teren Meklemburgii, gdzie ruchów tego typu nie było lub były one znacznie słabsze.

UWAGI O TEKTONICE SOLNEJ

Obecności słupów solnych w Polsce północno-zachodniej dotychczas nie stwierdzono. Mimo dość słabego stopnia poznania tego terenu można twierdzić, że o ile one występują na tym terenie, to tylko bardzo nielicznie. W północnej natomiast NRD, z wyjątkiem Meklemburgii i niecki dolnołużyckiej, są one liczne. Przyczyną tego nie może być słaby rozwój warstw solonośnych, gdyż zarówno pod Wschową, jak i na całym antyklinorium kujawsko-pomorskim są one dobrze rozwinięte, lecz znacznie silniejsze zdyslokowanie obszaru Niemiec (J. Czarnocki, 1951). Szczególnie silne dyslokacje objęły Niemcy północno-zachodnie, przez które przebiega wielka strefa dyslokacyjna — „Mittelmeer-Mjösen-Zone” (S. Bubnoff, 1936), którą R. Zwerger (1948) i E. Voigt (1954) nazywają na tym odcinku „dyslokacyjną strefą reńską”. R. Zwerger rozciąga jej wpływ na całą Danię i całe północno-zachodnie Niemcy, ku wschodowi obejmując nim zachodnią część wału pregnickiego. Wydaje się jednak, że Dania, z wyjątkiem południowej Jutlandii, nie jest tak zdyslokowana, by można przedłużać na nią strefę dyslokacyjną reńską. Wskazują na to wyniki głębokich wierceń (A. Gregersen, T. Sorgenfrei, 1951). Natomiast na wał pregnicki, jak na to wskazuje H. Kölbl (1956 b), wkraczają od południowego zachodu elementy reńskie, jak na przykład rów Gifhornu. R. Lauterbach (1955) dowodzi istnienia anomalii magnetycznych kierunku reńskiego w Turynii i Saksonii oraz na ich północnym przedpołu na zachód od Berlina. Zgodność anomalii magnetycznych z dyslokacjami reńskimi jest zastanawiająca i musi mieć powiązanie przyczynowe. Poznane

zjawiska tektoniki reńskiej, przy posuwaniu się z zachodu ku wschodowi, zanikają wcześniej niż anomalie magnetyczne o kierunku reńskim, ale objawy wtórne, w postaci struktur solnych, przekraczają ku wschodowi granicę zjawisk tektoniki reńskiej i sięgają tak daleko jak anomalie magnetyczne o kierunku reńskim. Ogólnie jednak należy przyjąć pokrywanie się wpływów tektoniki reńskiej z zasięgiem ku wschodowi struktur solnych. Na obszarze Polski zachodniej, gdzie wpływy te nie sięgają ani w postaci konkretnych dyslokacji o kierunku reńskim, ani anomalii magnetycznych o tym kierunku i z nimi związanych ewentualnych dyslokacji, brak jest również struktur solnych. Zgodne to jest z tym, co poprzednio określiłem jako występowanie masywu przedsudeckiego w „cieniu masy czeskiej”.

W nawiązaniu do powyższych rozważań, należy wspomnieć o zgodności zasięgu w północnych Niemczech struktur solnych z obszarami o dużych miąższościach trzeciorzędu (F. Bettenstaedt, 1949). Przeciętnie osady trzeciorzędu mają $500 \div 1\ 000$ m, a maksymalną miąższość osiągają w okolicach Szlezwiku i Holsztynu, dochodząc do 3 500 m (E. Voigt, 1954). Ku wschodowi miąższość trzeciorzędu maleje wybitnie, tak że cała Meklemburgia na wschód od Schwerina i wschodnia Brandenburgia mają cieńszą od 500 m pokrywę trzeciorzędu. W wielu obszarach, jak na przykład we wschodniej Meklemburgii, trzeciorzędu brak całkowicie. Na ogół utrzymuje się pogląd, że wschodnia granica trzeciorzędu (500 m miąższości) zbiega się ze wschodnią granicą struktur solnych.

W Polsce zachodniej największa miąższość trzeciorzędu stwierdzona jest w wierceniach Chlebowo (Sassenburg) w niecce Chociwla, gdzie wynosi przeszło 300 m. Cała ta niecka, aż po okolice Piły na wschodzie, odznacza się stosunkowo grubym trzeciorzędem, jak można sądzić z wierceń i wyników prac sejsmicznych. Wskazuje to, zgodnie z tym co powiedziałem omawiając jej podłoże, na wiek ruchów zanurzających kształtujących nieckę. Były to mianowicie młode ruchy paleogeńskie, które wyięrzyły antyklinorium pomorskie.

Jedynie zgrupowanie zjawisk wysadów solnych w Polsce stwierdzono dotychczas w obszarze najintensywniejszego pofałdowania warstw mezozoicznych na Kujawach. Jest to obszar intensywnej działalności tektonicznej w młodszym mezozoiku i starszym trzeciorzędzie. Miąższości osadów trzeciorzędowych są tu znikome w porównaniu z miąższościami tych osadów w Niemczech. Mimo to warto na razie tylko zarejestrować, że tu jedynie znajdują się na ziemiach Polski północnej osady eocenu (iły toruńskie) i tu tylko stwierdzono (Wł. Pożaryski, 1953) izolowany płat osadów morskich górnego oligocenu.

Można przedstawić jeszcze dalsze fakty geologiczne wspólne dla miejsc występowania tektoniki solnej w basenie północno-europejskim. Są to mianowicie niezwykle duże miąższości osadów całego młodszego mezozoiku. Dla północno-zachodnich Niemiec W. Carlé (1952) podaje następujące liczby miąższości w metrach:

trzeciorzęd	$800 \div 6\ 600$
kreda	$1\ 000 \div 2\ 700$
jura	$1\ 000 \div 3\ 000$

Szczególnie grube osady gromadziły się w lokalnych zapadliskach w dyslokowanych obszarach strefy reńskiej. Jak wiemy, sprzyjało to powstawaniu złóż bituminów. Dorzecze dolnej Odry, nie nawiedzane poważniejszymi młodymi ruchami dyslokacyjnymi, nie posiada ani bardzo dużych, ani bardzo zróżnicowanych miąższości osadów młodomezozoicznych i trzeciorzędowych. Wielkie miąższości tych osadów występują nie tylko na zachodzie, w Niemczech, ale i po wschodniej stronie dorzecza dolnej Odry, w bruzdzie duńsko-polskiej na Pomorzu i Kujawach. W tym wąskim basenie sedymentacyjnym, położonym na brzegu obszarów płytowych Fenosarmacji, nagromadziły się takiej samej miąższości osady jury i kredy, jak to podał W. Carlé dla Niemiec północno-wschodnich. Już podczas gromadzenia się tych osadów, a głównie w paleogenie, obszar bruzdy uległ bardzo silnemu pofałdowaniu i zdyslokowaniu (M. Książkiewicz, J. Samsonowicz, 1952; Wł. Pożaryski, 1952). Zdecydowało to o wytworzeniu się tektoniki solnej, a potężna sedymentacja, łącznie z pofałdowaniem, stworzyły warunki sprzyjające powstawaniu złóż bituminów.

Referat wygłoszony na Sesji Naukowej
I. G. w dniu 14 grudnia 1956 r.

PIŚMIENNICTWO

- BENTZ A. (1931) — Der mesozoische Untergrund des norddeutschen Flachlandes und seine Erdölhoffigkeit, Deutsches Erdöl. Schriften aus dem Gebiet der Brennstoffgeologie. H. 7, S. 5—25 mit 2 Texttabb. Herausgeg. von Prof. Dr Otto Stutzer. Freiberg in Sa.
- BERGER F. (1937) — Beiträge zur saxonischen Entwicklungsgeschichte Schlesiens. Jb. f. Min. Geol. [B]. B—B., 77. H. 2. S. 224—267. Stuttgart.
- BETTENSTAEDT F. (1949) — Paläogeographie des nordwestdeutschen Tertiär mit besonderer Berücksichtigung der Mikropaläontologie. Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland. S. 143—172. Hannover-Celle.
- BIELECKA W., DĄBROWSKA Z. (1957) — Uwagi o stratygrafii malmu Pomorza Zachodniego w okolicach Kamienia Pomorskiego (w druku).
- BROCKAMP B. (1941) — Zum Bau des tieferen Untergrundes in Nordostdeutschland. Jb. Reichsamt. f. Bodenforsch. 61. S. 157—185. Berlin.
- BROTZEN F. (1945) — De geologiska resultaten från borrhingarna vid Höllviken. Sv. geol. Unders. [C]. 465. No 7. S. 1—64.
- BUBNOFF S. (1936) — Geologie von Europa. 2. T. 3. Berlin.
- CARLÉ W. (1952) — Über den Bau der Südwestdeutschen Grossscholle. Z. deutsch. geol. Ges. 103. S. 60. Hannover.
- CZARNOCKI J. (1951) — Z zagadnień paleogeograficznych i złożowych cechsztynu w Polsce. Pr. Państw. Inst. Geol. 7. str. 19—25. Warszawa.
- DADLEZ R. (1956 a) — Dotychczasowe rezultaty głębokiego wiercenia Mechowo IG I. Pr. geol. nr 11. str. 526—528. Warszawa.
- DADLEZ R. (1956 b) — Dotychczasowe wyniki poszukiwań naftowych w północno-wschodnich Niemczech. Pr. geol. nr 12. str. 557—563. Warszawa.
- DADLEZ R. (1957) — Dotychczasowe wyniki badań podłoża mezozoicznego w północno-zachodniej części antyklinorium pomorskiego (w druku).
- DĄBROWSKI A. (1956) — Carte gravimétrique de Pologne anomalies de la pesanteur G₀ — 70 (anomalies de Bouguer). Inst. Geol. Warszawa.

- DĄBROWSKI A., KARACZUN K. (1956) — Mapa magnetyczna Polski. Inst. Geol. Warszawa.
- GREGERSEN A., SORGENFREI T. (1951) — Exploration of the subsurface geology of Denmark. Medd. Dansk. Geol. For. 12. H. 1. København.
- KÖLBEL H. (1954 a) — Dogger, Malm, Purbeck und Valendis bei Zossen südlich von Berlin. Geologie. 3. H. 4. S. 451.
- KÖLBEL H. (1954 b) — Das wissenschaftliche Ergebnis einer neuen Tiefbohrung bei Rüdersdorf östlich von Berlin. Geologie. 3. H. 4. S. 453. Berlin.
- KÖLBEL H. (1956 a) — Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Erforschung Nordostdeutschlands. Z. f. angew. Geol. 2. H. 1. S. 9. Berlin.
- KÖLBEL H. (1956 b) — Über wechselnde Tendenzen in der tektonischen Entwicklung Westmecklenburgs. Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille. Stuttgart.
- KSIAŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J. (1952) — Zarys geologii Polski. PWN. Warszawa.
- LAUTERBACH R. (1955) — Beiträge zur tektonischen Deutung der geomagnetischen Übersichtskarte der Deutschen Demokratischen Republik. Gerlands Beitr. zur Geophysik. 64. H. 3. S. 156—172. Leipzig.
- LEWIŃSKI J., SAMSONOWICZ J. (1918) — Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Nizy Północno-Europejskiego (Oberflächengestaltung, Zusammensetzung und Bau des Untergrundes des Diluviums im östlichen Teile des nord-europäischen Flachlandes). Pr. Tow. Nauk. Warsz. 31. Warszawa.
- LINSTOW O. (1922) — Tektonik und Solführung im Untergrund von Berlin und Umgebung. Z. deutsch. geol. Ges. 74. S. 89—100. Berlin.
- LOTZE F. (1949) — Die orogenen Kräfte bei der saxonischen Gebirgsbildung. Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland. S. 43—46. Celle.
- MALZAHN (1956) — Neuere Ergebnisse der Erdölexploration in Mitteldeutschland. Erdöl und Kohle. Nr 11.
- MEINHOLD R. (1953) — Über die Lagerung des Alttertiärs im südwestlichen Mecklenburg nach den Ergebnissen reflexionsseismischer Messungen. Geologie. 2. H. 5. S. 361. Berlin.
- MEINHOLD R. (1955) — Der Untergrund des westlichen Mecklenburg nach den Ergebnissen reflexionsseismischer Messungen. Geologie. 4. H. 1. S. 55—64. Berlin.
- OLCZAK T. (1951) — Mapa grawimetryczna Polski. Biul. Państw. Inst. Geol. 64. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1952) — Podłoże mezozoiczne Kujaw. Biul. Państw. Inst. Geol. 55. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1953) — Osady morskie oligocenu młodszego na Kujawach. Biul. Inst. Geol. 87. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1956) — Podział strukturalno-geologiczny Polski jako podstawa badań. Prz. geol. nr 6, str. 237—241. Warszawa.
- POŻARYSKI W., RÜHLE E. (1956) — Carte géologique de Pologne (sans formations quaternaires et tertiaires). Inst. Geol. Warszawa.
- RICHTER-BERNBURG G. (1949) — Anlage und regionale Stellung des saxonischen Beckens. Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland. S. 37—43. Hannover-Celle.
- SCHUCH F. (1932) — Die Ergebnisse einiger Tiefbohrungen insbesondere in Bezug auf Verbreitung und Stratigraphie von Kreide und Alttertiär sowie in Bezug auf die magnetische Vermessung Mecklenburgs. Z. deutsch. geol. Ges. 84. S. 677.
- SIEMENS G. (1953) — Die Schwerekarte der DDR. Freiburger Forschungshefte. 7. [C.] S. 21—24.
- SORGENFREI T. (1951) — Review of the topography stratigraphy and structure of the pre-Pleistocene deposits in southeastern Denmark. Medd. Dansk. Geol. For. 12. H. 1. p. 166—171.
- TYSKI St. (1957 a) — Przekrój geologiczny przez Pomorze Zachodnie (w druku).
- TYSKI St. (1957 b) — Stan badań geologicznych i dotychczasowa znajomość struktury antyklinorium pomorskiego na odcinku Świdwin — Piła. Kwart. Geol. nr 1, str. 40—47. Warszawa.

- VOIGT E. (1954) — Das Norddeutsch-Baltische Flachland in Rahmen des europäischen Schollenmosaiks. Mitt. Geol. Staatsinst. H. 23. S. 18—37, Hamburg.
- ZWERGER R. (1948) — Der tiefere Untergrund des westlichen Peribaltikums. Abh. Geol. L—A., N. F. H. 210. Berlin.
- ZWIERZYCKI J. (1951) — Sole potasowe na północ od Wrocławia. Pr. Państw. Inst. Geol. 7. Warszawa.

Władysław POŻARYSKI

SUBSTRATUM OF NORTH-WESTERN POLAND IN REFERENCE ITS SURROUNDING STRUCTURES

Summary

After the second world war in the area between Kujawy and the western boundary of Poland intensive geological research were started (R. Dądzek, 1956, 1957; W. Bięlecka and Z. Dąbrowska, 1957; S. Tyski, 1957).

In the north-european basin, along the border of the fenno-scandian shield, a number of tectonic fold elements developed during the Younger Mesozoic and the Older Tertiary moulded in a parallel or almost parallel direction to the shield border. In their most peaked form, showing a maximum of amplitudes, these elements are located in the eastern part of the basin where their structures come closest to each other and where the Variscan massifs are in nearest vicinity to the shield.

E. Voigt (1954) distinguishes on the one hand the entire area between the „Fränkische Linie“ as being the south-western border of the great Bohemian and Middle German blocks, and on the other hand, the boundary of the eastern and north-eastern European penepain, as the „Saxonische Grossscholle“. This area is divided by a great dislocation into two blocks. The line of dislocation runs along the Flechtyn anticlinorium in south-eastern direction by way of southern Łużyce towards the southern rim of the outer-sudeten basin, dividing the area of Saxonian block into two minor ones: a north-eastern Saxonian which is, generally speaking, the lower one, — and a south-western Saxonian which is rather elevated. Within the Polish territory lies a considerable part of the north-eastern Saxonian block. The plunging to the NW of this block emphasised by E. Voigt, is very uneven; towards north-west, beyond the Baltic shore, it is not noticeable, indeed, rather an emergence occurs there. It is true that rocks older than the Cretaceous are not exposed in Denmark; yet, as shown in a deep bore-hole in Höllviken, on the south-western cape of Scania (F. Brotzen, 1945) and in Jutlandia (A. Gregersen, T. Sorgenfrei, 1951; R. Zwerger, 1948), underneath the Cretaceous, Jurassic sediments are usually lacking and the Palaeozoic and crystalline substratum lies not deeper — locally even considerably higher (Ringe on Fionia) — than in Mecklenburg and in Wielkopolska.

THE PRE-SUDETEN MASSIF

The structural unit, hitherto called the pre-Sudeten anticlinorium were one of the less investigated areas of Poland. This unit presents the shape of an irregular anticline with a very flat and extended northern limb. Recent intensive investigations which have been undertaken on area of this limb, tend to confirm the assumption that within the range of this limb several independent and very flat anticlines occur. At present it is impossible to verify whether we have here to do with independent structures of moderate size, or with an entire chain of tectonic elevations. A new important addition to our knowledge of the geological structure of the pre-Sudeten anticlinorium is the ascertainment that this anticlinorium extinguishes before reaching the polish frontier. In the S of the massif, directly before the Sudeten mountains runs the pre-Sudeten anticline; in the gravimetric map a positive anomaly corresponds to this anticline (the high of the Sudeten) foreland — T. Olczak, 1951). Beginning with Żagań towards the north-west, in the direction of the frontier, the gravimetric values decrease quickly; this is conform with the gradual lowering of the axis of the anticlinorium in this direction.

The region situated north of the axial area of the anticlinorium, which as far as Poznań is temporarily assigned to the pre-Sudeten anticlinorium (Wł. Pożaryski, 1956), shows a complicated structure and requires more close investigation. In the immediate vicinity of this axial area a shallow yet distinct negative — with regard to its surroundings—gravimetric anomaly occurs; it is located between the lines Wrocław-Żagań and Trzebnica-Głogów, and called the Oder depression (T. Olczak, 1951). This anomaly occurs exactly in the zone of the Permian, Bunter sandstone and Muschelkalk exposures. These beds constitute the limb of the anticlinorium and dip monoclinally towards north-east, gradually decreasing their angle of dipping in line with the increase of distance from the axis of the anticlinorium — a feature noticed already by F. Berger (1937). For the vicinity of Wrocław, J. Zwierzycki (1951) has reported for the Permian at the contact with the crystalline shales, an angle of dip = $4 \div 8^\circ$, and further on, going along the dip — approximately $1 \div 0,5^\circ$.

To the north of the discussed gravimetric depression, which runs along the north-eastern border of the pre-Sudeten anticlinorium, exists a wide belt of positive anomalies called the "Trzebnica-Krosno high" (T. Olczak, 1951), which distinctly links up with the Ostrzeszów high, forming one unit.

The zone of positive anomalies Ostrzeszów-Krosno has heretofore been looked upon as an element of the northern limb of the pre-Sudeten anticlinorium. It is only near the axis of the anticlinorium that the sediments show a greater dip; on the remaining area the Mesozoic rocks show only a slight inclination towards the north. This inclination, however, is not of an uniform direction. Seismic investigations have disclosed several flat anticlines; they are located on the gravimetric culminations of the zone of positive anomalies on the Ostrzeszów-Krosno Odrzańskie line. This would indicate that the structure of this high is independent from the axial part of the anticlinorium which passes close to the border of the Sudeten mountains. Under these circumstances, the author suggests abandoning the term of pre-Sudeten anticlinorium and using the term pre-Sudeten anticline for the actual Palaeozoic anticline which is

extending before the Sudeten mountains and before the Cretaceous outer-sudeten basin. Its core would then consist of granites and exposures of metamorphic schists. The northern limb of the anticline is built by the Permian and Lower Triassic mantle which is inclined relatively steeply and which occupies the area of the gravimetric depression of the Oder. The area of positive anomalies lying north of this depression (the Trzebnica-Krosno high together with the Ostrzeszów high of T. Olczak) would be formed by the Wschowa-Ostrzeszów anticlinorium. This latter lies in the line of prolongation of the Święty Krzyż Mountains, and therefore is probably a submerged Variscan or Caledonian structure. Its WNW — ESE direction is in conformity with the direction of great Variscan folds in the Święty Krzyż Mountains and lies in the prolongation of the zone of most intensive disturbances and tectonic elevations, i.e. of the Łysa Góra fold. The magnetic anomaly which appears in its substratum may indicate yet older pre-Cambrian or — as suggested by R. Lauterbach (1955) — Caledonian foldings of the substratum.

The elevation of Ostrzeszów lies on the intersection of the anticlinorium with the NNW — SSE directed zone of tectonic elevations which beginning with Devonian anticlines near Kraków, pass by way the horst of Wieluń to Ostrzeszów and further on by way of the Poznań ridge, strike against the Kujawy — Pomeranian anticlinorium in the region of Piła. This zone might be called the Kraków — Poznań ridge. Its age and origin are closely linked with the Kujawy — Pomeranian anticlinorium. It is a very heterogenous unit; the origin and deep structure of its individual sections being obscure.

West of Ostrzeszów the anticlinorium is dissected by a zone of feeble gravimetric depressions of the same direction as the above mentioned ridge. Its syndinal character is most distinctly visible in the axial part of the massif, east of Ostrzeszów. Towards the south, the syncline ties up with the Cretaceous basin of Opole. This zone might be called the Krzyż — Kościan — Opole depression. In the gravimetric picture this depression appears fairly distinctly in its entire length.

Thus the subdivision of the entire pre-Sudeten massif, hitherto called the pre-Sudeten or sub-Sudeten anticlinorium, would comprise the following elements.

- 1) the pre-Sudeten anticline (*sensu stricto*);
- 2) the Oder depression (T. Olczak, 1951) passing along the north-eastern side of the pre-Sudeten anticline; its structure in the deeper substratum is probably synclinal, while in the post Variscan cover it is developed as a monocline;
- 3) the Wschowa-Ostrzeszów anticlinorium, comprising the Trzebnica — Krosno and the Ostrzeszów high (T. Olczak, 1951) which at the same time is the Palaeozoic Variscan ridge, deeply submerged locally with brachyantichinal forms of younger cover;
- 4) the Cracow — Poznań ridge, with a NNW — SSE direction diagonal to the previously mentioned elements and interfering with them;
- 5) the depression zone Kościan — Opole, parallel to the Cracow — Poznań ridge and interfering with transversal units in the same manner as does the Cracow — Poznań ridge.

Westward of the pre-Sudeten anticlinorium, upon the southern part of the Peregona — Łużyce anticlinorium, and also further westward, the Mesozoic and

Permian cover is folded in a higher degree than on the Wschowa—Ostrzeszów anticlinorium. This is probably caused by the location of the entire pre-Sudeten massif "hidden in the shade" of the Bohemian block, which shielded it against the pressure exerted by the Alps geosyncline. It is only the eastern margins of the massif which, due to vicinity of the rigid border of the Russian platform, did undergo a certain dislocation and folding.

THE SZCZECIN BASIN

The Szczecin basin extends towards the W in the so-called Uckermark basin while towards north-west it passes gradually into the Grimmen anticlinorium. All of these three units: the Szczecin-basin, the Uckermark basin and the Grimmen anticlinorium constitute an area of a relative gravimetric depression deepest in its narrow eastern border and gradually getting more shallow towards the W.

These units are filled on almost their entire area by the Upper Cretaceous, with the Senonian exposed on the surface. Locally, as for instance on the Grimmen anticlinorium and on the Stargard anticline, in the middle of the Szczecin basin, the Senonian has been washed off. In the western part of these units, in conformity with gravimetric investigations, the deeper substratum lies higher, the strata of the Middle Mesozoic are reduced and the Albion in the region of Greifswald rests directly on the Lias, while at the Oder estuary it lies on the Malm, showing a very much reduced thickness. The only deeper bore-hole in the Szczecin basin (at Drawno) has pierced the Upper Cretaceous showing there a medium thickness, and beneath a thin cover of the Lower Cretaceous, it penetrated into a thin complex of the Malm and the Dogger of a medium thickness. This proves that, in accord with the gravimetric data, the older substratum undergoes a gradual lowering towards east and that the elements of the Middle Mesozoic underneath the Upper Cretaceous are correspondingly completed.

The stratigraphic profile of Drawno is neither of the type of the Pomeranian — Kujawy anticlinorium nor of the Mogilno — Łódź basin; thus it does not reflect conditions existing in the great sedimentation furrow which I am going to call the Danian-Polish furrow located on the south-western margin of Fenno — Sarmatia. The Cretaceous at Drawno is, as to its thickness, identical with that of Mecklenburg and of that part of Danmark which lies SW of the furrow. The Jurassic has a character similar to that which has been established in the region southward of Poznań. Thus the Szczecin basin belongs to a Mesozoic elevation which constitutes the south-western rim of the Danish-Polish furrow; this furrow is filled with fairly thick deposits of the Younger Mesozoic. Within Polish territory to this marginal belt belongs the entire pre-Sudeten massif and the Szczecin basin. As to its stratigraphy, this belt is characterized by a reduced thickness in the Upper Mesozoic profile, when compared with the thickness in the Danish-Polish furrow. In view of these reflections E. Voigt's conception of a north-eastern Saxonian block requires a certain limitation. It does not comprise the entire area as far as Fenno — Sarmatia, but solely the northern area of the German Democratic Republic and the area of Western Poland as far as the furrow. Thus it will form the south-western rim of the Danish-Polish furrow. In this rim the beds of the Younger Mesozoic are visibly thin at the passage from this furrow to the block; the Malm and

possibly also the Dogger and the Lower Cretaceous are wedging completely out. Thus established, the north-eastern boundary of the block runs approximately from the Wieluń region by way of Poznań to Kamień Pomorski. From there it continues towards north-western, as revealed by deep bore-holes (A. Gregersen, T. Sorgenfrei, 1951). In Denmark the boundary passes between the islands of Fionia and Zealand. There is no doubt that this rim is not rectilinear; it is rather a complicated marginal zone and certain tectonic elements, for instance the northern section of the Pomerania-Kujawy anticlinorium, might be placed obliquely to the rim or even transect it.

As results of these reflections the Szczecin basin should not be looked upon as being an extension of the Mogilno-Łódź basin, but as merely connected with the flat and shallow Upper Cretaceous depression of the northern European basin.

The Szczecin basin is transected by the Stargard anticline. This anticline has been identified as well by the bore-hole at Sławęcın which penetrated directly underneath the Tertiary the Lower Cretaceous, as by the conformingly occurring positive gravimetric anomaly.

Thus this basin is not homogenous and bifurcates in its western part into two secondary basins. I am calling the northern arm the Chociwel basin; the southern arm — the Lipiany syncline — has a more E — W direction.

The northern arm, the Chociwel basin, is fairly accurately described on the basis of bore-holes and seismic investigations. In its axis it discloses a very thick (over 400 m.) cover of Tertiary and Quaternary, and of the Upper Cretaceous reaching a thickness of about 200 ÷ 300 m. The axis of an important negative anomaly, the Chociwel syncline, rises distinctly in the region north of Szczecin; further on, towards north-western it runs as axis of a feebly negative-anomaly by way of the Szczecin bay and further westward, passing somewhat southward of Greifswald (G. Siemens, 1953). At its western termination there should be expected a mound in the substratum, as indicated by the bore-hole Behrenhoff (B. Brockamp, 1940). Within the region of the Szczecin bay, however, a synclinal form seems quite probable; this is shown by the bore-holes at Swinoujście and at locality Usedom, where the Lower Cretaceous with a fairly large thickness and the Upper and Middle Jurassic are developed while they are lacking on the surrounding anticlines.

H. Kölbl (1956 b) is convinced that the western arm of the Pomeranian anticlinorium extends further towards WNW by way of Greifswald where it joins up with the Grimmen anticlinorium. Towards the north of the latter he distinguishes a Rügen basin. To me, this conception does not seem satisfactorily justified. The gravimetric anomalies on Rügen point to an elevation of the substratum which extends in the shape of an anticlinorium in a NW — SE direction; its axis passes through the center of the island and strikes exactly, by its south eastern prolongation, against the Kamień Pomorski arm. According to H. Hölbel, the Grimmen anticlinorium thus would have a course parallel to the Rügen anticlinorium separated from the latter by a narrow basin, and the Rügen anticlinorium would probably have an axis which rises towards south-east; in reality, however, the Grimmen anticlinorium dips in this direction, as shown by the appearance of the Dogger and Malm underneath the Cretaceous in the Usedom bore-hole. After crossing the estuary of the Oder, the Grimmen anti-

clinorium passes towards SE into the Szczecin basin. Further on towards north-west, on the Danish territory, both anticlinoria pass into the extensive, Falster — Fionia anticline, a very flat one, which is split into minor anticlines (S. Bubnoff, 1936; R. Zwerger, 1948; T. Sorgenfrei, 1951). It should be pointed out that the acceptance of H. Kölbl's theory (1956 b) regarding the overpassing of the Kamień Pomorski anticline into the Grimmen anticlinorium necessitates the acknowledgment of a fundamental change of character of the Pomeranian anticlinorium after crossing the estuary of the Oder river. This means that, from an anticline based on a positive gravimetric anomaly, this anticlinorium would have to change in Mecklenburg into an anticline with a gravimetric depression; this is an aspect which has been met with on the entire 500 km. length of this tectonic unit on Polish territory, and thus does not seem to be very convincing.

The mutual relation between the Pomeranian anticlinorium and the Szczecin basin is characterized by the contact area between these two units: along their line of contact runs a great dislocation of the type of a fault or flexure which has been recently disclosed during investigations carried out by the Geological Institute (R. Dadlez, 1957; S. Tyski, 1957). This tends to prove that both of these units, or at least one of them have in their deeper substratum rigid blocks not easily subjected to plastic deformation and that the results of mutual movements is concentrated upon their plane of contact. The presence of a positive magnetic anomaly in the Chociwel basin and in its north-western prolongation proves that in its substratum such a rigid block exists. On this block leaned the powerful fold — the Pomeranian anticline. The originally homogenous block which consisted of the Grimmen anticlinorium and the northern part of the Szczecin basin, underwent an inclination towards south-east. This is to say that its Mecklenburg section remained stationary while its section extending towards east from Szczecin was lowered. On the boundary of the shifted block and its adjacent anticline a dislocation took place which does not extend into the Mecklenburg territory, because there were no movements of this type, or — if they did occur — they were very feeble.

REMARKS ON SALT TECTONICS

The conformity of magnetic anomalies with the Rhine dislocations is astonishing and suggests that there must be some causal relation between them. While proceeding eastward, the ascertained symptoms of the Rhine tectonics vanish earlier than do the magnetic anomalies of the Rhine direction; however, secondary symptoms in the form of salt structures transgress eastwards the boundary of the Rhine tectonics and reach as far as the magnetic anomalies of the Rhine direction. Yet, generally speaking, it may be claimed that the influences of the Rhine tectonics approximately agree with the eastward range of the salt structures.

Furthermore the theory is upheld that the eastern boundary of a 500 m. thickness of the Tertiary coincides with the boundary of the salt structures.

In western Poland the maximum thickness of the Tertiary has been found in the Chociwel basin where it exceeds 300 m. This indicates age of subsidence movements which formed this basin; these were the Young Palaeozoic movements which elevated the Kujawy — Pomeranian anticlinorium.

The reverse side of the lower Oder which had not been subjected to any serious younger movements of dislocation, does not show any particularly large nor particularly varying thickness of the Younger Mesozoic and Tertiary sediments. Greater thicknesses of these sediments occur in the West, in Germany, but likewise on the eastern side of the Oder basin — in the Danish-Polish furrow in Pomerania and Kujawy. In this narrow sedimentation basin which lies on the border of the fenno-sarmatian platform, Jurassic and Cretaceous sediments of the same thickness as reported by W. Carlé for north-eastern Germany have accumulated. Simultaneously with the accumulation of these sediments, especially during the Palaeogene, the area of the discussed furrow underwent very violent foldings and dislocations (M. Książkiewicz, J. Samsonowicz, 1952; Wł. Pożaryski, 1952). This produced conditions for the development of a salt structure, and the powerful sedimentation combined with the folding movements created conditions favourable to the formation of bituminous deposits.