

火成岩体構造

Ф. И. 沃尔弗遜 著

地质出版社

1956·北京

•

Кафедра геологии и
разведки месторождений полезных ископаемых

Ф. И. Вольфсон

СТРУКТУРЫ МАССИВОВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Москва—1955

本書簡要地敘述了各種類型火成岩體的形狀和產狀，并闡述了查明其形狀和產狀對找尋礦產的重要意義。

本書不僅可作地質勘探專業學生及礦產勘探函授大學學生的參考教材，也可供研究構造地質學的人員及地質工作者的參考。

全書由陳云祥同志譯，李沛生同志校。

火 成 岩 體 構 造

著 者 Ф. И. 沃 尔 弗 遜

譯 者 陳 云 祥

出 版 者 地 質 出 版 社

北京宣武門外永光寺西街3號

北京市登刊的執照登記許可證出字第050號

發 行 者 新 華 書 店

印 刷 者 地 質 印 刷 廠

北京廣安門內教子胡同甲32號

編輯：孫雪潔 技術編輯：張華元 校對：馬志正

印數(京)1—6300冊 1956年10月北京第1版

開本31"×43"1/32 1956年10月第1次印刷

字數35,000字 印張1 1/8

定價(10)0.24元

目 錄

序言	5
概論	6
侵入体成因 分类 原則	6
陸台侵入体	8
褶皺帶侵入体	9
侵入体分类总論	10
不整合侵入体	11
侵入岩 岩牆	11
侵入岩 岩株	22
岩 鑛	23
岩 基	24
侵入岩与盖岩在年代上的相互关系	28
整合侵入体	29
侵入 岩床	32
岩 盖	33
岩 盆	35
岩 脊	35
其他整合侵入体	36
侵入体的内部構造	37
岩漿 熔融体流动期的構造	38
侵入体凝結初期的構造	39

噴出岩產出的構造条件	43
中心式噴發	47
噴出岩的褶皺作用	48
溢出岩岩体	48
参考文献	50

序 言

在研究含礦地区的地質时，查明各种火成岩体的形狀和產狀具有非常重大的意义。各种火成礦床在成因上都与这些岩体有关。关于这个問題，在現有的教材中主要是論述岩基和整合侵入体的形狀和侵入时可能產生的机械作用。作为礦区特征的小侵入体的岩牆和岩株，在这些教材中照例未加以論述。同样，关于噴出岩和溢出岩產狀的研究注意得也很不夠。

本書試圖簡明地敘述一下所有各种类型火成岩体——侵入岩体、淺成岩体、溢出岩体和噴出岩体——的產狀。本書是構造地質学的一部分，可作为專学地質学和礦產勘探函授大学学生以及單獨研究構造地質学的實習生的参考教材。

概 論

研究火成岩体構造，应当从与圍岩成不整合產出的、形狀不同的侵入岩的特征开始。这些岩体的構造很复雜。詳細研究这些岩体的地質構造有着重大的实际意义，因为在許多情况下各种火成礦床在成因上都与这些岩体有关。整合侵入岩体（常常是复雜分異的）有着重要的意义，因为各种内生礦床，首先是岩漿成因的金屬礦床与这些岩体中的許多岩体有关。

弄清侵入岩体的構造在所有的情况下都应当与研究在結晶过程中所產生的原始構造單元和各种裂隙同时進行。以上所提出的問題在本書中作了論述。在这里，关于噴出岩和溢
出岩岩体的產狀特征也作了闡述。

火成岩体構造的敘述是从研究侵入体成因分类的原則开始的。

侵入体成因分类原則

企圖將岩漿岩岩体按照它們的形狀分为岩基、岩盤、岩床、岩株、岩壳等等，这样作已不止一次了。这种分类下面將詳細敘述。

根据最近对構造進行的广泛研究，波尔卡諾夫（A. A. Полканов）（1946年）提出了两个以侵入体成因分类为基础的基本原則。

1. 每一个侵入体能完全表现出岩漿內力（内生的）（一方面）与运动和包圍侵入岩体的圍体的構造及性質（另一方

面)之間的均衡狀態。

2. 每一个侵入体的內部構造或在形成侵入岩体的一定階段所形成的个别部分的內部構造，是由岩漿結晶时期与內部运动时期的关系以及与同一時間產生的圍体运动的关系所控制的。

岩漿在地球內部条件下的活动，根据叶利謝耶夫(Н. А. Елисеев)(1953年)的意見可分为以下四种类型：

1. 由物理化学規律所控制的岩漿的化学積極活动；例如褶皱(造山)帶深部混合岩。

2. 由岩漿和圍岩密度不同所引起的上升岩漿柱的活动。例如，比重小的花崗岩漿可能就是形成特殊的底辟褶皱——深成岩体的原因。

3. 岩漿流体静压力可以成为岩漿机械活动的原因。

4. 与岩漿液体介質中的相的均衡破坏有关的岩漿力。上升岩漿柱中压力的降低可能引起分离—气相沸騰和后来的噴發。在南非洲含金剛石角礫云母橄欖岩中，在深处轉变为岩牆的噴發柱可作为这样的例子。

5. 最后，我們認為应当談一下关于在構造变形过程中所形成的壓縮在地下空間或內部空間岩漿所具有的机械力必然的作用。各种不同类型的岩漿内力在不同的深度其強度是不一致的。在各种不同的結合中常常同时出現几个这样的内力。

岩漿活动力的作用与周圍圍体產生反作用。

引起岩漿岩体侵入的構造变形及其他的力在陸台区和褶皱区有所不同。

因此，在進行侵入岩体分类时，最合理的是首先分为陸台侵入体和褶皱区侵入体。

陸台侵入体

如众所知，陸台是由賦存在結晶岩基底之上的厚度不同的沉積岩表層所組成的。

岩漿岩体向陸台侵入，只是沿着破坏陸台的不可穿透性的一定的有利構造方向進行的。根据 Н. А. 叶利謝耶夫的意見，这种有利構造方向是由以下四种構造运动类型的出現而造成的：

1. 大的区域性的断裂以及陸台个别部分沿着这种断裂的运动。

2. 大陸梁（根据卡尔宾斯基〔А. П. Карпинский〕所确定的專名詞）的形成，其鞍部伴随着应力作用，并形成向深处延伸的断層。

3. 由于在陸台邊緣部的活动帶和断裂变形中引起褶皱作用的正切力的出現。在陸台和地槽交界上形成的斜交定向断裂。

4. 由于沿着两个構造帶的交界处相反方向的滑动，在陸台表層上產生的垂直裂隙（根据叶利謝耶夫意見为撓褶裂隙）。

由此可見，在上述所有的情况下，侵入到陸台岩中的岩漿是沿着裂隙上升，并在其中凝固，形成侵入岩牆；或者沿着層理面分布，形成層間狀岩体和岩床；或者侵入到地表，并形成面積广大的复盖層。

在上述所有情况下，侵入活动是在地壳伸張的条件下，相应地在圍体比較不活动时發生的。

褶皺帶侵入體

A.H.叶利謝耶夫將褶皺帶侵入體分為三種類型：

(1) 造山前的；(2) 造山期的；(3) 造山後的。

(1) 造山前的運動特征是：在地槽中垂直移動具有最大的傾伏斷距。在這種情況下所產生的張力引起地殼斷裂和與陸台区相似的侵入體的侵入。

這些侵入體在以後的構造運動中通常受到變形和變質作用。

(2) 造山期運動通常伴隨有柔性變形；所有岩層都受到構造應力作用，這些岩層顯出很多斷裂，切割所有岩組，而各岩層之間的界限常常消失，在這種條件下關於岩漿侵入的机理，提出了各種不同的假想。B. B. 別洛烏索夫（1948年）認為，岩漿源是在地槽內部，因為這些地區聚集着在放射性蛻變過程中所累積的熱力。由於這種熱力的繼續出現就產生了岩漿體的侵入，並伴隨着褶皺作用和造山作用。叶利謝耶夫指出，岩漿體的上升可能由向地球內的橄欖岩帶傾伏的大地槽谷深部傾伏所引起的，這就把超基性岩漿擠壓出來。根據這位學者的材料：比較少的一部分岩漿在侵入到地殼中時，其本身參與了總的運動，而在後來的運動中就傾向於褶皺系岩層的柔性流動。在這些條件下，侵入岩對圍體的岩石來說，變質較劇烈，並在其中出現原生片麻岩相。當有大量的侵入岩漿時，其運動才能影響到圍體運動的方向和性質。

(3) 褶皺帶的硬殼在造山運動晚期和期後，被新的與水平運動和垂直運動有關的構造斷層所破壞。垂直運動通常伴有斷裂和侵入活動，與陸台上的（在圍體比較不活動時）

斷裂和侵入活動的性質極為相似。

在水平運動時侵入體侵入到橫切褶皺的張力裂隙中，形成了所謂橫的深成岩體。在深成岩體中的岩漿有時在圍體比較不活動的情況下結晶，有時在圍體積極活動的情況下結晶。

侵入體分類總論

在這以前，曾做了許多的嘗試：根據侵入體的規模、形狀、圍岩與構造的關係，在侵入活動之前發生的或與侵入活動同時或以後發生的構造運動的關係，侵入岩本身的構造相，侵入體內部構造，侵入體在構造上與圍岩的接觸關係，侵入體內部構造與其接觸的關係，侵入體內部構造與圍岩構造之關係等等，將侵入岩體進行分類。

波爾卡諾夫、叶利謝耶夫和克勞斯（H. Cloos）所提出的這些分類，只是許多過於繁瑣的術語，這些術語在許多情況下使地質人員在實際工作中運用起來很困難，因此，我們不想再分析上面所列举的許多分類，只是按照侵入岩體與圍岩層理接觸的主要方向（不管侵入體規模大小）將所有的侵入岩體分為二類：不整合的和整合的。

侵入岩體的第一類，主要分布在褶皺區，在這裡，岩漿礦床，偉晶岩礦床和熱液礦床在成因上都與侵入體有關。

侵入岩體的第二類，很廣泛地出露于陸台和地盾上，岩漿礦床和部分偉晶岩在成因上通常與這類岩體有關。在所劃分的兩個類型中每一類都呈巨大的侵入體和岩牆出現。在這種情況下，在整合侵入岩體發育的地區，岩牆也可能是不整合的。

不整合侵入体

不整合侵入体是斜切沉積岩層、噴出岩層和變質岩層的岩体，并有各种不同的形狀。

不整合岩牆是在大多數情況下呈板狀的和切割沉積岩的或其他復雜岩層層理的侵入体。

許多學者証實，成分不同的侵入岩牆，或者是較大的侵入岩体的分离体，或者是与深部岩漿作用有关的、和較巨大的侵入岩体形成較晚的小侵入体的补充侵入体。

由于岩牆在礦区内广泛地發育、形成条件的不同，以及研究它的重大实际意义，使我們有可能从侵入岩牆开始來叙述不整合侵入体。

侵入岩岩牆

侵入岩牆在成分上是从酸性岩和鹼性岩——長英岩、霏細岩、花崗斑岩、粗面岩等到輝綠玢岩和輝長輝綠岩类的基性岩。通常認為，岩牆具有較規則的板狀。但是，与这些形狀一样，其中形狀較復雜的侵入体也發育很广泛。尤其是在許多礦区已查明：岩牆从酸性岩到基性岩，在一面呈直綫接触，面另一面呈顯著的階狀接触面或者不齐接触面而發育。

此外，經常見到走向方向变化很明顯的岩牆和在很短距离內急劇尖滅的岩牆、环狀岩牆，以及其他形狀較復雜的侵入体。

岩牆的大小不一，但大的岩牆常呈板狀，其中可以看到延長在100公里以上、厚度为 250 公尺的阿尔丹輝長輝綠岩岩牆。在英國基耶夫蘭（Киевленд）岩牆延伸長達175公里

以上。在罗德西亞 (Родезия) 發現許多延伸長達480公里以上、厚度为3—11公里的岩牆。

分布最广的为較小的、長達3—5公里、厚为5—8公尺的岩牆。

还有細微的岩牆，例如，玻璃質輝綠岩岩牆，其厚度为0.9公厘，并帶有厚为0.02公厘的岩枝。顯然，組成这些岩牆的基性岩漿含气体不多，其粘性不大，而侵入也很快。

通常，岩牆并不是單獨地發育，而是成系或成群的出現。这时，它們可能是同一时代的且在成分上相近似的或不同时代的而在成分上有顯著区别的岩石。在后一情況下，能看到不同时代和不同成分的岩牆的复雜交叉(圖1)，它是天山区域中某一地区的岩牆的交叉情况，可作为这种复雜交叉的代表。从圖2上可以看到：輝綠岩和拉長斑岩岩牆系，在整个走向上切割了各种不同岩層的接触帶，但并未使它錯动。在許多情況下，能看到不同成分的岩牆沿着某一方向有次序的侵入。在这种情况下，較新岩牆的岩枝切割較老的岩牆(圖3)。

有时，在岩牆中能看到圍岩捕掇体或析出体，其片理方向与圍岩总的片理方向一致(圖4)。

一面呈直綫接触，而另一面呈顯著階狀接触發育的岩牆，通常沿着伴有構造泥的古老的剪切裂隙而侵入。直綫接触沿構造泥的边界延伸(圖5)。顯著的階狀或“复雜腐蝕”接触在相反一面發育，同时表明圍岩有被岩漿熔融体同化的可能性，也表明已形成岩牆的岩漿在侵入时这些岩塊的运动。

在構造泥一面發育的上述岩牆的直綫接触，顯然标明着構造泥限制着岩漿熔融体的分布。

这种特征是博罗达耶夫斯卡婭 (М. Б. Бородаевская)

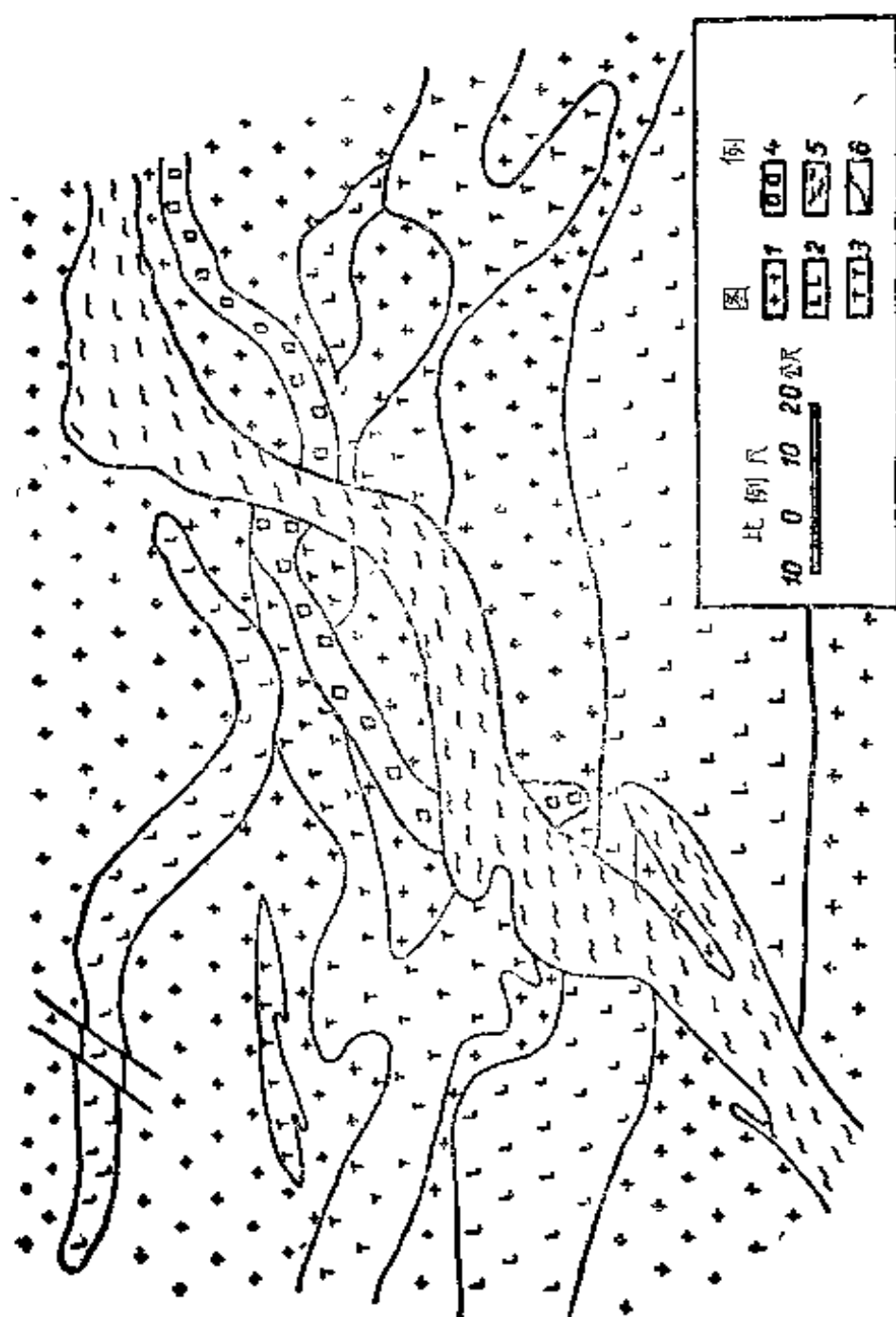


圖 1. 不同时代的侵入岩体和岩牆的交叉 (平面示意图)

1—花崗閃長岩; 2—花崗閃長斑岩; 3—花崗斑岩; 4—閃長斑岩; 5—輝綠玢岩;

6—岩牆形成后的構造斷裂

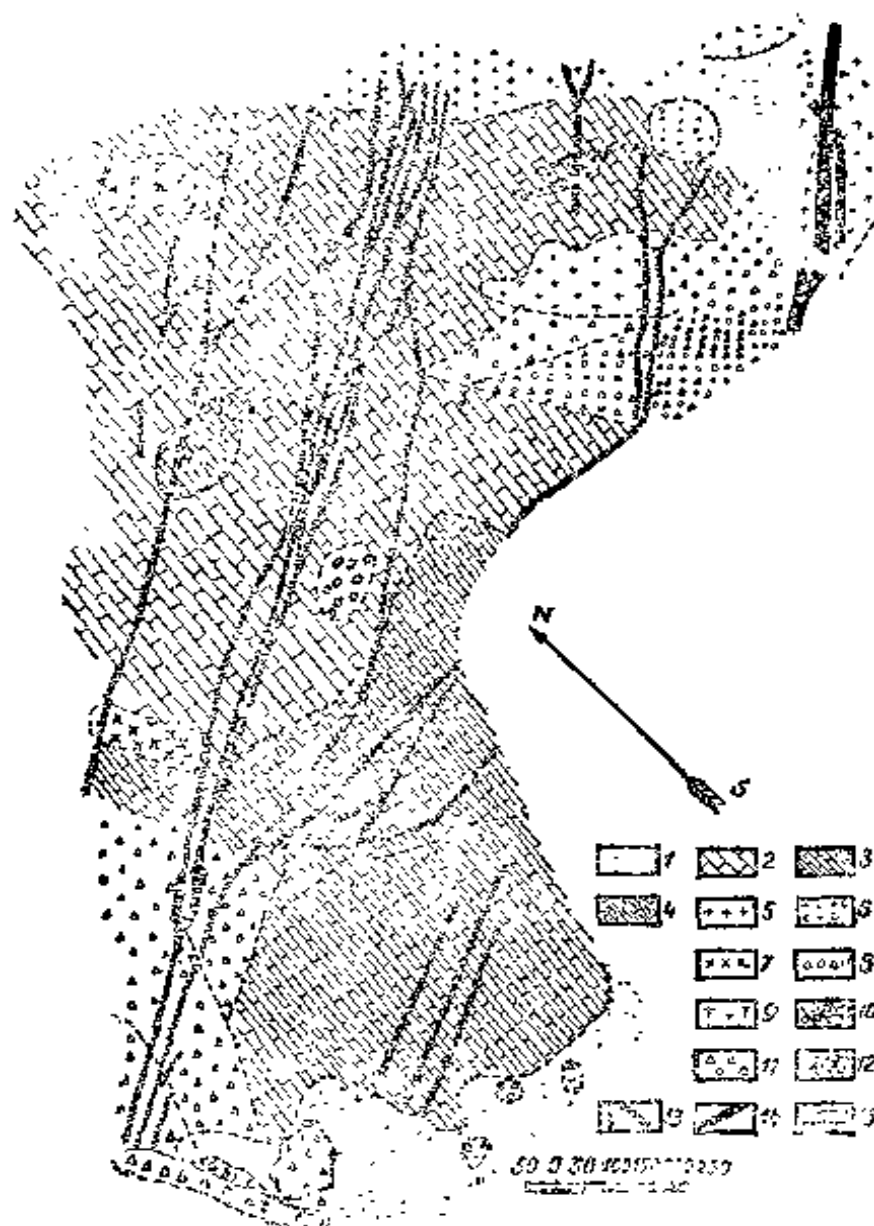


圖 2. 輝綠玢岩和拉長玢岩岩牆平面圖

- 1—現代沉積；2—淡色塊狀石灰岩；3—暗灰色片狀石灰岩；4—蛇紋石化石灰岩；5—花崗閃長岩；6—花崗閃長斑岩；7—閃長岩；8—石灰質花崗質礫岩；9—紫色葉岩；10—火成灰質角礫岩；11—灰質角礫岩；12—綠泥石化閃長岩；13—輝綠玢岩岩牆；14—拉長玢岩岩牆，
15—構造裂縫

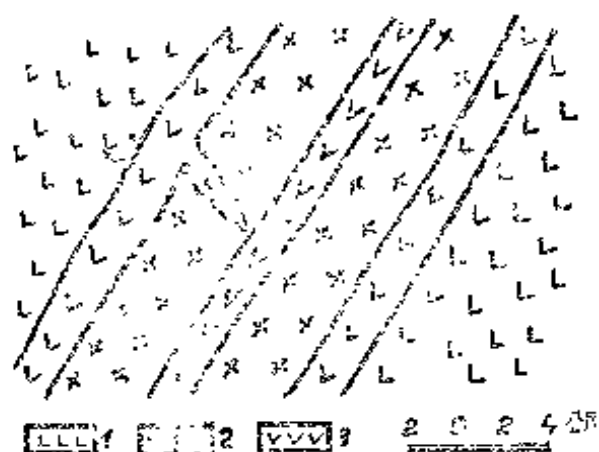


圖 3. 順序侵入岩牆平面圖

- 1—噴出斑岩;
- 2—花崗斑岩;
- 3—輝綠玢岩

圖 4. 包有与周圍花崗片麻岩片理相同的花崗片麻岩捕獲体的輝綠岩牆平面圖

- 1—花崗片麻岩; 2—輝綠岩

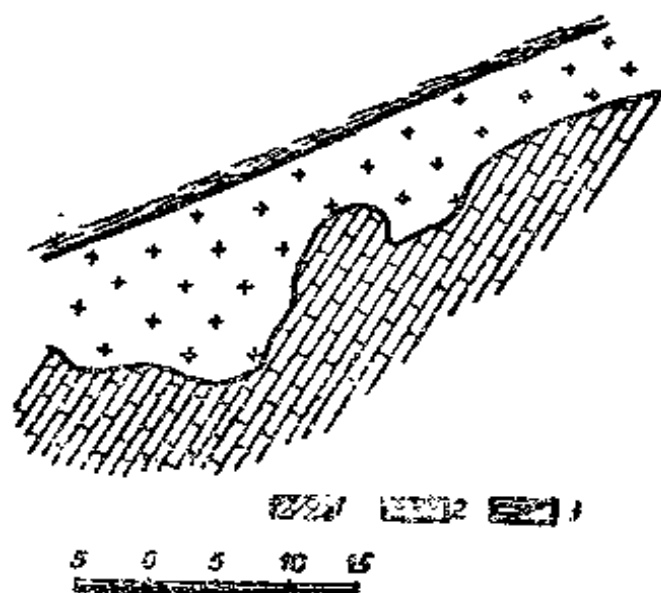
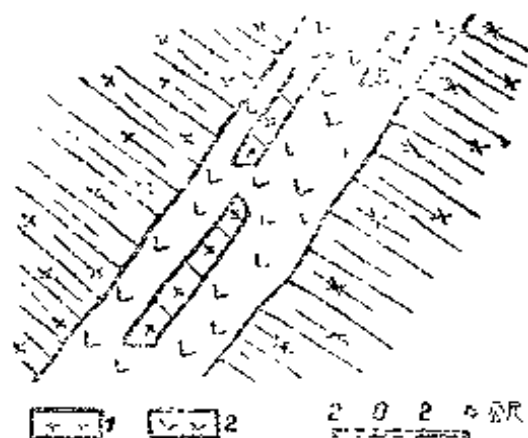


圖 5. 沿着構造斷裂侵入的岩牆狀正長岩岩体平面圖

- 1—古生代石灰岩;
- 2—正長岩;
- 3—岩體形成前的構造變動

發現的。她發現了沿着垂直于花崗岩類岩牆走向的平移斷層而發育的岩牆前的構造泥通常是一個有限的面，越過這個範圍以外，岩牆或者完全沒有分布，或者在急彎曲後沿構造帶出現，同時其厚度顯著地變薄。岩牆沿走向成急彎曲的部分，除了與岩牆前的構造泥發育有關以外，還可能與這些岩牆在侵入時張開的相應的裂隙系的出現有關。

複雜裂隙系的存在，能引起形成形狀極複雜的岩牆，德魯日寧（А. В. Дружинин）在一個熱液礦床曾研究過這種岩牆的形狀。

在圖 6、7、8 和 9 中表示出煌斑岩牆在短短的距离內尖滅的複雜形狀。煌斑岩牆有下列特征：

- （1）厚度呈急劇跳躍式變化；
- （2）呈稜角形和複雜的外形接觸；
- （3）鈍角尖滅；
- （4）控制岩牆面的產狀要素的變化；
- （5）每一組的岩牆與圍岩成明顯的直線接觸；
- （6）由基岩體分出的指狀岩枝。

根據 А. В. 德魯日寧的意見（1952 年），所有這些岩牆的複雜形狀的形成與上述岩體侵入前張開的一系列岩牆形成前的構造變動的有關。

所見到的岩牆外形，至少是由四個主要岩牆形成前的剪切裂隙系和五個張力裂隙系所控制的。

當有複雜的定向岩牆形成前的裂隙系存在時，岩牆可能成一帶形，此帶被封閉的多角形所控制（圖 10）。

在蘇格蘭出現的環狀岩牆（圖 11）可以用與岩漿流動有關的地下鍋狀沉陷來解釋。

上述各種不同形狀的岩牆的例子，就說明了岩牆是沿着

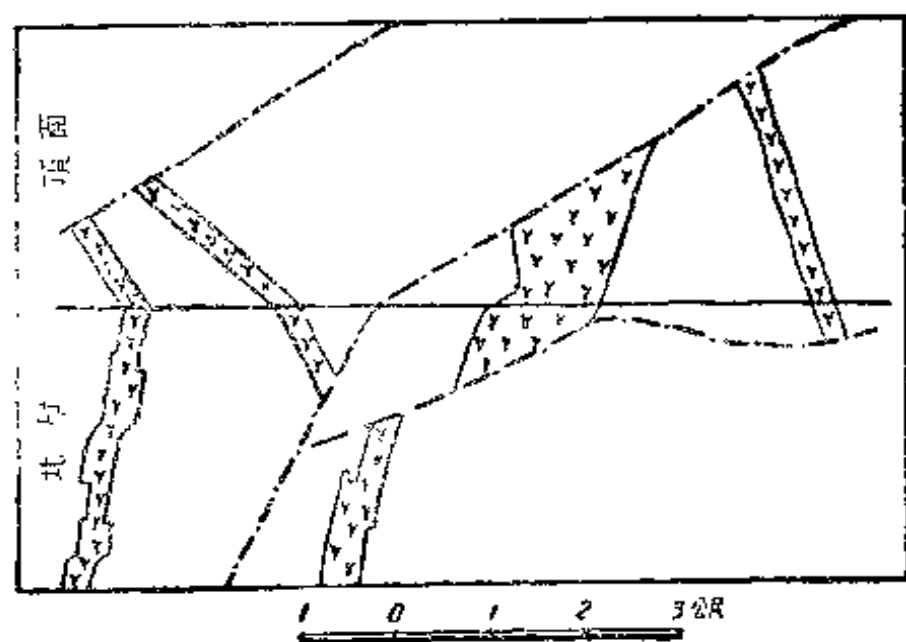


圖 6. 沿走向被岩牆形成前的構造裂縫所限制的閃長玢岩岩牆素描圖



圖 7. 在花崗岩中成
複雜階狀接觸
的閃長玢岩岩牆
剖面圖



圖 8. 沿走向被較老花崗斑岩岩牆所
限制的複雜階狀閃長玢岩岩牆平面圖
(根據A.B.德魯日寧)

1—花崗岩; 2—花崗斑岩; 3—閃長玢岩

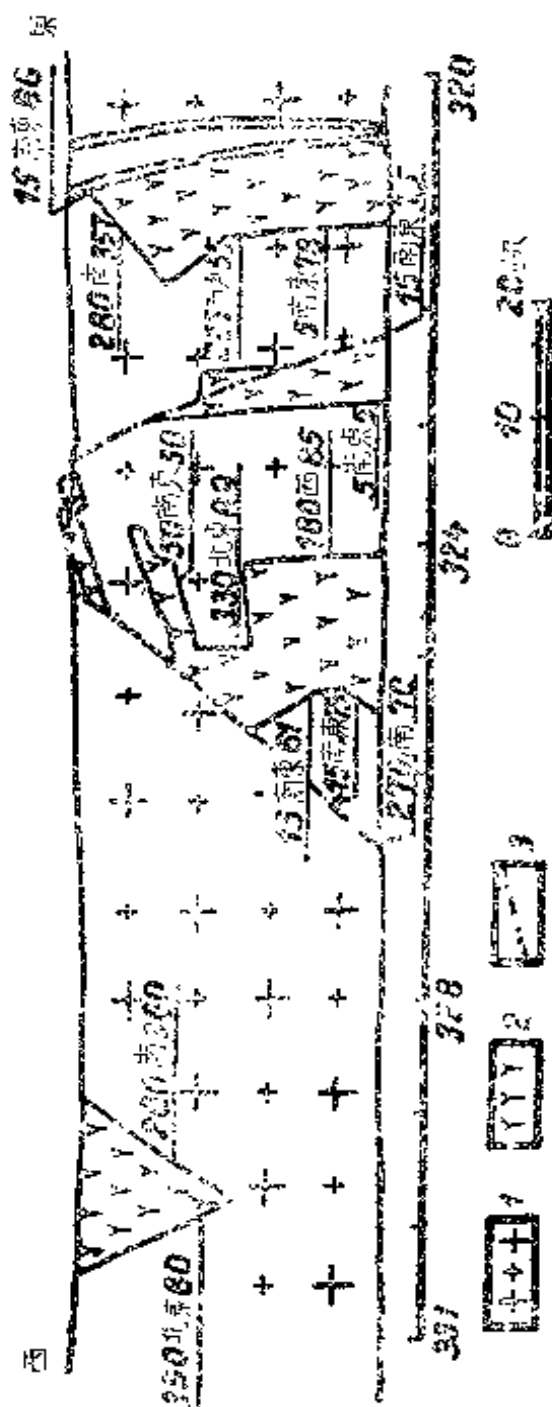


圖 9. 在水平坑道一壁沿著天井被岩牆形成前的構造變動所限制的複雜形

狀煌斑岩牆素描圖 (根據 A.B. 德魯日寧)

1—花崗岩; 2—花斑岩; 3—岩體形成前的構造裂縫

斷裂裂隙侵入的。如果岩牆在侵入的時候，沿着老岩牆形成前的剪切裂隙侵入，那末剪切裂隙在侵入時也是張開的，而且也變成了張力裂隙。所有這種情況能說明侵入岩牆是在地殼上部伸張時期侵入的事實，這些情況也可能是岩石圈在較深部伴隨的壓縮現象，這種壓縮現象引起了岩漿熔融體向張開的裂隙擠壓。

在岩牆發育地區地殼總的擴大，局部達到該區整個面積20—30%，一般為5—12%。

前面已指出，侵入岩岩牆在許多金屬礦區出現很廣泛。同時，在許多情況下已弄清了侵入岩岩牆與熱液金屬礦脈的空間密切關係。許多花崗岩類岩牆，特別是急傾斜的含礦岩脈，並包圍着所謂“梯狀”礦脈（圖12）。

礦脈是形成在不發生脆性變形的可塑性岩層中的岩牆內。破碎的岩牆就成了含礦溶液循環的通路，而且主要有利於含金石英類型礦石的沉積。

圖13表明，梯狀礦脈發育在切穿可塑性泥質頁岩的花崗岩類岩牆的幾個間距內。切割砂岩的岩牆地段實際上為無礦地段，因為砂岩和岩牆的機械性質大致相同，相應地，岩牆所佔據的地段裂開很弱，所以礦化也很弱。

煌斑岩岩牆特別是輝綠玢岩岩牆一般不含礦化體，因為它們不利於金屬礦物的交替。在某些情況下，這些岩牆甚至包在金屬礦體中，例如在磁山區就有這種情況。根據A.H. 查瓦里茨基的研究，產于砂礫岩磁鐵礦層中的煌斑岩岩牆是成礦前的，但是由於其本身沒有對成礦有利的成分，它們未被礦石所交代，僅僅受到綠簾石化作用和葡萄石化作用。在某些地區，在輝綠玢岩岩牆被熱液金屬礦脈所切穿的地方，在輝綠玢岩岩牆中只能看到細小含礦裂縫，並伴隨有綠泥石

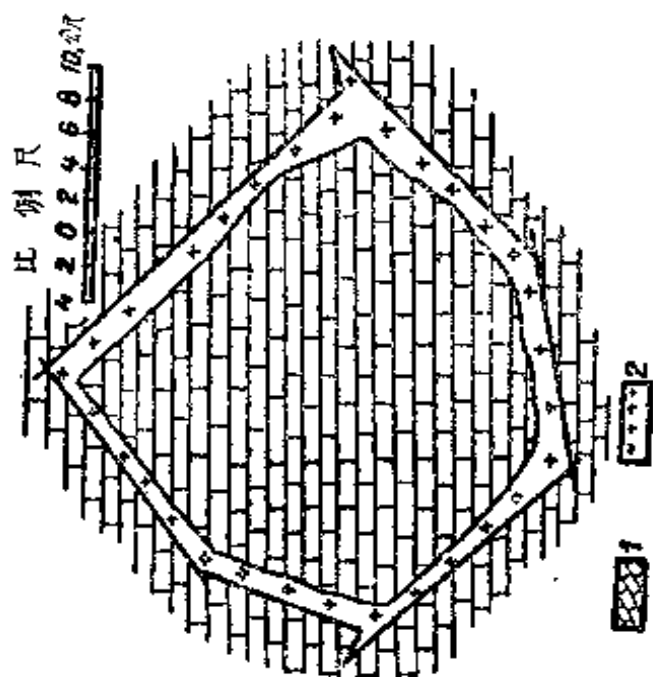


圖 10. 多角形花崗閃長斑岩岩

牆平面圖

- 1—古生代石灰岩;
2—花崗閃長斑岩

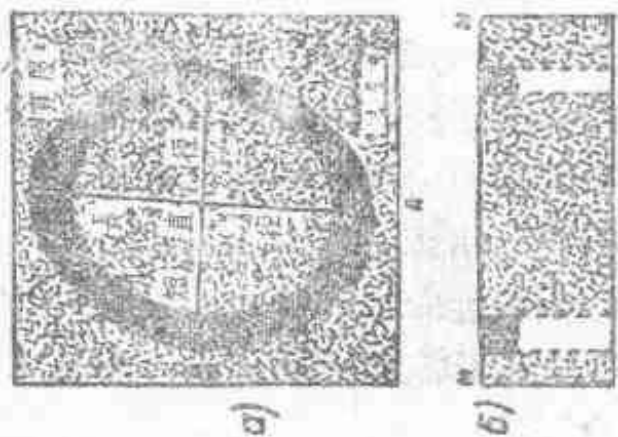


圖 11. 環狀岩牆(黑色) (据
畢令斯 М. П. Билингс)

- а—環狀岩牆平面圖;
б—環狀岩牆剖面圖

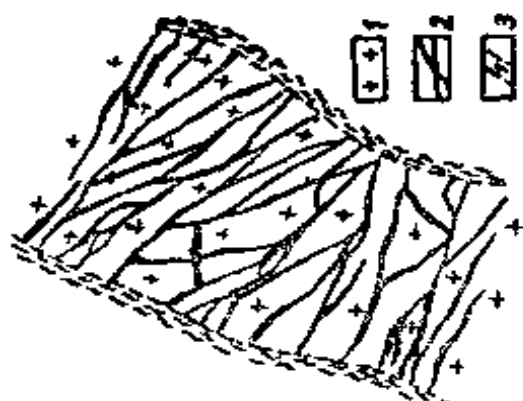


圖 12. 黃鉄長英化花崗斑
岩中梯狀石英英礦脈平面
圖 (根据 М. Б. 博羅达耶
夫斯卡娅)

- 1—黃鉄長英化花崗斑岩;
2—梯狀石英英礦脈;
3—在花崗斑岩與可網性圍
岩層接觸帶上的片理帶

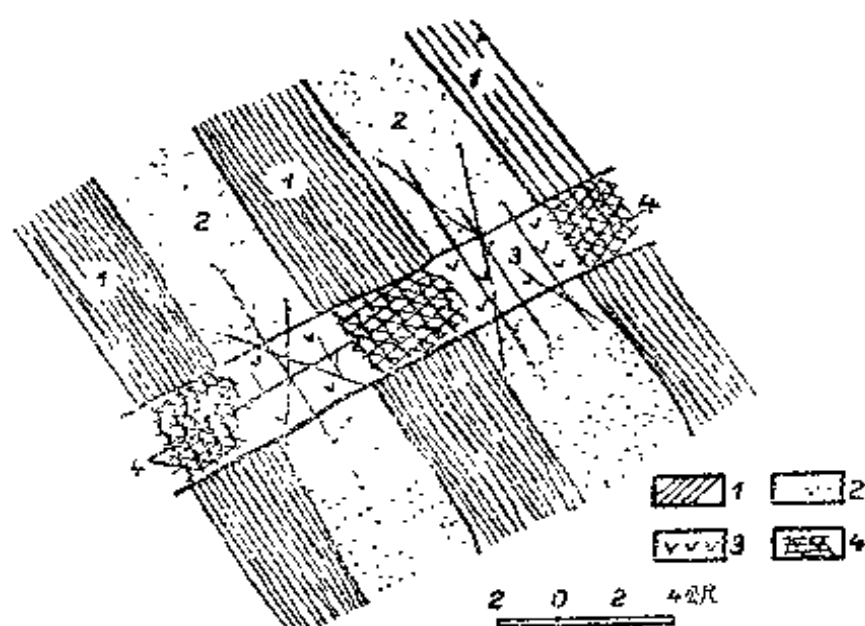


圖 13. 切穿可蝕性泥質頁岩的鈉長斑岩岩牆在几个
間距內發育示意圖

1—泥質頁岩；2—砂岩；3—礦化鈉長斑岩岩牆；
4—岩牆中富含礦的地段

化帶。熱液礦脈本身在接近岩牆處消失，而在岩牆的另一面
又出現（圖14）。在成礦前岩牆發育的地區，熱液礦脈常

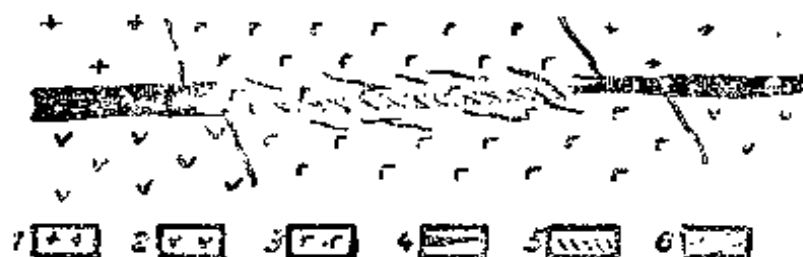


圖 14. 石英礦脈與輝長輝綠岩岩牆的相互關係示意圖

1—花崗岩；2—花崗閃長岩；3—輝長輝綠岩岩牆；
4—石英礦脈；5—碳酸鹽細脈；6—綠泥石化帶

常沿着岩牆與圍岩的接觸帶發育，剪切構造斷裂在礦化以前
沿着接觸帶形成。在某些地區，除了成礦前岩牆發育占優勢
外，還常常發現切割礦脈的成礦後的侵入岩牆。在這種情況

下，在礦脈中如有菱鐵礦存在時，在與岩牆的接觸處它就過渡為磁鐵礦。硫化物在與岩牆的接觸處受到再結晶作用。切穿礦體的岩牆經常是較晚期火山輪迴的侵入岩的生成物。

侵入岩岩株

在不整合侵入岩體中，除岩牆以外，還可以劃分出岩株、岩鐘和岩基。

所謂岩株就是在平面上為等軸型的侵入體，斷面面積在100平方公里以下。這種侵入體或者是較大岩體的附屬體，或者是深部岩漿作用的補充侵入體。在第一种情況下，侵入體通常稱為岩基的岩鐘。關於它們的情況將在下面敘述。

岩株一般為花崗岩，它們通常沿着第一級和第二級大構造斷層分布。在這些情況下，岩株具有稍伸長的形狀，有時為近似岩株狀的岩牆。如果所敘述的侵入岩體為較大侵入岩體的補充侵入體的話，那末它們多半是小侵入體。

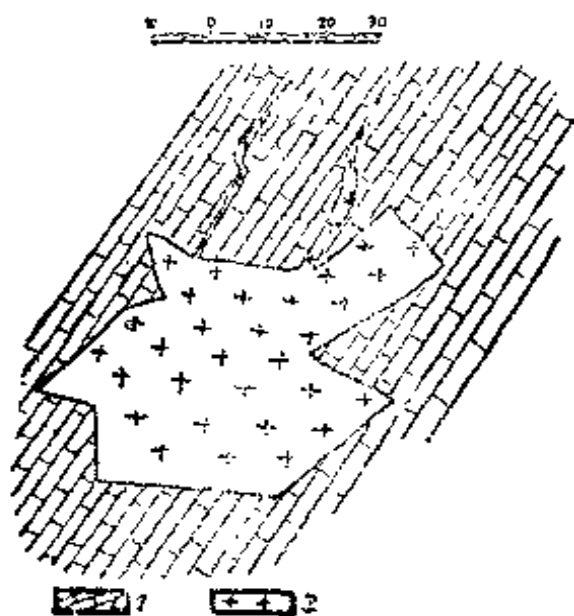


圖15. 侵入岩株平面圖

1—古生代石灰岩；2—花崗斑岩岩株

某些地質學家推測，岩株在平面上為等軸斷面，而向深處逐漸擴大呈錐體。但是，這種概念在許多情況下是不正確的。岩株常與圍岩成複雜的階狀接觸，其接觸面被侵入前的裂隙所限制（圖15）。隨著深度的加深，岩株也不一定擴大，有時還縮小，同時具有以通路而終結的似箱狀的形狀（圖16）。

在某些情況下，岩株侵入到

成筒狀的角礫帶中，角礫帶的形成大概与岩漿侵入前的岩漿氣體沖入有关。

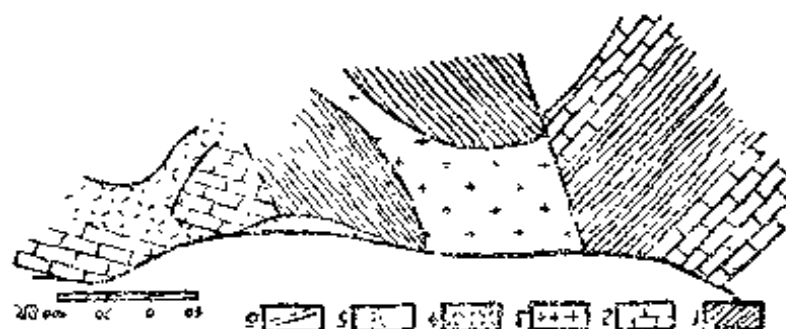


圖 16. 侵入岩岩株的規模隨深度逐漸縮小的剖面圖

1—千枚岩；2—石灰岩；3—二長岩岩株；4—花崗斑岩岩株；
5—現代沉積；6—構造變動

上述的小侵入體在許多礦區內發育着；据許多地質學家的意見，某些類型的热液礦床在成因上与這些小侵入體有关。

岩 鑛

所謂岩鑛就是巨大花崗岩侵入體，是沿着分开地壳各种不同構造層的主要不整合面而侵入的。这种侵入體的主要特征就是存在有較淺的基盤（底），在其上分布有侵入體（圖 17）。由于在某些地区确定了在巨大侵入體附近有基底存在，某些地質學家对这个事实發生了強烈的兴趣，如 H. 克羅斯

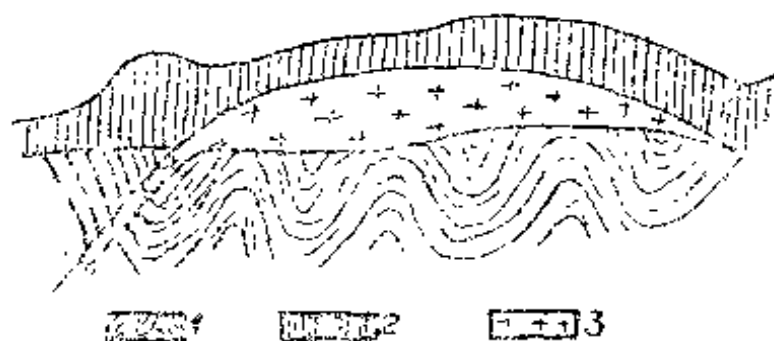


圖 17. 岩鑛剖面示意圖

1—古老構造層的沉積；2—較新的構造層的沉積；3—花崗岩岩鑛

以及其他學者斷定，所有巨大花崗岩類侵入體都具有岩鐘的形狀。但是，這種見解顯然對於巨大花崗岩侵入體向深部延伸很大並在靠近地表沒有基底的許多地區來說，是不正確的。

岩 基

岩基主要是由花崗岩組成的，其根部向深處延伸很大（觀察不到）的巨大侵入體稱謂岩基。

岩基與圍岩的接觸面一般是向圍岩那面傾斜，這就說明了岩基隨着深度的加深逐漸地擴大。

但是，在某些情況下，這種接觸几乎是垂直的。我們現在還沒有能判斷岩基深部構造的準確材料。

岩基的表面通常是波狀的，分列成許多隆起的岩鐘，以及位於隆起岩鐘之間的面處（圖18）。因此，在岩基受剝



圖18. 花崗岩岩基剖面示意圖

1—圍岩；2—花崗岩岩基

蝕作用的初期在圍岩中只能見到一些單獨的岩鐘，在這種情況下，就可以說明岩基被剝蝕的斷面是很小的。隨着地表剝蝕作用的加深，在岩基頂板凹處之上構成其余面積的頂板岩

石中可以見到花崗岩體露出 50 %，在這些情況下，可以說明岩基剝蝕的斷面到了中等深度。隨著剝蝕作用的進一步加深，花崗岩就露出很大的面積，而岩石頂板只是沿着岩基的邊緣分布；在這種條件下通常說明剝蝕斷面的深度是很大的。但是，岩基體不管深度大小，仍具有侵入岩切割的岩牆和小侵入體的岩株，而在某些情況下還有花崗偉晶岩岩脈。

岩基的大小，一般是決定於剝蝕斷面的深度，因此其變化很大——從 100 到 250,000 平方公里。

花崗岩基的地質構造情況表現得極為顯著。它們沿堆積最大厚度的沉積物的地槽帶最活動部分侵入，B. B. 別洛烏索夫（1948年）稱這種地槽帶為內地槽。地槽內部隆起帶與這一點的區別是，在地槽內部隆起帶中沉積物厚度顯著地減小，主要有小侵入體露出。岩基的長軸延長通常與大背斜構造的走向一致。但是，在個別局部間距內，花崗岩體與圍岩層的走向斜交。

岩基形成的深度在各處是極不一樣的，因而很顯然，在各個不同地區的深度變化也很大。根據地質學家德利（Дсли）的材料，在岩基之上的頂板岩石的厚度為：

阿爾卑斯山脈的阿達米勒（Адамело）、提羅爾——1500 公尺。

安達斯山脈的南部門多薩（Южная Мендоза）——400 — 1000 公尺。

安達斯山脈的卡爾利薩爾（Каррисаль），智利——4000 — 6000 公尺。

落基山脈的博烏捷爾（Буулдер）、愛達荷（Айдехо）——670 公尺。

落基山脈的延蒂克、猶他——1000 公尺。

根据克魯泡特金 (П. Н. Кропоткин) 在中哈薩克斯坦的研究，岩基是在距地表 500—2000 公尺的深度凝結的。

某些学者認為，在个别情況下，岩基能达到地表；其中有：在佛克斯 (Фокс) 河，維康新 (Виконси) 河的花崗岩体变为大塊的角斑岩和流紋岩，这就証明了岩漿在地表上冷却得很快。美國一些地質学家指出，黃石公園的流紋岩在深峽谷中未有現露出熔岩流所特有的層理的任何痕跡。在很大的垂直距离上它們仍是塊狀岩体。

推想，这些流紋岩是熔化了頂板岩石和直接在地表已凝結的深成岩体。但是，苏联地質学家們并没有坚持花崗岩岩基有向噴出岩过渡的可能性的意見。根据B.B. 別洛烏索夫的材料(1948年)，噴出岩是在地槽帶拗曲的过程中聚集的，岩基的侵入是在強烈的褶皺作用和山脉構造形成时期發生的。

地質学家們在研究岩基的过程中，經常提出这样的問題：岩基体所占的空間是怎样从其他岩石中讓出來的？对于这个問題提出了許多假說，其中主要有以下几个：構造假說、同化假說和陷落假說。

第一种假說推測，岩漿在侵入过程中使頂板岩石稍微上升，并为自己讓出了空間。这个假說很好的說明了岩盤侵入的機構，但在研究岩基时未找到証据。从事于岩基研究的苏联地質学家中的任何人都未發現岩基形狀与頂板岩石拗曲之間的直接关系。

第二种假說推測，液体岩漿用熔化和同化頂板岩石的方法使自己占有空間。苏联許多地質学家都支持并發展了这个假說，他們認為，頂板岩石的同化作用不僅能給侵入岩体侵入讓出空間，而且在某些情況下能促使岩漿期后成礦作用的出現。在花崗岩与石灰岩的接触帶上的較基性岩石的出現，

以及在侵入到頁岩層的某些花崗岩體中氧化鋁增多的事實，對證明這個假說是有利的。但是，侵入岩的成分根據圍岩的成分不同有規律的變化，並不是到處都可以看到，在某些地區，組成花崗岩岩基的岩石成分在岩基的各個不同的部分，不依被花崗岩所穿過的沉積岩或噴出岩的成分而變化。這種事實就不能証實花崗岩岩基發育所有的地區一定產生同化作用。

第三種假說認為，頂板岩石灼熱程度的不同，就引起其破壞和裂開。因此，岩漿就捕擄了大塊圍岩捕擄體，沉降到岩漿中。在岩漿體的上部只有一小部分捕擄體發生同化作用，大部分捕擄體都沉降到很深的地方，在深處才產生同化作用，這種作用使整個侵入岩體成分均勻化。

由此可見，第三種假說是深成同化作用的發展。毫無疑問，同化作用在岩漿熔融體侵入時期起了很大的作用。H.A. 叶利謝耶夫就提出了這一點。雖然如此，但是，某些學者例如 H. 克勞斯曾指出，他們所研究的岩基當中，岩漿對圍岩的溶解作用，在大多數情況都是極微小的。應當想到，同化作用本身並不能說明岩漿侵入的机理。很顯然，机理主要是由構造作用所造成的。

可以設想，在沉積作用、褶皺作用和侵入活動之間存在着直接的關係。花崗岩岩基生于背斜隆起帶的事實，及其在褶皺作用過程中的侵入就証實了這種關係。根據 B. B. 別洛烏索夫的判斷，花崗岩類侵入體的侵入引起聚集在地槽內部的大量熱能，這種熱能与放射性元素的蛻變有關。地槽內部厚的沉積物在初期妨礙了這種熱能的上升。

值得注意的，如果在平面上研究岩基的形狀，那末它們是平行于背斜構造軸的走向而延伸的，雖然，在個別間距內

岩基某一部分的露头可能与圍岩層理斜交。

總結上述問題，我們可以得出結論：各个岩基所占据的空間問題，很顯然主要是与構造隆起作用 and 岩漿及圍岩的作用有关。

侵入岩与盖岩在年代上的相互关系

如上所述，由于观察到了各种岩牆直接切割各种不同的岩石，就能夠确定它們的相对年代。但是，这些切割現象在不同年代的巨大侵入岩体之間不是經常可以見到的。的确，在某些情況下，可能發現有切穿較老岩石的較新岩石的岩枝。但是，这种相互間的关系并不是經常可以用直接制圖弄清的。在切割現象不存在的情況下，为了确定各侵入岩体的年代关系，必須注意在較新侵入岩体中可能找到的較老岩石的各种捕擄体。在較新侵入岩体中已証明有較老侵入岩体的捕擄体存在。在其他情況下發現捕擄体就是頂板岩石，并有規律地环繞着早凝結的侵入岩体的突出部；这种环繞現象使有可能做出这样的結論：較新的岩漿已熔化并沿着早凝結的侵入岩体的突出部流动。較新的侵入体对較老的也可能發生接触作用，而它本身也要受到內接触变質作用。但这种变質作用在野外不是經常都能見到，因此，上述确定侵入体相对年代的方法具有重要的意义。

侵入体与盖岩的年代关系，在大多数情況下可以很准确地确定。被侵入岩所侵入的圍岩通常受到接触变質作用。这种变質作用在頁岩中能使其变为角岩，并沿活性侵入体的接触帶發育。在这种条件下，石灰岩变为大理岩，砂礫岩經常產生在大理岩与花崗岩类的接触帶上。如果侵入岩較沉積岩

層老的話，那末，后者通常呈不整合賦存在侵入體之上，同時被含有下伏侵入岩礫石的基底礫岩層所分開。

整合侵入體

整合侵入體平行圍岩層理產出。這些岩體根據其形狀和構造的特征可分為：侵入岩床、岩蓋、岩盆和岩脊。

所有這些侵入岩體產狀的共同特征是：在其中常常見到各種不同成分的岩石成層的现象。這種成層现象(或層理)使侵入岩體變成了複合岩層，有時是成分顯著地不同的，並可分出明顯的接觸面的岩層，在其他情況下，一些岩石逐漸過渡到其他岩石。在侵入到陸台或地盾的超基性、基性、鹼性岩石中經常見到原生層理，在陸台或地盾上這些岩體是在構造穩定的環境下固結的。南非洲的布什維爾德(Бушвельдский)岩體可以作為基性岩成層岩體的例子。該岩體的下部具有極大層理，在這裡厚度約為30公尺，可以分出不同的十一層，其中3為鉻鐵礦脈即含鉻和鎳礦的所謂“麥連斯基脈”(риф меренского)(圖19)。在蘇聯北部地區，含有硫鎳礦的基性岩和超基性岩體也具有強烈層理化的现象。這些含礦岩體中的個別岩體是成層狀的，有八層以上(圖20)。

在地盾上產出的鹼性岩體能分出許多層。蘇聯地質學家所研究過的某些個別鹼性岩體就是層狀的(成層的)，有二十層以上，其中某些層多次重複着(圖21)。

這種複雜層理形成的情況不是經常都很明顯，弄清層狀岩體成因的問題正在研究中。但蘇聯學者在發展上述問題中已作了許多工作；А. А. 波爾卡諾夫、庫普列特斯基(В. М. Куплетский)、Н. А. 叶利謝耶夫、沃羅比耶娃(О. А.

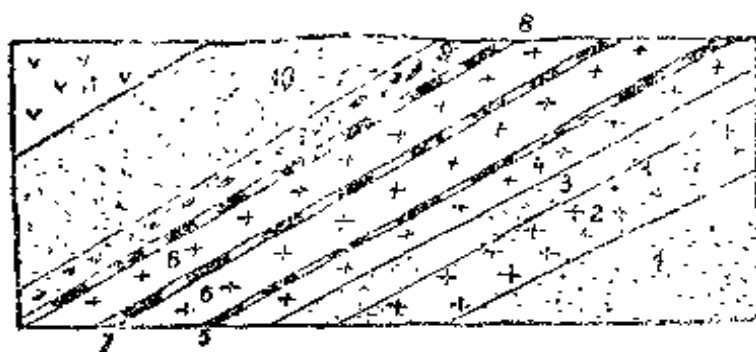


圖 19. 布什維爾德蘇長岩岩盤成層部分的剖面示意圖

1—斑點狀蘇長岩；2—含有異斜石粗大晶體的輝石蘇長岩；3—斑點狀斜長蘇長岩；4—含鉍的細粒麥連斯基脈；5—下部鉻鐵礦帶；6—含鉍麥連斯基脈；7—中部鉻鐵礦帶；8—上部含鉍的鉻鐵礦帶；9—斑點狀蘇長岩；10—斜長蘇長岩；11—斜長岩

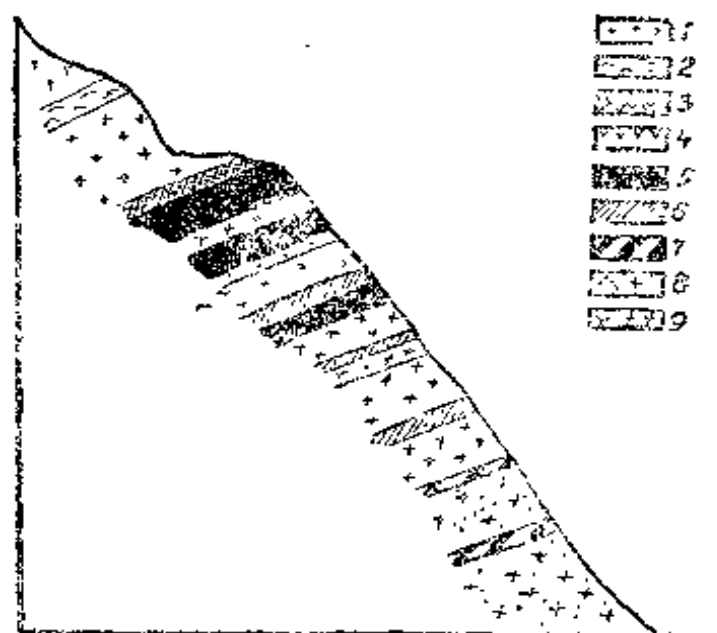


圖 21. 霞石正長岩層狀侵入體剖面圖

1—異性霞石正長岩；2—脈狀異性霞石正長岩；3—霞石岩；4—淡色異性霞石正長岩；5—富含副礦物異性霞石正長岩；6—貧副礦物異性霞石正長岩；7—含榍石異性霞石正長岩；8—流霞正長岩；9—流霞正長岩中異性霞石正長岩過渡變種岩石

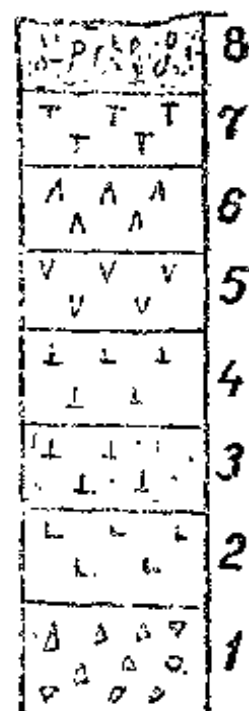


圖 20. 輝長輝綠岩層狀侵入體剖面圖

1—含鈦鐵輝石輝綠岩；2—輝長玢岩；3—接觸輝長岩；4—橄欖輝長閃長岩；5—輝長閃長岩；6—鈉長石閃長岩；7—輝長岩；8—輝長閃長岩

Воробьева) 等的著作都具有特殊的价值。波尔卡諾夫 (1928 年) 在研究含有斜長石斑晶的某些帶狀侵入岩牆層理时, 和用实验研究來証实这种層理时, 曾指出: 斑晶起初是沿着整个侵入岩漿体均匀地分布着, 后来, 在岩漿流动时由合力作用出现了斑晶的复雜运动, 因此, 粗大的斑晶集中到岩牆的上盤。

Н. А. 叶利謝耶夫根据 А. А. 波尔卡諾夫的观点, 以岩洞充填期与岩漿熔融体运动有关的作用來解釋含有各种不同礦化的許多原生岩体中原生層理的形成。同时推測: 在岩洞充填期, 岩漿熔融体是由固体晶体、液相和气相的混合物組成的, 因为只有从这种观点出發 (根据 Н. А. 叶利謝耶夫的意见), 才可以解釋各个結晶体原生定向或成層排列的集簇体的形成。在不均匀的岩漿中, 由于活动組份之間摩擦的結果, 產生固相和气相的分离; 因此, 还在运动过程中岩漿就分化出集合体、固体礦物和还未固結的熔融体的各个相。这种現象就促使侵入岩体層理的發育。

О. А. 沃罗比耶娃以另外一原理來解釋鹼性正長岩复雜層狀岩体層理的成因。她認為在固結过程中被固体晶体富集的岩漿殘余液体的侵入是形成原生帶狀的第一个原因。沃罗比耶娃这个原理, 是根据自己确定了由流霞正長岩、異性霞石正長岩和磷霞岩所形成的成層岩体中的流霞正長岩与異性霞石正長岩的切穿接触关系提出來的。已發現了成直角切穿異性霞石正長岩的流霞正長岩脉。在这种情况下, 所進行的研究証实, 長石晶体由于流霞正長岩溶液作用繼續增長。根据 О. А. 沃罗比耶娃的意见, 相類似的現象只有異性霞石正長岩在柔性状态时, 随后有流霞正長岩的侵入的条件下方能產生。同时在長石分子中鹼金屬、氧化硅和鋁的比例关系在

異性霞石正長岩及流霞正長岩結晶過程中是比較固定的。

根據沃羅比耶娃的意見，對於上述雜岩體來說，還有一個成因上的特征是極有代表性的，即異性霞石正長岩的成分和結構具有較大的固定性，當流霞正長岩及磷霞岩相對不穩定時，其中流霞正長岩就形成了從細晶岩到偉晶岩的各種結構的岩石。所有這些可以認為，流霞正長岩及磷霞岩被大量揮發成分所飽和並比異性霞石正長岩侵入較晚。

沃羅比耶娃將此種成層侵入體叫做“自成侵入體”（автоинтрузия），其特征是：殘余的流霞正長岩熔融體侵入到異性霞石正長岩母岩漿已結晶的、但還是柔性的物質中。在異性霞石正長岩中緩傾斜的節理到水平節理裂隙就成了流霞正長岩漿侵入的通路。

對於成層含礦鹼性岩體的成因，上面所做的解釋自然不能全面地包括那些在這些岩體形成時所產生的複雜作用。顯然，在侵入到岩洞內的岩漿運動期，除了固體結晶體複雜移動和補充侵入到半柔性物質以外，侵入岩體中原生層理的形成必定是熔離現象，也許是重力分異作用所引起的。在某些情況下，特別是對於含磷灰石鹼性岩體來說，正如A.E.費爾斯曼當時所指出的，原生層理的發育是由于不同成分環狀岩牆或錐形侵入體的長時間繼續侵入的結果而造成的。

侵 入 岩 床

在我們開始研究整合侵入體的各種形狀時，首先敘述一下侵入岩床的特征。它們通常是由具有一定侵入力的岩漿沿着圍岩片理或層理面侵入而形成的。在這種情況下，很顯然，岩漿在圍岩的張開部分中起了強烈的作用。

基性岩常常呈岩床形狀產出，從成分來看，它們經常與

在呈水平產狀的岩石的層理中賦有的閃岩和輝綠岩相似。與圍岩一頁岩呈整合產出的輝綠岩侵入岩牆在高加索分布很廣。它們是層間岩體，有時呈透鏡狀的，其厚度由數公分到數百公尺；面積達幾平方公里。值得注意的是，圍岩在岩牆的接觸帶重新結晶。岩牆這種強烈的作用在狹窄的帶中也能見到。

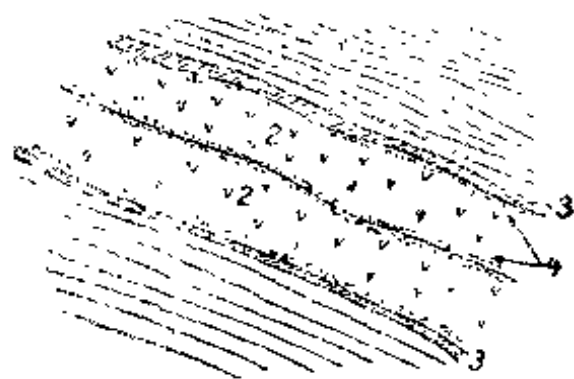


圖 22. 重复整合侵入岩床橫剖面圖

這種侵入岩床的總面積有的地方達 13000 平方公里，其厚度從數公分到 600 公尺以上。

1—泥質頁岩；2—閃長岩；3—頁岩
接觸變質帶；4—閃長岩內硬化帶

在進行野外調查時，最重要的是，要辨別開在侵入岩床上部被沉積岩所覆蓋的海底熔岩流。侵入岩床與相似的噴出岩的區別在於：在侵入岩床中有硬化帶，這種硬化現象在與較細粒構造的圍岩接觸帶上的侵入岩石中存在（在冷卻的接觸帶附近凝結較快，圖 22）。

侵入岩床可能是簡單的，由岩漿一次侵入而形成的，但是也可能發現連續侵入的複式侵入岩床。在每一個岩床中有硬化帶的存在就可以証實它們不同的年代。

岩 蓋

岩蓋是整合侵入體，具有平底和在侵入時掀起圍岩的圓頂（圖 23）。

岩蓋能掀起頂板岩石，這說明其侵入的深度不大。岩蓋的直徑一般是由 3—6 公里，其厚度達 1000 公尺。岩蓋能

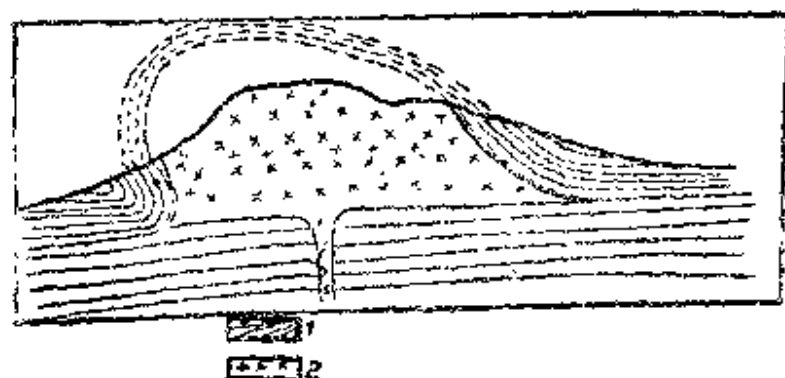


圖 23. 岩蓋剖面示意圖

1—沉積岩層，2—超基性岩

轉变为侵入岩床。通常認為每一个岩蓋都有一个狭小的通路，岩漿就沿着該通路侵入。但是，此种通路在大多数情况下是看不到的，只是假定地划出來。在某些地区已証实有多層岩蓋，很顯然，这些岩蓋是以狭小的通路彼此相連的（圖 24）。岩蓋具有几种不同的形态，其中可以分出不对称岩

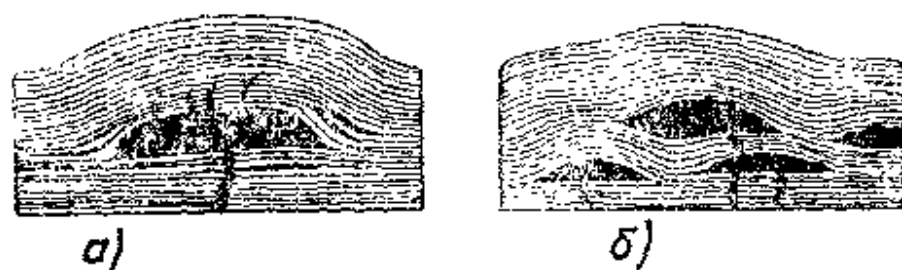


圖 24. 岩蓋剖面示意圖

1—伴有侵入岩牆的岩蓋；2—多層岩蓋

蓋，在鐘狀体的兩翼具有不同的傾角。如岩蓋是沿着兩種不同岩層的接触处侵入，則称为層間岩蓋。某些学者还划分出所謂岩栓，这种岩栓是頂部沿着柱狀断層上升的岩蓋的变种。

但是，在野外未必能把岩栓与岩株区别开。

· 岩 盆

具有盆狀的整合侵入體稱為岩盆。在岩漿岩體頂部的圍岩有時在其底部的圍岩向岩盆的中部傾斜。岩盆的直徑為幾十和幾百公里，其厚度為 100—1000 公尺以上。

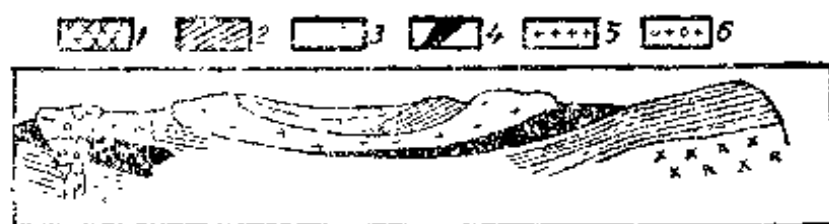


圖 25. 布什維爾德火成岩雜岩體剖面示意圖

1—古老片麻花崗岩；2—純結土變質岩層；3—上卡路岩系；
4—下部岩盆蘇長岩；5—岩盆上部較新的花崗岩；6—與岩盆
無關的年青正長岩

前面曾指出，基性岩層狀侵入體通常具有岩盆形狀，其中上述布什維爾德岩體就是典型的岩盆（圖 25）。該岩體是在兩個侵入期形成的。很顯然，其中較晚的一期，是含文象斑岩和霏細岩的花崗岩體侵入，據某些學者的意見，花崗岩體的頂部却不是連續的，實質上是噴出的。巨大蘇長岩岩盆部分是侵入的。

毫無疑問，短軸狀岩盆並不是偶然形成的，很顯然，其形成與侵入體侵入的机理有關。可以這樣設想，上覆岩層向下拗曲，同時大的岩漿岩體從下伏岩漿源侵入。

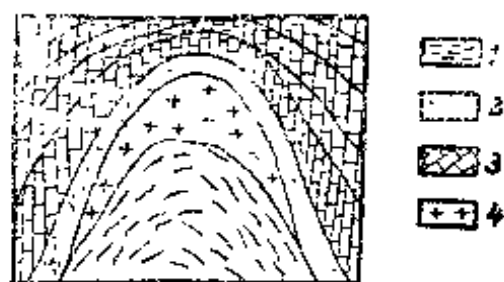


圖 26. 花崗岩脊平面示意圖

1—泥質頁岩；2—砂岩；
3—石灰岩；4—花崗岩

岩 脊

岩脊是分布于背斜鞍部或向傾脊綫上的整合侵入體（圖

26)。

在形成岩脊时，岩漿侵入到成層褶皺構造中，这是所謂“相似”褶皺所具有的特征。在傾伏褶皺鞍部的岩洞通常即是岩脊的通路，上述岩体沿着該岩洞產出。

其他整合侵入体

所謂岩鐘狀侵入体也可列入其他整合侵入体之內，岩鐘狀侵入体僅在上部是整合的，而在深部則是切割的。

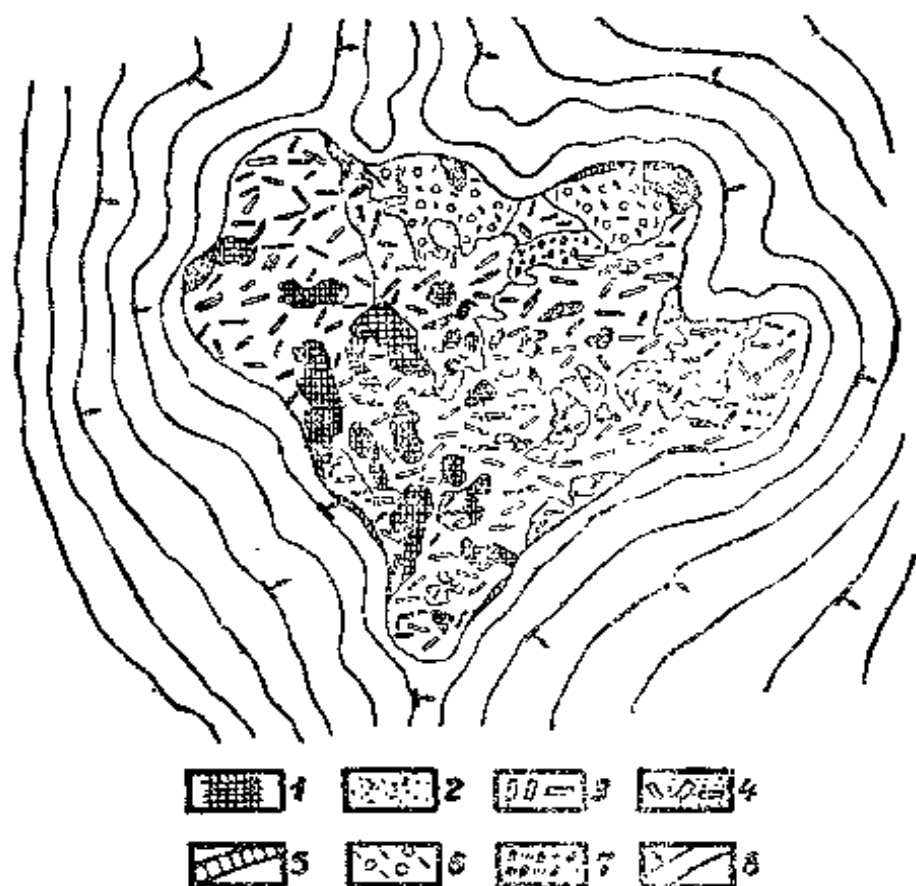


圖 27. 偉晶花崗岩整合岩株平面示意圖

1—微斜紋長石塊；2—鉀長石化的偉晶岩；3—含微斜石塊狀石英；4—альгамасолитовая порода；5—細晶岩类邊緣帶；6—含錫石偉晶岩塊；7—含錫石云英岩塊；8—千紋狀片岩及其產狀

在平面上具有等軸狀斷面的，和成陡傾斜以至垂直接觸但被圍岩的層理或片理環繞着的侵入體也屬於整合侵入體。某些被圍岩（頁岩層理所環繞的筒狀偉晶岩體也屬於這類侵入體（圖 27）。

某些巨大侵入體，例如直徑達 4 公里的花崗岩岩株就是這樣的產狀（圖 28）。

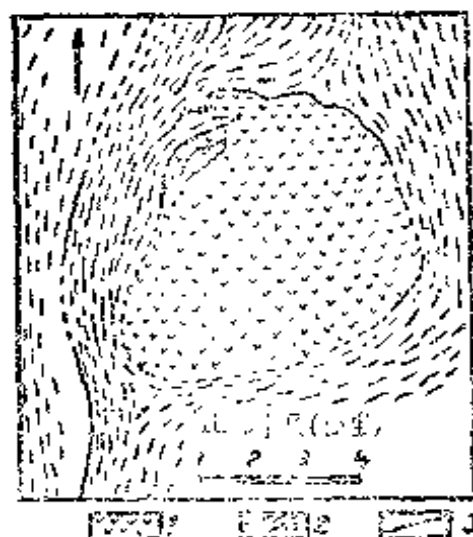


圖 28. 美國弗蘭克爾德花崗岩整合侵入體（據 M. П. 畢令斯）
1—花崗岩；2—圍岩變質片岩的走向；3—構造變動

侵入體的內部構造

如上所述，岩漿熔體是在複雜構造環境下凝結的。很明顯，岩漿是在運動時結晶的，在凝結初期毫無疑問受到柔性變形作用。當侵入體的外部凝結後，液體和半液體的物質可能從下面上升，同時在侵入體已凝結的部分產生應力。

當岩體所經受的總應力沒有重大變化的時候，只有借助詳細研究這些岩體在岩漿物質凝固期或在凝固後期（多半是緊接着凝固後）所形成的內部構造，才可以弄清岩漿熔體在結晶期所發生的作用。

因此，在研究侵入岩體的構造時，必須徹底弄清所研究的岩體在凝結過程中當岩漿熔體流動時，所形成的原生構造。這種原生構造稱之為原始構造。與此同時，更重要的是在各種情況下要弄清侵入岩體在凝結之後立即產生的和原始

構造繼續發育的構造單元。侵入體後來在其他條件下也可能受到變形作用。很顯然，這種重疊構造可能是引起褶皺作用的構造作用發育的結果。因而，我們的任務是要說明岩漿熔融體流動期的構造特徵和侵入體凝結初期的構造特徵。

岩漿熔融體流動期的構造

岩漿在它與圍岩互相作用所造成的複雜動力環境下所產生的運動過程中經受了單系統滑動，這種滑動表現在與圍岩接觸帶平行流動的各個層中的各個礦物顆粒的運動上。

很明顯，在這些接觸處附近，各種不同層的滑動分異速度要比岩漿體內部的要大得多。在這種情況下，不僅某些礦物，而且析出體及板狀捕掳體的位置都與流紋面平行，因此必須把流紋構造與流層構造分開。在出現流紋構造的岩石中，針狀晶体或其凝結體呈綫狀平行體出現。柱狀礦物的長軸呈相互平行定向排列（圖29）。角閃石、長石及其他某些礦物經常具有這種特徵，這些礦物晶体延長方向通常與結晶軸平行。

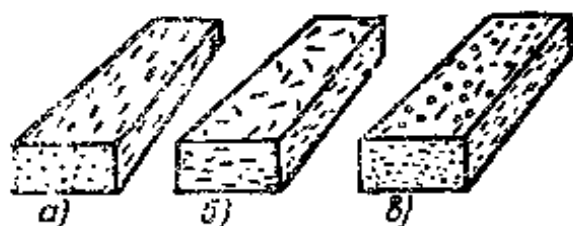


圖29. 流紋的綫狀構造和面狀構造

- (a) 與柱狀礦物的原生排列相符合的綫狀構造；(б) 面狀構造—柱狀礦物分布在一定的面上，且在這個面的範圍內具有不同的方向排列；(в) 柱狀礦物形成綫狀排列，而片狀礦物形成面狀排列

與侵入體頂部平行的晶体的綫狀排列有時稱為流紋（штр-рекунг），它能表示岩漿流動的方向。特別是垂直的綫狀排列就可以證明岩漿運動的定向是垂直的。同時，必須深信，我們所研究的是原生綫狀排列，而不是次生重疊的，它們之間的區別將在下面敘述。流紋的綫狀構造可能單獨出現，但在其他

情況下，呈綫狀延展的礦物在各種不同的面中存在；由此便可以證明有流紋的面狀構造，在這些情況下，呈綫狀延展的晶体是分布在一定的定向排列平面範圍內（圖296和a）。

但是，在流層構造中並不是各個礦物經常呈定向平行排列（見圖293）。

上面已經談過，析出体和捕掳体具有與各個柱狀礦物平行的定向排列，在某些情況下，析出体可能是傾斜的，比定向綫狀構造較陡。根據在侵入岩体中發育的綫狀和面狀排列通常可以見到岩石內的解理方向。最好的垂直解理面常常與流綫構造的走向有關，這種垂直面在采石場中被廣泛利用。幾乎呈水平產出的第二種好的解理面，通常存在於由流層構造組成的鞍部平緩部分。與綫狀延長相垂直的面是解理最不好的方向，岩石沿此方向很難裂開。

在岩漿近於完全凝固而只有一少部分為液体時，有特殊的構造出現，它與液体期產生的不同，其特征是：有小撓褶和剪切裂隙，這些小撓褶和剪切裂隙被晚期偉晶岩或粗粒花崗岩所充填。

撓褶是礦物定向平面的拗折，在某一種情況下，此種拗折與拖褶皺相類似，根據其脊綫的彎曲有時可以確定岩漿熔融體的流動方向，隨著岩漿的凝固，其流動更加困難，並開始有小的間斷出現。在這種情況下流層構造可能被小的剪切裂隙所破壞，殘余液体通常沿此裂隙聚集，這些液体經常形成比在圍岩中較粗粒的構造。

侵入体凝結初期的構造

由於A. A. 波爾卡諾夫和H. 克勞斯對每個侵入岩体進行研究的結果証實，侵入岩体在凝固之後立刻就形成有規律的

定向節理系。這些節理在凝固的侵入岩體外殼出現，並且是在引起已固結地段應力作用的侵入體內部的繼續運動作用下形成的。在這些條件下，侵入岩和圍岩層的接觸已經不是液相和固相的分界面了，這種現象是在凝結過程中產生的，而節理不僅是在已凝固的侵入岩殼內形成，並且能夠伸展到圍岩中去。

總之，在這些條件下，在侵入岩體中能產生如圖30所示的那樣有規律的節理系。

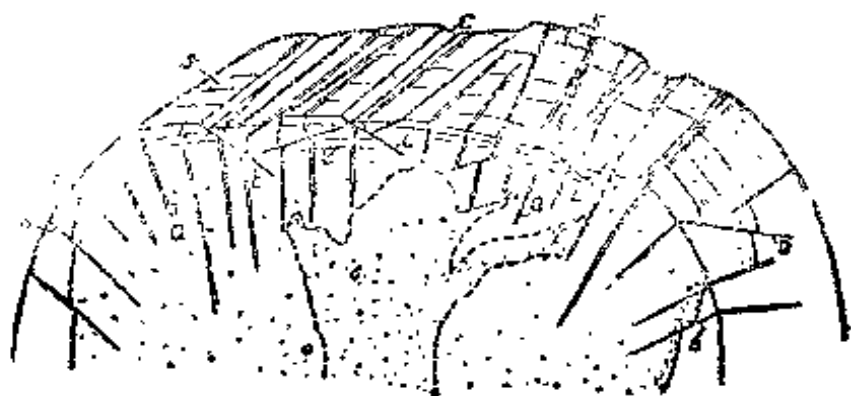


圖 30. 有凝結初期的原始構造和節理構造單元的侵入岩體頂部剖面示意圖

剖面中主要是表示較新的侵入：Q—橫節理；S—縱節理；D—斜交節理；M—邊緣節理；B—原生平緩節理；B—流紋狀節理層；G—深傾斜正斷層

在這些節理中，首先應划分出橫節理，通常稱為Q節理，垂直於礦物的綫狀定向分布。流綫方向的各种基本变化必然引起橫節理走向的相应变化。橫節理按其本身的位置來看，應與張力節理相符合。但是，它們一般都是直綫的，在許多情況下是封閉的，因而就其形态特性來看與剪切節理相似。

在某些情況下，沿橫節理可見到滑動痕跡，因而沿滑動能產生界塊運動。橫節理的特征是在許多岩體內呈扇形分布（見圖30）。顯然，此種構造的特征就說明了這些節理的發育與侵入岩體鞍部形成的密切关系。橫節理从形成的時間來

看是最早的，因此它們通常被細晶岩和偉晶岩牆所充填。

縱節理 一般称为 S 節理，通常傾斜急陡，走向与綫狀排列相平行（見圖29）。这些節理在許多情況下也是直綫的和封閉的。但它們形成較弱的方向，較晚期的斷層沿該方向發育。沿着所敘述的縱節理往往有偉晶岩和石英脉，有时也有煌斑岩岩牆延伸。

斜節理 走向大致与綫狀排列走向成 45° 角（見圖30），其傾斜一般是很陡的。这些節理是典型的剪切節理。侵入岩岩牆很少沿其發育，而石英脉則經常可見。

邊緣節理 M沿侵入岩体傾斜急陡的接触处分布，并与其斜交（見圖30）。它們是在侵入体边部凝固之后形成的，这时内部的岩漿还是液体，也能向上侵入；在这种情况下，圍岩会受到力偶的作用，而这种作用導致了邊緣節理的形成，此种節理可以認為是張力節理，在侵入岩体内的傾角为 45° 。

原生平緩節理 称为 L 節理，通常平行于侵入岩体的頂部，其傾斜为平緩的、到水平的，岩体的頂部傾斜，其兩側傾斜較陡。所敘述的節理以及与其他節理的組合就促使了花崗岩中枕狀節理的出現。

邊緣逆掩斷層 邊緣節理如果繼續發育，則能轉變為邊緣逆掩斷層，称之为 B 節理（見圖30）。

邊緣逆掩斷層是由于較新岩漿熔融体的活动而形成的，岩漿熔融体是由深处沿侵入体邊緣上升，在这里造成力偶作用。因此，結晶的岩石、流層、包裹体甚至侵入体与圍岩的接触都沿着这些節理錯动；在这种情况下上盤对下盤來說相对地向上錯动。

平緩斷層 C 通常具有不大的傾角，平緩斷層的錯动屬於重力类型。通常它們与綫狀排列方向成直角延伸。由于上

升岩漿的活動在侵入體的中部形成平緩正斷層。

上述所有的節理，除了邊緣逆掩斷層和平緩正斷層以外，一般都稱為收縮節理。可以設想，不管侵入岩體凝結的構造環境怎樣，也不管在圍岩中有那些節理發育，它們都是所有侵入岩體固有的節理。這種綜合是在Н.克勞斯的著作中提出來的，但是，它並不完全正確。盧金(Л. И. Лукин)和庫什納列夫(И. П. Кушнарёв)(1951年)在研究這個問題時，就強調指出：如果侵入體與沉積岩層同時受到褶皺作用的話，那末，侵入岩中的節理與周圍沉積岩中的節理可能完全相同。因此，在研究節理構造時，必須盡量弄清節理發育的歷史，而不要把所觀察到的節理去遷就過去所提出的系統。其實，在未侵入于褶皺區的、而侵入于陸台或地盾的侵入岩體里的收縮節理顯然能夠較好地保存下來，並在陸台和地盾侵入體里露出很清楚。

在研究侵入岩體中礦物的綫狀和面狀排列時，還應當弄清幾個問題：這個排列是否是與構造變形有關的次生排列。特別是如果所查明的礦物排列不是環繞捕攔體，而是與在捕攔體中所見到的片理相符合，那末，顯然應當把此種排列出現的原因認為是構造作用。在某種情況下，為了弄清所提的問題，更重要的是研究這些礦物例如石英的光學性質，這些礦物並不能根據其形狀來判定它們的排列，而要根據內部構造來確定。在費氏旋轉台上石英、方解石、霞石和其他一些礦物于定向薄片光軸露出的統計測定，並把它們填到曲綫圖上就能夠弄清這樣的問題：我們所看到的現象與構造作用有關呢還是與礦物的原生排列有關？

在第一种情況下就能弄清光軸定向的位置。在曲綫圖上將出現各個孤立的極高峯或帶。在第二种情況下，在光軸分

布位置上看不到任何規律性。

噴出岩產出的構造条件

噴出岩多半呈似層狀的岩流產出，其厚度比水平分布的範圍小。這些岩流的位置決定于噴出岩噴出地表的形狀。

噴出岩岩流可能存在于較古老岩層平緩的或水平面上，同時與這些面平行分布。但是，它們可能在傾斜較大的同時具有原生傾斜產狀的火山坡上凝固。

熔岩流的表面從來都不是平滑的，通常都是大小不同的不平坦面。在這種情況下，與繩狀和其他較複雜形狀相似的波狀表面是玄武岩的特征，由整個熔岩碎屑和岩塊堆積形成的塊狀表面是酸性岩的特征。在岩流表面上能形成熔岩丘，其高達3公尺，長達18公尺，平行于熔岩丘的長軸可以見到張開節理，波狀熔岩就是通過這種節理噴出到地表的。熔岩流可以轉變為“凸出山丘”，它是延長為50—350公尺的壠崗，通常被中央節理所切割。這種壠崗的寬度在30公尺以上，其高由3到7.5公尺。很顯然，上述壠崗是在地下熔岩粘結延伸時由于壓縮力對熔岩流上部硬殼的影響而形成的。

在年青火山區域內可能遇到所謂孔洞熔岩，在岩流面之下，此種孔洞熔岩是帶有長孔洞岩洞的熔岩，有的地方延長可達20公里。熔岩孔洞是在岩漿從部分已固結的岩流中流出的條件下形成的，它可能被碎屑物或通過小裂隙帶來的沉積物所充填。

當孔洞熔岩復蓋沉陷時，在熔岩流的表面形成陷落。這種陷落延長可達1.6公里，寬達90公尺。但是，也常常出現斷面僅達數公尺的較小陷落地。在研究熔岩流的过程中要弄

清：一个岩流可能由数个岩流组成的。在这种情况下，对其中每一个岩流都要根据在复盖岩内所找到的气泡很好地查明。

此种气泡的形状在岩流最上面为球状的。在距地面不太深的地方，气泡的形状为枕状的，这与熔岩的侧面流动有关。在某些情况下，代替气泡的有筒状和多枝状孔隙，或者同样形状的杏仁状孔隙。这种孔隙是气体流动的通路，气体沿着向地表方向上升并在空中逸散。这种管道向下分裂成数个分支，而向地表方向合成一个整管道。被沸石或其他矿物充填的管道称为“穿通杏仁”，这个名称对于上述管道来说是因为它们垂直岩层延伸。

岩流的重复性表明，熔岩显然一般是以跳动式流动，并不是以固定的速度而流动。经过几小时或几天之后，熔岩就固结了并停止流动，然后又被新的熔岩所掩盖，这就可能出现不止一次的重复现象。

岩流常常沿着河床流动并具有被它所充填的河谷的形状。

这种类型岩流在亚美尼亚第四纪熔岩中广泛分布着。这种每个岩流的厚度一般不超过10—15公尺，而整个复式岩流的总厚度达100公尺以上。岩流的面积变化很大，从一平方公里到数平方公里。

在某些情况下，在熔岩流表面发育着似枕状岩流。它们通常都是相对地分布着，好像是许多岩枕或褥垫的堆积，这种构造就是许多古老岩流所具有的特征，现今在某些活火山的周围可以见到这种现象。这些岩枕中各个岩枕的大小不一，其直径从数公分到3公尺。它们通常有硬化的和多泡边缘硬壳，也可能具有致密的、多孔的或内部有空隙的部分。上述岩枕经常在玄武岩和安山岩的熔岩中发育，在粗面岩和英安

岩中也能見到。可以認為，上述岩枕是在與海水或淡水相接觸的熔岩中形成的。它們大部分是海底噴出的結果。但是，此種構造在濕性土壤上分布的熔岩附近也能見到。

熔岩流有時構成整個的岩系，但往往與火成碎屑岩層互層。后者是由不同岩石的碎屑所組成的，碎屑的大小由幾公分到數公尺，常常有海相動物群，這說明了是海底噴出的。某些碎屑完全在溫度降低時由固結的火山玻璃或在深處已結晶的晶体所組成的。

未膠結的火成碎屑岩根據大小和成因可分為火山塵、火山灰、火山礫、火山渣、碎屑和火山彈。火山塵是直徑小於0.25公厘的小質點；火山灰為0.25—4公厘。火山礫為未膠結的火成碎屑，其直徑大小從4到32公厘。如果碎屑為多空隙的和玻璃質的，則稱它們為火山渣。較大的碎屑呈稜角狀，它們一般呈固體狀態噴發出來。有些碎屑稱為火山彈。火山彈是由火山呈柔性岩漿物質噴發出來的，在空中飛行時形成的，其直徑通常在4公厘以上，有時竟達幾十分。

依據A.H.查瓦里茨基的學說（1953年），火山彈的形式是火山噴發的重要特徵。根據火山彈形狀來看，可以大致判斷熔岩的粘結性。火山彈應當分出兩個主要類型。

（1）玄武岩類型的火山彈為梨狀、紡錘狀、束狀以及其他形狀，以其本身的形狀清楚地表示出在形成時物質的成漿狀態；（2）安山岩類型火山彈，多少呈稜角狀的，可見是極粘結的，由於凝結之故具有“面包殼類型”裂開殼；在這種殼內它們有多孔狀內生構造。查瓦里茨基指出：“火山彈好像從熔岩中擲出來的，在其飛行時進行過粘性機械試驗的样品。”

由於碎屑大小的不同，所組成的岩石名稱也不同（見表）。

岩石名称	碎屑大小	岩石的某些典型性質
凝灰岩	4公厘	岩石是由各种不同种的岩石碎屑所組成的
凝灰角礫岩	4公厘	由銳角碎屑物所組成的火山角礫岩
集塊岩	10公厘以上	碎屑通常平面的，岩石与礫岩相似
火山口集塊岩	10公厘以上	火山口的岩石碎片
火山礫岩	4公厘	与角礫岩相似，但是，碎屑由于流水作用成圓形的
非層狀凝灰岩或 角礫岩	4公厘	向高处噴發时所噴出的物質

狄瑞尔 (Г. Е. Трппель) 認為集塊岩是被火山灰膠結的和“在火山源內及其附近”所形成的大小岩塊和火山渣成致密和坚硬堆積体。

熔岩和火山碎屑物的噴發可能属于裂縫式噴發或中心式噴發。

裂縫噴發 占有广大面積的岩壳的形成通常与裂縫噴發有关。在这种情况下，熔岩經過比較狹窄的孔隙噴發出來并沿着地面流散。当火山有順序地噴發时，岩流在噴發时就形成熔岩高地。其中，在陸台上發育的暗色熔岩类似这种噴發。須要注意，形成暗色岩石的熔岩是沿着作为通路的裂縫上升，因此被輝長輝綠岩岩牆所充填，有时沿着这些裂縫形成礦脉。

上述类型噴發的基本特征是：在这种火山噴發中火山碎

層岩分布不广泛，只有在火山爆發時才能見到。

在某些情況下，在裂縫噴發中可以見到由岩流逐漸向岩牆過渡的現象。

長裂縫噴發能集聚成厚層噴出岩層。噴出岩層在古有巨大面積的岩壳中，其厚度有地方達1000公尺，有時達2000—3000公尺。玄武岩和成分近似玄武岩的岩石占裂縫噴發的全部熔岩90—95%。

中心式噴發

該類型噴發可分為：火山、火山口和破火山口。

火山 M.П.畢令斯根據火山錐的類型將火山分為熔岩錐（圖31）。這種錐如果有粘性熔岩存在時，則呈栓狀，即把它們稱為“熔岩滴丘”（圖32）。此外，還可分為火成碎屑錐，通常具有急陡的坡度（圖33）和複式火山錐或由熔岩和火成物質互層所組成的成層火山錐（圖34）。錐的大小極不相

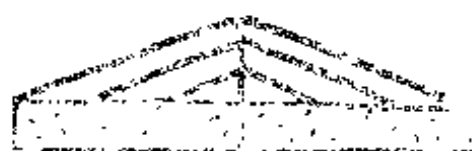


圖 31. 熔岩錐

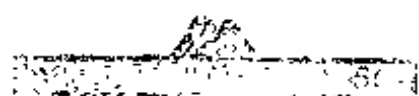


圖 32. 栓狀熔岩滴丘錐



圖 33. 火山碎屑錐



圖 34. 複錐

同，其中較大的，例如西西里島的埃特納山高出3300公尺，底部直徑等於48公里。夏威夷群島最大火山高出太平洋海底9900公尺，即高出海水面4200公尺。

除此之外，火山还可分出岩鐘。岩鐘是由粘性熔岩形成的傾斜急陡的階狀多孔岩體。

火山口 是火山錐頂上的標準的窪地，它直接分布于火山噴道口之上。這種窪地是由于噴道頂部的爆發而形成的。岩石的碎屑衝向空中，而較粗大的物質大約在數百公尺距離內沉積下來，并形成急陡的牆。

破火山口 是巨大火山窪地，其形狀通常是圓的，直徑達幾公里。破火山口分為：爆發破火山口、沉陷破火山口和侵蝕破火山口。

噴出岩的褶皺作用

噴出岩在堆積過程中除了具有複雜產狀而外，在許多情況下，由于構造應力的影響還受到了褶皺作用，這就使噴出岩的產狀更加複雜化。在大多數情況下，噴出岩和凝灰岩都擠壓成極平緩褶皺，但是，也能見到擠壓成強烈褶皺的噴出岩。噴出岩地質制圖與沉積岩相比較，是比較複雜的，因為地質工作者在研究地層層位剖面時會碰到許多困難。其次，沿着走向延長選擇標準層也比較困難。

然而，這些困難是應當克服的，不然的話，就不可能編制出正確的地質圖來。噴出岩顏色和在凝灰岩中一定的碎屑存在等等可以作為選擇標準層的標誌。查明一定層位內的某些特征并在野外學會很好區別它們以後，可以將該層沿着走向延長，這就造成編制好地質圖的條件。

溢出岩岩體

沉積岩層在噴出岩層存在時，則沉積岩通常與噴出岩層

呈整合產出。但是，有另外一種情況，如果火成岩不是在地表上，而是在地表附近的沉積岩層內凝固的話，那末，就會表現出火成岩與沉積岩的互相關系。在地表附近已凝固的但并未噴出到地表的噴出岩稱為溢出的岩。這種溢出的岩的主要特征是：就其本身成分及內部構造而言，它們與噴出岩完全相同，並與噴出岩一樣對圍岩不發生強烈的影響，但是，它們也具有近似侵入岩的特征。這些特征是：溢出的岩能沖入沉積岩層，因此，它不一定與沉積岩呈整合層狀產出，也可能切穿后者。這種情況在地質制圖和繪制地質剖面圖時經常必須考慮到的。圖35表示出紫色溢出的斑岩產狀的例子，沿它與灰質礫岩的接觸帶分布着硫化礦脈。在調查的景中發現，把上

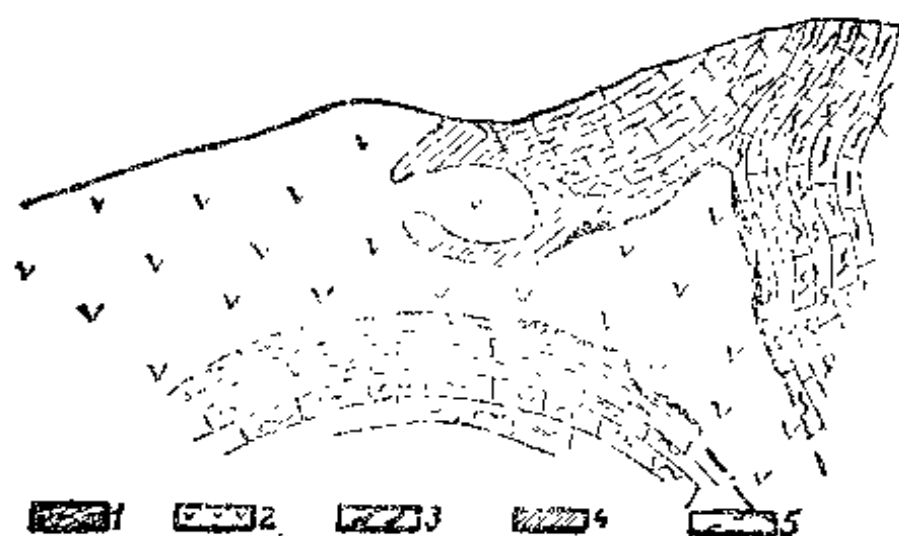


圖 35. 噴出岩體剖面略圖

1—灰質礫岩-粉砂岩；2—紫色溢出的斑岩；3—硫化
鉛鋅脈；4—氧化鉛礦石；5—桶狀岩

述火成岩當作噴出岩，同時相應地推定：它們與礫岩層呈整合產出，礫岩層分為賦存在噴出岩之上并多少有些錯動的上部礫岩層和在噴出岩之下的下部礫岩層。根據此種概念設計了地質勘探工作，該工作並沒有獲得預期的結果。當查明火

成岩为溢出岩生成物，它們最初是复盖着灰質礫岩，后来又沿灰質礫岩層理分布之后，才合理地指導了地質勘探工作（見圖35）。

在某些情況下，較新的溢出岩可能侵入到噴出岩層中，在某些地方它可能与噴出岩呈整合產出。在這種情況下，弄清兩者的真正相互关系就要求進行最詳細的調查研究工作。

参 考 文 献

- Белоусов В. В. Общая геотектоника. Гостеоиздат, 1948 г.
- Дружинин А. Б. Генезис форм некоторых типов даек. В кн. «Геология и горное дело». Сборник научных трудов № 21. Металлургиядат, 1952 г.
- Биллянгс М. П. Структурная геология. Изд. иностр. литературы Москва, 1949 г.
- Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. Гостеоиздат, 1946 г.
- Елясеев Н. А. Структурная петрология. Л., 1953 г.
- Заварицкий А. Н. Вулкан Галгат и его продукты. Труды лаб. вулканол. АН СССР, вып. 7, 1953 г.
- Лукин Л. И. и Кушнарев И. П. О методике изучения тесной тектоники в изверженных по Г. Клоосу. Изв. АН СССР. Серия геол. № 8, 1951 г.
- Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд. АН СССР, 1939 г.
- Шорк Р. Моделируемость в системах слоистых пород. Изд. иностр. литературы, 1959 г.

