

資 料

551.243/245:552.3

地殻内部構造の特徴に対する岩石の物理力学的性質の 影響と環状裂か分布の規則性*

V. A. Nevskii, Yu. A. Rozanov, P. S. Kozlova*

岸本文男** 訳

岩石の物理力学的性質と地殻局部の変形に対するその影響の研究は鉱床、鉱床田、鉱床生成域の構造研究における新しい方向の一つである。現在、地質文献の中に鉱化体の分布規則性を認識する上で岩石の物理力学的な性質を考えることがかなり重要なことを証明する多くの資料が蓄積されてきている。

本論文はクィズィール=オムプリ プルトン（天山山脈北部の沿イシーク=クラー地域西部）を例にして、岩石の物理力学的性質と地殻内部構造の特徴および環状裂かの分布との相互関係について述べるものである。

クィズィール=オムプリ プルトンの地質の概要

プルトン構成岩 当該プルトンはイシーク=クラー中央山塊西縁部に位置する。そして同プルトンは NW-SE と NE-SW の深在断層の複雑な交叉節部分に胚胎され [2, 3, 4]、その部分は基盤の E-W と N-S 方向の潜頭断層の交叉部にも相当する。当該交叉節は大規模な沈降カルデラ (50×30 km) の南東縁部に位置している。

西側部分が古生層下に潜頭していることも考え併せると、クィズィール=オムプリ プルトンの水平断面は規模 30×(25-26) km の不規則で NW-SE に長い卵形を呈する (第1図)。地質学的な観察によっても、等磁気線 IT_a の特徴によっても、このプルトンと側岩との接触部は大部分が急傾斜ないし垂直である。このことは本プルトンがおおよそ柱状の垂直体であり、根がかなりの深さの所まで (10 km) 続いていることを物語っている。

クィズィール=オムプリ プルトンの岩石は形態のさまざまな独立した岩体を構成した4種の多相貫入コンプレックスにまとめることができる (第1表)。そのうちで最大のオルトー=トコイ閃長岩山塊は水平断面 12×23 km (露出範囲で) の不規則な、NWW-SEE に長い楕円形を呈する。

地球物理探査資料からみると、古生代と新生代の外座層によって隔てられた花崗閃長岩類の4つの山塊は深部で 11×22 km の水平断面を有する1つの岩体にまとまっている。アチクタシュ花崗岩コンプレックスの亜アルカリ花崗岩は長く延びた、割れ目に富む2岩体からなっている。第4のコンプレックスである小貫入岩類は環状円錐型断層と直線状断層に胚胎された厚い岩脈帯を形作っている。

プルトンの内部構造の特徴 クィズィール=オムプリ プルトンはその範囲内に半環状・弧状の円錐型断層、円錐型断層帯に集中して岩脈 (主として優黒質岩脈) を胚胎した直線型緩傾斜裂かの発達に起因する同心帯状の内部構造を備えている。その環状構造は同プルトンを個々のブロックに切る多数の構造断層によって複雑化している。

構造断層はまず NW-SE 方向と NE-SW 方向の深在断層系に分けられる (第1図参照)。転位型式

* V. A. Nevskii, Yu. A. Rozanov, P. S. Kozlova (1975): Влияние физикомеханических свойств горных пород на особенности внутреннего строения и закономерности размещения кольцевых разрывов: Советская Геология, no. 7, стр. 126-137.

** 鉱床部

第 1 表 キズィール=オムプリ プルトンの生成順序様式

コンプレックス	岩石	主相	副成貫入岩		岩脈	
			第 1 相	第 2 相	第 1 相	第 2 相
オルト=ノイト コイ閃長岩コンプレックス	モンゾナイト (?)	巨粒質閃長岩	巨斑岩状 - 偽白榴石閃長岩	細粒質石英閃長岩	閃長岩 - アブライト	中粒質閃長岩, 細粒質石英閃長岩, カリ長石 - 黒雲母煌斑岩
コクマイノク 花崗閃長岩コンプレックス	石英モンゾナイト	花崗閃緑岩	大斑岩状花崗閃長岩	大粒質石英閃長岩	花崗閃長岩 - アブライト	細粒質石英閃緑岩
アチクタシュ 花崗岩コンプレックス		亜アルカリ花崗岩	斑岩状花崗岩とアブライト状花崗岩		アブライト, シュリーレン状ペグマタイト	花崗斑岩, 石英斑岩, 珪長斑岩, スフェルライト斑岩
小貫入岩類	1) 雲母質煌斑岩 2) 輝緑玢岩, はんれい岩玢岩 3) 花崗斑岩, 石英斑岩, スフェルライト斑岩, 珪長斑岩, 石英閃長斑岩 4) 閃緑玢岩, スペッサルタイト, カンプトナイト					

からみれば, NW-SE 断層は右横ずれ断層, NE-SW 断層は左横ずれ断層に相当する。見かけの水平移動値は 300-4,600 m, 垂直移動値は数 10 m から 600-700 m である。断層帯にはしばしば岩脈が胚胎されており, ときには 4 種の全ての小貫入岩コンプレックスの不規則な形態を備えた多割れ目質岩体を胚胎していることもある。このすべてのことは本プルトンの形成時代に上述の深在断層が大規模なマグマ通路となったことを示している。

本プルトンの範囲には基盤の E-W 方向と N-S 方向の潜頭断層がかなり広く分布し, この潜頭断層は貫入岩中にはほとんどの場合に一般地質学的方法では確認し得ないが, 磁気探査法によればはっきり識別できる (第 1 図参照)。

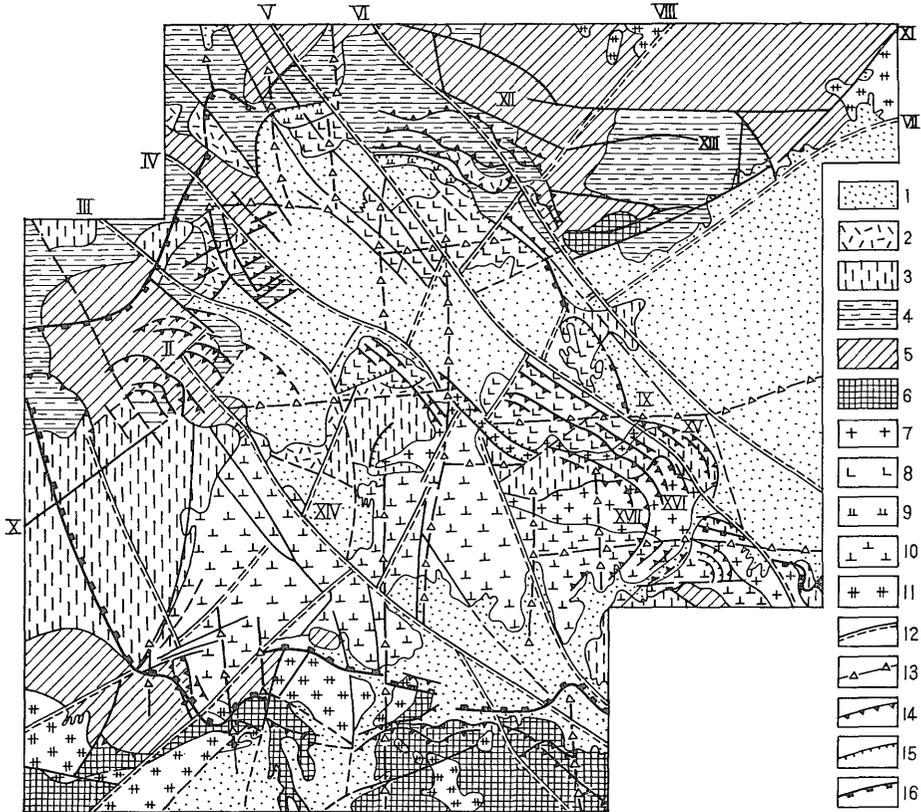
キズィール=オムプリ プルトンの一つの特徴はプルトンの拡がり範囲内とその狭長な外接触帯に広域性と局地性の弧状, 半環状, ときには環状の円錐型同心・ペリクリナル断層, それに円筒状断層からなる多数の環状断層群が発達することである。多数の直線型および少し弧状に湾曲した緩傾斜大型裂かと比較的小規模な断層はきわめて広範に分布している。以下, 本プルトンの環状断層の主なタイプについて簡単に述べてみる。

円筒環状断層と円筒弧状断層 本プルトンを大きく特徴づけているのは花崗閃長岩類の楕円形岩体縁部沿いの円筒環状断層の形成である (第 1 図参照)。その総延長は 43 km に達し, 傾斜は急で垂直に近い。この断層には多数の岩脈状岩体からなる岩脈系が胚胎され, ところによっては岩脈帯を構成し, ときには第 2・第 3・第 4 の貫入コンプレックス構成岩石 (第 1 表参照) の岩株やレンズを胚胎していることもある。このような岩体の厚さはところによって 1,000-1,100 m, 延長は最大 3,800 m に達していることがある。

円筒弧状断層の各フラグメントの示徴はオルト=ノイトコイ閃長岩山塊南側の外接触部に認められる。キズィール=オムプリ プルトンの範囲内には, 走向延長最大 2,000 m の局地性半環状および弧状の円筒断層がみられる。

円錐型断層・大型裂かはキズィール=オムプリ プルトンの範囲およびその外接触帯に広く分布し, 円筒断層の場合と同じように, 広域性でいちじるしく延長に富むものと局地性で比較的小規模のものに分けられる。

立体的なオリエンテーションによると, 本断層・裂かはプルトンの中心に向かって傾斜した円錐型球心状断層・裂かと逆方向に傾斜した円錐型遠心状断層に分けられる。



- | | | |
|-----------------------|--|-------------------|
| 1—新生代堆積層 | 2—火山源岩 (C ₁ -P ₁) | |
| 3—石炭系 | 4—デボン系 | |
| 5—オールドビス・カンブリア系 | 6—原生界 | |
| 古生代後期貫入岩類: | | |
| 7—亜アルカリ花崗岩 | 8—花崗閃長岩 | |
| 9—閃長閃緑岩とモンゾナイト | 10—閃長岩 | |
| 11—古生代中期貫入岩類 | 12—深在断層 | |
| 13—基盤断層 (地球物理探査資料による) | 14—半環状・弧状円錐型求心状および遠心状断層 | |
| 15—半環状円筒断層 | 16—地球物理探査資料によるプルトンの輪郭 | |
| 断層: | | |
| I—トウニク断層 | II—タシュブラク断層 | III—バイラムタル断層 |
| IV—ウズンサイ断層 | V—チョンテゲレク断層 | VI—カプチガイ断層 |
| VII—ドヌス=チョトカリンスキー断層 | VIII—ベルム断層 | IX—コクマイノク断層 |
| X—クィズィール=ブラク断層 | XI—南クンゲーイ断層 | XII—中クンゲーイ断層 |
| XIII—サルィー=ブラク断層 | XIV—クバキンスキー断層 | XV—ボドノジュヌイ押しかぶせ断層 |
| XVI—ツェントラリヌイ押しかぶせ断層 | XVII—アチクタシュ押しかぶせ断層 | |

第1図 クィズィール=オムプリ プルトン地質図

(A. A. Luik, V. A. Makarov, K. D. Pomazkov, P. L. Zakharov, Ye. N. Kudlei, Yu. P. Tsalyuk, V. D. Popov, A. E. Kabo, V. P. Kondrashov, Z. Beisheev らの資料を用いて L. A. Galyapin と V. A. Nevskii が編纂, 1971)

広域性円錐型断層は2つの独立した大規模な半環状断層帯に集まっている。筆者らがヴェネーシュヌイ円錐型遠心状断層・大型裂か帯と名づけた円錐型断層帯はしばしば優黒質岩の岩脈を胚胎し、プルトンの外接触帯に分布している。

同じく筆者らが名付けたヴヌートレンヌイ円錐型求心状断層・大型裂か帯はプルトン内部に分布し、側岩との接触部に近い側に認められる。この断層群にはほとんどの場合に主として優黒質岩の岩脈が胚胎されている。プルトンの範囲内に賦存する局地性円錐型求心状断層発達部分は構造断層交差節に相当

している。

ヴヌートレンヌイ円錐型求心状断層帯の構造

半環状ヴヌートレンヌイ円錐型求心状断層・大型裂か帯は、次第に湾曲しながら、本プルトンの南東部から中央部を経て、北西部に続く (第 1 図参照)。その総延長は東部と中央部だけで 24 km、幅は 2-2.5 km から 4.4 km である。この断層・大型裂か帯を構成する断層・大型裂かのほとんどに優黒質岩の岩脈、ときには石英斑岩と珪長斑岩の岩脈が胚胎されている。本プルトンの中心に向かって、これらの断層・大型裂かの傾斜は 25-30° から 50-55°、まれだがさらに急傾斜しているものもある。

この帯を構成する断層・裂かの規模はきわめて多様で、ある場合には走向方向に数 100 m の大型節理、またある場合には総延長 18-20 km の断層である。その分布は、帯の走向方向にも横断方向にも、きわめて不均等である。これを全部総合して、かなり複雑な構成のヴヌートレンヌイ帯の図式が組み立てられている。

この断層・大型裂か帯最大の断層・裂かとなっているのはポドノジュヌイ押しかぶせ断層、ツェントラリヌイ押しかぶせ断層、アチクタシュ押しかぶせ断層である。ポドノジュヌイ押しかぶせ断層はヴヌートレンヌイ帯の下盤を規制し、アチクタシュ押しかぶせ断層は同帯の上盤帯に分布し、そしてツェントラリヌイ押しかぶせ断層は両者の間に位置している。これら押しかぶせ断層の走向はヴヌートレンヌイ帯全体の延長方向と一致し、傾斜は本プルトンの中心に向かって緩く (20-55°)、走向延長は 13 km (ツェントラリヌイ押しかぶせ断層) から 18-20 km (アチクタシュ、ポドノジュヌイ両押しかぶせ断層) である。

異なる地質・構造環境、組成と構造を異にする貫入岩・堆積岩の中では、押しかぶせ断層の内部構造はきわめて不均一である。たとえば、アチクタシュ押しかぶせ断層は均質な中粒質花崗岩中では、通常、かなり厚い (8.5-16 m) マイロナイト帯と厚い小型節理集中帯を伴った単一の緩傾斜地縫 (geosuture) である (第 2 図)。このような条件下では、押しかぶせ断層帯の総幅員は一般に 20-25 m を越えていない。反対に、割れ目に富む細粒質花崗岩・斑状花崗岩岩体に貫入された中粒質優白質花崗岩を押しかぶせ断層が切る部分では、アチクタシュ押しかぶせ断層の内部構造は複雑である。その部分は多数の構造地縫の存在、構造地縫沿いの強変形岩層層厚の肥大、押しかぶせ断層帯総幅員の急増を特徴とする。

当該部分でのアチクタシュ押しかぶせ断層の主要地縫は南北性走向 (354°)¹⁾、傾斜 54°W を有し、小さな塊 (節理間隔 3-5 cm 以下) に破砕された厚いマイロナイト・花崗岩帯 (17.5 m) が上盤側からこれに沿って分布している。そのほか、上盤にはかなり厚いマイロナイト帯 (2.60-16.25 m) と小節理 (小塊化) 集中帯を伴った 4 本の平行・準平行大型裂かが認められる。

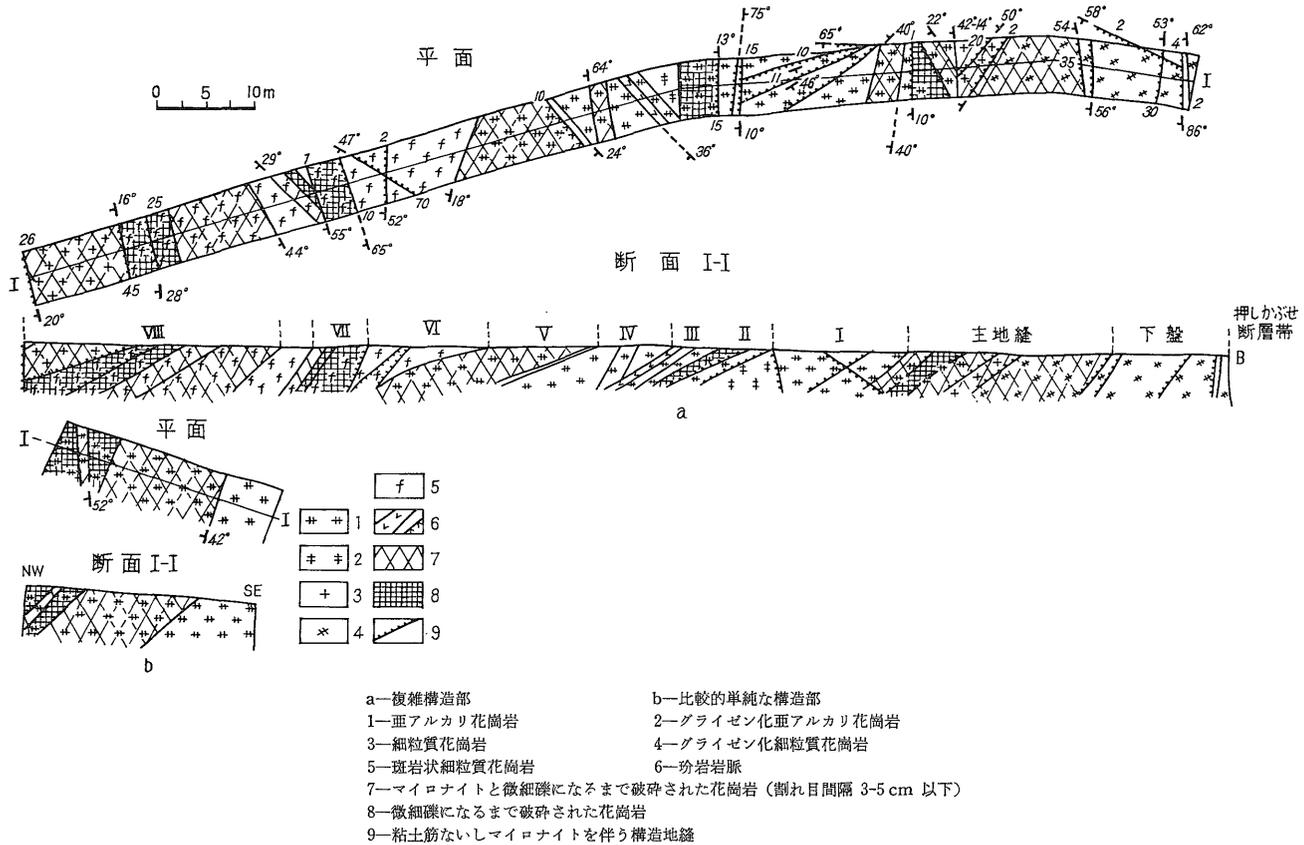
この押しかぶせ断層の上盤には、厚さ 2 cm から 2 m の構造粘土とマイロナイトのフリッジに縁どられた NE-SW 走向と NW-SE 走向の緩傾斜、斜行地縫が広く発達している。アチクタシュ押しかぶせ断層の上盤には全部で 16 の地縫が認められるが、そのうち 12 は斜行する。アチクタシュ押しかぶせ断層上盤の強変形花崗岩帯の幅は全体でほぼ 47 m、そして押しかぶせ断層帯全体の幅は 120 m である。

この押しかぶせ断層の主要地縫下盤帯は変形が弱く、厚さ 2-30 cm の構造粘土とマイロナイトのフリッジからなる全部で 4 面の構造面が認められるにすぎない。

ヴヌートレンヌイ帯の押しかぶせ断層群の間と部分的にはアチクタシュ押しかぶせ断層上盤に多数の直線状、まれにはわずかに弧状をなして湾曲した小規模な断層と大型の造構的節理が分布し、通常、主として優黒質岩の岩脈を胚胎している。生成上の性質と空間的オリエンテーションによると、当該断層と造構的節理は円錐型求心状断層・大型裂かの一つであり、走向・傾斜では押しかぶせ断層に平行および準平行である。

その内部構造はきわめて多様で、緻密な接触面を備えた優黒質岩岩脈の分布に反映する緩傾斜断層・大型造構的節理がかなり広く分布している。また、厚さ 1-2 cm から数 10 cm の断層粘土筋ないしマイロナイトを伴った地縫の形で割れ目が多数認められる。

1) N6°W の意。



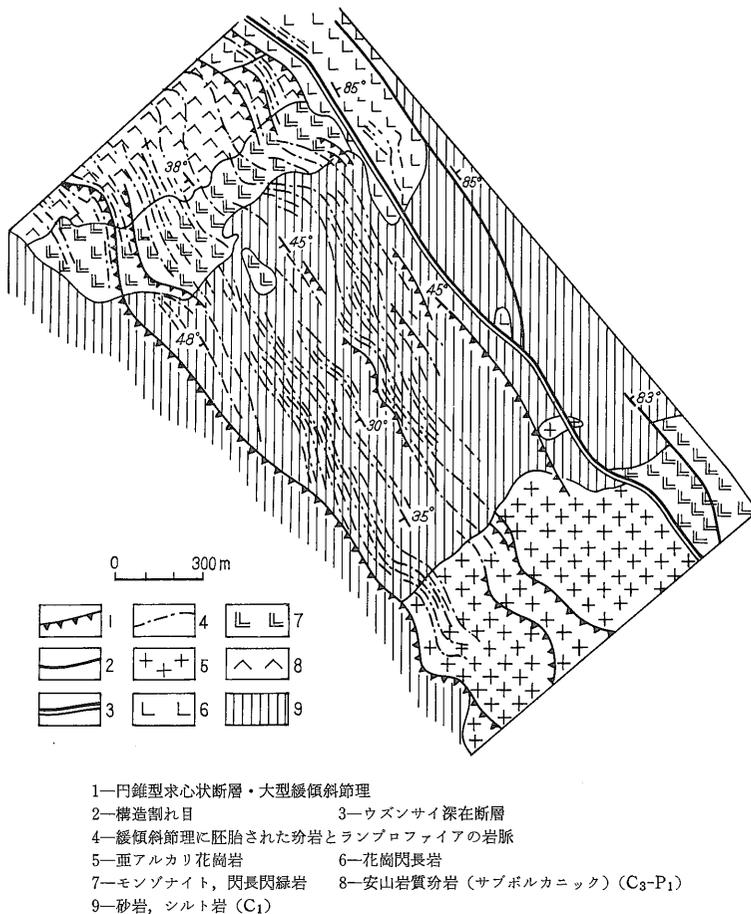
第2図 アチクタシュ押しかぜ断層の内部構造の特徴 (数字: 粘土筋の厚さ cm)

これらとともに広く分布しているのが内部構造の複雑な緩傾斜求心状断層で、いずれも断層粘土や構造マイロナイト、小型節理集中帯に縁どられた数本の構造地縫を伴い、その総厚度は 10m ないしそれ以上に達することもまれではない。弧状円錐型断層の内部構造の複雑化現象も、同断層を切る大型急傾斜断層に近づくにつれて同断層側方の強変形岩の総厚度が急増する現象もはっきり認められる。

ヴヌートレンヌィ帯における縦方向と横方向の緩傾斜割れ目の分布はきわめて不均等である (第 3・4 図)。

例えば、ヴヌートレンヌィ帯の横断面はコクマイノク断層北西の花崗閃長岩中では 4.2 km に達し、加えて同部分には厚さ 30 m から 1,100 m の 6 帯の緩傾斜割れ目集中帯が観察できる。当該割れ目集中帯中の割れ目間隔は 10 m から 93 m、平均 36 m である。そして、緩傾斜割れ目を伴わないヴヌートレンヌィ帯部分の横断面の幅は 70 m から 800 m、平均 440 m を示す。この緩傾斜割れ目が消える直前の部分には最小間隔 10-15 m で計 51 本の緩傾斜割れ目が認められる。ヴヌートレンヌィ帯のそのほかの部分の横断面では、コクマイノク断層東方の花崗閃長岩中でも、幅 4.4 km の中に 66 本の緩傾斜割れ目が存在している。

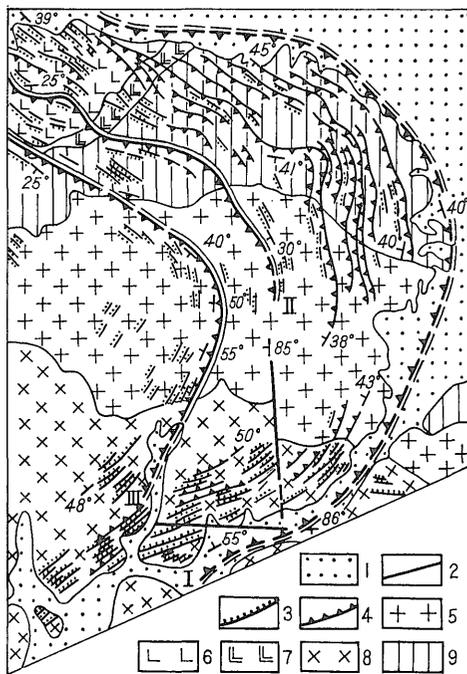
クィズィール=オムプリ プルトンを構成する各岩石中では、ヴヌートレンヌィ帯の円錐型断層形成程度が一様でない。なかでも中粒質亜アルカリ花崗岩中の円錐型断層網がもっとも疎である。たとえば、ヴヌートレンヌィ帯の北西翼 (第 3 図参照) では当該部の厚さが 900-1,100 m (露出部分) で、安



第 3 図 半環状ヴヌートレンヌィ帯北西部における円錐型断層分布図

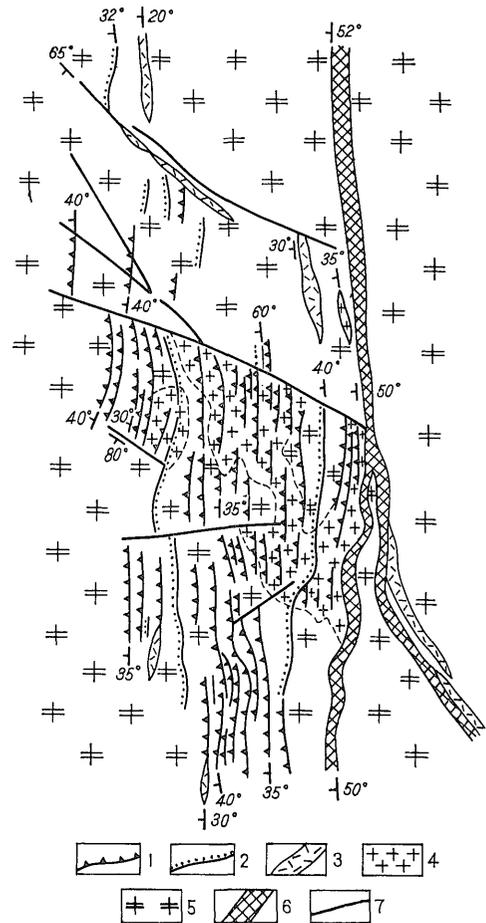
山岩質珩岩中には 20-25 本の緩傾斜求心状割れ目が、モンゾナイトと閃長閃緑岩中には 10-21 本、石炭系下部の砂岩とシルト岩中には 7-21 本、亜アルカリ花崗岩発達地区では 3-21 本の緩傾斜求心状割れ目が認められる。このように、ヴヌートレンヌィ帯の花崗岩中の緩傾斜割れ目は同帯の他の岩石の場合に比べてほぼ半数である。

ヴヌートレンヌィ帯の延長方向の緩傾斜断層分布パターンはその東翼や南東翼でもよく似たパターンを示している(第4図参照)。その部分のヴヌートレンヌィ帯はオルト=トコイ閃長岩、亜アルカリ花崗岩、石炭系下部の礫岩間層を伴ったホルンフェルス化砂岩・シルト岩を切っている(第2表)。当該ヴヌートレンヌィ帯の緩傾斜割れ目形成程度がもっとも大きいのは花崗閃長岩の場合で、閃長岩中には幾らか少なく、ホルンフェルス化砂岩・シルト岩の場合は閃長岩および花崗閃長岩に比べてほぼ半数となる。さらに花崗岩の場合は花崗閃長岩および閃長岩の場合の約 1/3 に減少している。同時に、中粒質亜アルカリ花崗岩が細粒質アプライト状および斑岩状花崗岩の岩株状で不規則な割れ目に富む岩体とさらに石英質珩斑岩岩脈に切られている構造断層交叉・接合節では、ヴヌートレンヌィ帯の緩傾斜割れ目形成程度が緻密中粒質花崗岩の部分に比較して 4-6 倍も多くなっている(第5図)。



1—新生界
2—構造割れ目
3—緩傾斜割れ目に胚胎された珩岩とランプロファイア、ときに石英斑岩の岩脈
4—円錐型求心状断層・大型緩傾斜節理
5—亜アルカリ花崗岩
6—花崗閃長岩
7—モンゾナイト、閃長閃緑岩
8—巨粒質および巨斑状閃長岩
9—ホルンフェルス化砂岩・シルト岩 (C₁^下)
I, II, III—押しつぶせ断層

第4図 半環状ヴヌートレンヌィ円錐型求心状断層・緩傾斜節理帯東翼部と南東翼部の構造



1—求心状緩傾斜節理
2—珩岩とランプロファイアの岩脈
3—石英斑岩と珩長斑岩の岩脈
4—細粒質斑岩状およびアプライト状花崗岩
5—中粒質亜アルカリ花崗岩
6—アチクタシュ押しつぶせ断層
7—構造断層

第5図 細粒質斑岩状花崗岩・アプライト状花崗岩中およびその外接触帯中の求心状緩傾斜割れ目の集中状況

第 2 表 ヴヌートレンヌィ帯東翼・南東翼の緩傾斜・求心状割れ目形成程度

ヴヌートレンヌィ帯に切られる岩石	横断面でのヴヌートレンヌィ帯の幅 (m)	ヴヌートレンヌィ帯総幅内の緩傾斜割れ目数	各横断面別平均緩傾斜割れ目間隔 (m)	総断面の平均緩傾斜割れ目間隔 (m)
巨粒質閃長岩	3,300	21	160	130
	3,800	19	94	
	3,300	24	137	
亜アルカリ優白質中粒花崗岩	3,200	7	457	439
	4,400	5	880	
	3,200	15	213	
	2,300	8	287	
石炭系下部ホルンフェルス化砂岩・シルト岩	1,800	11	164	179
	2,700	13	207	
	2,500	15	166	
花崗閃長岩	2,200	21	105	122
	1,800	13	138	

ヴヌートレンヌィ帯の構造の他の特徴にも注目しないわけにはいかない。閃長岩と花崗閃長岩にはそのほとんどの求心状割れ目に優黒質岩および一部別種の岩石の岩脈が胚胎されているのに、ホルンフェルス化砂岩・シルト岩中の求心状割れ目は一般に岩脈を伴っていない (第 4 図参照)。

クィズィール=オムプリ プルトン構成岩石の物理力学的性質 ヴヌートレンヌィ帯の範囲内も含めた本プルトン範囲内の内部構造の特徴と半環状、弧状、直線状各緩傾斜割れ目の分布規則性を明らかにするため、本プルトンとその周辺部を構成する岩石のうち広く分布するものの物理力学的な性質を調べ (第 3 表)、そのヤング率、剛性率、ポアソン比、比重、有効孔隙率を測定した。

以下、調べた岩石ブロックの岩石学的特徴を簡単に述べる。

ブロック 1—主として石英と少量のカリ長石・斜長石・千枚岩・チャートのさまざまに円琢された碎屑と数個の珩岩・珪長岩その他の岩石の碎屑からなる暗赤色中粒質ポリミクト砂岩。碎屑の平均粒径は直径 0.2-0.5 mm で、膠結物 (炭酸塩鉱物、絹雲母) は砂岩の 5-10% を占めている。

ブロック 2—組成はブロック 1 に似ているが、カタクラシスがいちじるしく、熱水変質を受けている点が特色の淡帯緑灰色中粒質ポリミクト砂岩。多数の薄い (0.1 mm から 3-4 mm) 炭酸塩細脈と石英-炭酸塩細脈がときには緑泥石を微量に伴って賦存する。

ブロック 3—花崗岩山塊外接触部の淡灰色ホルンフェルス化中粒質ポリミクト砂岩と暗灰色ホルンフェルス化シルト岩の細かな互層。

ブロック 4—ほとんど (90-95%) 灰色正長石・アノーソクレースの極大型柱状結晶 (3-5×10-30 cm) からなり、当該結晶間の角ばった間隙が半自形粒状組織を呈し、かつ絹雲母化斜長石 (An₅₇) の柱状結晶で構成された中粒質ないし大粒質集合 (5-10%) に充填されている巨粒質閃長岩。絹雲母化斜長石集合の中に限ってカリ長石と暗色鉱物 (普通輝石、普通角閃石、黒雲母) の他形粒がみられる。岩石構造は塊状。

ブロック 5—斑状構造が非常にはっきりした巨斑状偽白榴石閃長岩。比較的細粒質の石基 (平均粒径 3-5 mm) を背景に、長石 (40-60%) の柱状大型結晶 (3-5×10-25 cm) と偽白榴石の集合 (直径 3-4 cm から 2-3 cm) がはっきり認められ、当該集合には細粒カリ長石・霞石が加わり、ときにはそのカリ長石と霞石は微細鱗片状雲母に交代されていることもある。

石基の組織は半自形粒状-斑状で、それはカリ長石縁を伴った斜長石の板状単結晶 (2×2.5 mm)、普通輝石・普通角閃石の柱状結晶 (0.5-0.7×1-2 mm)、黒雲母の葉片が存在することに原因している。

ブロック 6—花崗閃長岩。微斜長石の柱状大型結晶 (0.5-0.8×1-2 cm) を伴った、半自形粒状組織、

環状裂か分布の規則性 (岸本文男訳)

第3表 クィズィール=オムプリ プルトンの岩石の物理力学的性質

ブ ロ ック	岩 石	ブ ロ ック 採 取 点	比 重 (g/cm ³)		孔 隙 率 (%)		ポアソン比		弾性係数 (E・10 ⁵) (kg/cm ²)		剪断係数 (C・10 ⁴) (kg/cm ²)	
			範囲	平均	範囲	平均	範囲	平均	範囲	平均	範囲	平均
1	暗赤色中粒質ポリミクト砂岩 D ₃	プルトンの北西側・外接触部	2.632-2.673	2.653	1.34-1.41	1.38	0.010-0.160 (12)	0.118	6.76-8.59 (12)	7.82	3.27-3.87 (12)	3.52
2	帯緑灰淡色中粒質ポリミクト砂岩 D ₃	同 上	2.645-2.661	2.653	1.56-1.86	1.66	0.055-0.220 (17)	0.153	6.86-8.55 (17)	7.83	2.99-3.74 (17)	3.46
3	淡灰色ホルンフェルス化砂岩と暗灰色ホルンフェルス化シルト岩の細かい互層 C ₃ ¹	プルトンの南東側・外接触部	2.623-2.643	2.631	0.68-0.83	0.76	0.055-0.240 (16)	0.142	6.32-9.12 (16)	7.67	2.86-3.81 (16)	3.41
4	巨粒状閃長岩	プルトンの南東部	2.562-2.694	2.610	1.23-1.45	1.34	0.020-0.350 (5)	0.207	4.04-6.29 (5)	4.95	1.68-3.18 (5)	2.09
5	巨斑状偽白榴石閃長岩	同 上	2.717-2.778	2.756	0.73-0.94	0.84	0.100-0.310 (17)	0.228	5.28-7.76 (17)	7.21	1.95-3.39 (17)	3.05
6	ばら色中粒質花崗閃緑岩	サイ コクマイコク	2.624-2.642	2.623	0.95-2.02	1.48	0.035-0.200 (12)	0.121	5.66-6.51 (12)	6.10	2.52-2.90 (12)	2.71
7	ばら色斑状-絹雲母花崗閃緑岩	同 上		2.593		3.52	0.115-0.295 (5)	0.200	5.72-6.24 (5)	6.01	2.26-2.79 (5)	2.56
8	中粒質亜アルカリ花崗岩	サイ ジャマントル	2.506-2.582	2.550	0.95-1.20	1.09	0.115-0.240 (16)	0.141	5.09-6.14 (16)	5.74	2.40-2.74 (16)	2.47
9	アプライト状花崗岩と斑状花崗岩	南サイ ジャマントル	2.561-2.573	2.567	1.98-2.27	2.12	0.055-0.220 (11)	0.146	5.45-6.48 (11)	5.87	2.23-3.07 (11)	2.54
10	石英質珪長斑岩	同 上	2.562-2.641	2.593	1.39-1.81	1.60	0.075-0.210 (16)	0.128	6.09-8.39 (16)	7.49	2.64-3.78 (16)	3.01

() 内は測定試料数

ところによってモンズナイト組織を有する中粒質斑状岩。構造は塊状。主要造岩鉱物は非格子状微斜長石 (40-53%)、斜長石 (20-25%)、石英 (15-20%)、普通輝石 (8-10%)、普通角閃石 (5-8%)、黒雲母 (3-5%)、副成鉱物はジルコン、燐灰石、チタン石、磁鉄鉱などである。

ブロック 7—断層帯からの熱水変質岩。変質はカリ長石の強い粘土化、斜長石のいちじるしい絹雲母化、白チタン石・緑簾石の微細粒や緑泥石による暗色鉱物の完全な交代に現われている。

ブロック 8—石英と長石の3軸等長性粒や黒褐色黒雲母の単葉片で構成された優白質・中粒質亜アルカリ花崗岩。副成鉱物は磁鉄鉱、ジルコン、燐灰石、チタン石などである。構成鉱物の平均粒径は 2-3 mm。岩石構造はグラニュライト構造ないし花崗岩構造。

ブロック 9—斑状アプライト質花崗岩。細粒質 (平均粒径は 1mm 前後) 石英-長石集合を背景に、石英、微斜長石、曹長石-灰曹長石、黒雲母単葉片からなる大量 (30-35%) かつ比較的大型 (2-5mm) の斑晶が認められる。

ブロック 10—石英質珪長斑岩。斑状構造を備えた緻密玻璃質岩石。単体斑晶は石英粒 (0.5-1mm)、カリ長石粒 (0.2-0.5mm)、まれには斜長石粒である。

大部分の石英-長石集合体の構造は微珪長岩構造、部分的には微球顆状構造を呈する。平均粒径は 0.3-0.5 mm。

クィズィール=オムプリ プルトンを構成する諸岩石は、それぞれ物理力学的性質を本質的に異なる (第3表参照)。ポアソン比が最小の場合に弾性係数と剪断係数の値がもっとも高いのはデボン系暗赤色砂岩の特徴である。それに近いのは石炭系下部統のホルンフェルス化砂岩と同シルト岩であり、ある程度それに近いのは比較的脆く、同時に岩石として耐久性がかなり高いという特色を備えた石英質珪長

斑岩である。この結論は地質の直接観察によっても証明できる。たとえば、石英質珪長斑岩は本プルトンの別のどんな貫入岩に比較しても、一般に、比割れ目率が高い。

ポアソン比が比較的高くて、弾性係数と剪断係数が最小値を示すのは巨粒質閃長岩の場合の特徴である。それに比べ、巨斑状閃長岩は弾性、耐久性ともにいちじるしい岩石のように見える。同時に、オルト=トコイ閃長岩質岩体内では、巨粒質閃長岩も巨斑状閃長岩も不規則な形の、多数の割れ目に富んだ細粒質赤色閃長岩岩体に切られ、当該巨粒質および巨斑状の閃長岩は地質学的な観察からしても耐久性が強く、かつ脆い岩石である。このように、オルト=トコイ閃長岩類はクィズィール=オムブリ プルトン内では物理力学的性質を本質的に異にする。

クィズィール=オムブリ プルトンのほかの岩石では弾性係数と剪断係数が比較的小さい(ポアソン比の平均値が 0.141) 中粒質亜アルカリ花崗岩がめだつ。それに続いて、脆性と耐久性が大きいい連の岩石としてアブライト状花崗岩と斑状花崗岩、次いで中粒質花崗閃長岩を挙げなくてはならない。

以上のような資料に照すと、中粒質亜アルカリ花崗岩から石英質珪長斑岩貫入体を随伴した斑状花崗岩とアブライト状花崗岩に移り変わる場合のアチクタシュ押しかぶせ断層の内部構造が上述のようにいちじるしく複雑になっていることはよく理解できる。他方、ヴヌートレンヌィ帯の各種岩石中の緩傾斜断層配列状況が不均等なことは(第3・4・5図と第2表参照)、おそらく、当該岩石の物理力学的性質に大きく原因しているものと思われる。

その物理力学的性質のほかに、ヴヌートレンヌィ半環状構造帯内の円錐状断層の分布に大きな役割を果たしているのはプルトンの地質学的な発達史である。同構造帯の形成はオルト=トコイ閃長岩山塊の生成期末期に始まっている。すなわち、その時期にオルト=トコイ閃長岩中の最初の円錐状断裂にマグマメルトが貫入し、当該メルトとカリ長石-黒雲母煌斑岩岩脈の生成が結びついている。同構造帯内では、当該煌斑岩岩脈がオルト=トコイ閃長岩中にかかなり広く分布する。花崗閃緑岩中には当該煌斑岩は局所的な捕獲岩として存在するにすぎない。その後、緩傾斜の求心的な断層の生成に結びついた放射状転位は第三紀末期と第四紀の貫入岩コンプレックス生成時期に繰り返行われた。以上のように、ヴヌートレンヌィ帯のオルト=トコイ閃長岩中の円錐状断層分布度がかかなり高いこと(第2表参照)は、疑いもなく、オルト=トコイ閃長岩中のヴヌートレンヌィ帯部分の断層が多段階的に発達した歴史とある程度関係を有する。

他方、ヴヌートレンヌィ帯内での円錐状断層の分布規則性には、同帯の特定部分の地質と構造の特徴にも一定の影響を受けていることは明らかである。当該断層がはっきりと集中しているのは大型断層の交叉・接合節であり、大型断層に境された比較的狭長な岩石地塊中である。

今まで述べてきたことにもとづいて、次のようにまとめることができる。

1) クィズィール=オムブリ プルトンは同心-帯状内部構造を有するが、それはヴェネジュヌィ半環状構造帯とヴヌートレンヌィ半環状構造帯中に発達した岩脈・脈状岩を伴って円錐状断層がこのプルトン区内に広く発達しているためである。このプルトンの環状構造は走向 NW-SE と NE-SW の多数の構造断層によって複雑化している。

2) ヴヌートレンヌィ帯に集中している円錐状断層は規模と内部構造の特徴からすると、きわめて多様である。もっとも複雑な内部構造がみられるのはより脆いが断層変形作用に対して弾性のある岩石である。この断層を切る大型構造断層に接するところの内部構造も複雑なことが認められる。

3) ヴヌートレンヌィ帯内の円錐状断層の分布は同帯の縦方向にも横方向にもきわめて不規則である。この帯の花崗閃緑岩中の円錐状断層による飽和度をもっとも高く、逆に、中粒質優白質花崗岩中をもっとも低いことは主としてこれらの岩石の物理力学的性質の差に原因する。

4) ヴヌートレンヌィ帯内における円錐状断層の分布規則性に一定の影響を与えているのは、母岩の物理力学的性質のほかにも、プルトンの地質学的な発達史がある。ヴヌートレンヌィ帯内でもっとも長期にわたり、かつ多段階発達史を有する岩石(オルト=トコイ閃長岩)では、大きな役割を果たしているのがその岩石に胚胎されているカリ長石-黒雲母煌斑岩岩脈の貫入を受けたもっとも早期の円錐状断層である。