

634782

351241

13477

T.2

高等学校试用教材

岩浆岩岩石学

(下册)



地质出版社

241

77

2

高等学校试用教材

岩浆岩岩石学

(下册)

武汉地质学院

岩石教研室编

地质出版社

内 容 简 介

本书约七十万字，共廿八章，分为上下两册。

上册包括第一部分通论，第二部分各论和第三部分成因。

下册包括第四部分工作方法和第五部分附录。

第四部分为工作方法。比较全面地介绍了侵入岩、火山岩区野外及室内的基本研究方法；也反映了岩浆岩主要矿物成分、化学成分、副矿物、微量元素、同位素、数理统计、成矿专属性等国内外研究的主要成果及新动向。

第五部分为附录部分。收集了岩浆岩研究工作中必备的氧化物重量百分数与分子数、原子数换算表、化学成分平均值、热力学基本数据、矿物代号、同位素年代、典型岩石描述实例，目估矿物含量图、三角图、吴氏网，对数坐标纸等数据及图表。

本书可作找矿勘探等地质类专业学生教材或参考书，并可供广大地质、岩矿工作者参考。

岩 浆 岩 岩 石 学

(下册)

武汉地质学院岩石教研室编

*

地质部教育司教材室编辑

地质出版社出版

(北京西四)

张家口地区印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

*

开本 787×1092 1/16·印张:17 1/4·插页:1·字数:398,000

1980年7月北京第一版·1981年11月第二次印刷

印数 9,640—15,650 册·定价3.80元

统一书号:15038·教68

第四部分 工作方法

第一章 侵入岩区基本工作方法	1
一、 侵入体内部相带的划分	1
二、 侵入体原生构造的研究	6
(一) 流动构造	6
(二) 原生节理	9
三、 侵入体接触关系的研究	11
(一) 侵入接触	11
(二) 沉积接触	12
(三) 断层接触	13
四、 侵入体形成深度的确定	13
五、 侵入体剥蚀深度的确定	15
六、 侵入体形态的研究	18
七、 岩浆分异作用和同化作用的识别	20
(一) 分异作用的标志	20
(二) 同化作用的标志	21
八、 侵入体时代的确定	22
(一) 地质年代法	22
(二) 同位素年令法	25
九、 侵入体生成顺序的确定及期、次划分	29
(一) 侵入体生成顺序的确定	29
(二) 侵入体期、次的划分	30
十、 岩浆型花岗岩与交代型花岗岩的区别	32
(一) 地质标志	32
(二) 矿物标志	33
(三) 地球化学标志	33
(四) 岩石化学标志	34
(五) 氧同位素标志	35
十一、 侵入活动与构造关系的研究	35
十二、 岩脉的研究	37
(一) 岩脉的一般成因类型	37
(二) 岩脉的含矿性	39
第二章 火山岩区基本工作方法	40
一、 火山岩的分类命名	40
二、 喷出次数及层序的确定	41
三、 填图单位及韵律旋迴的划分	43
(一) 填图单位的划分	43
(二) 韵律及旋迴的划分	44
四、 产状及产状变动的测定	44
五、 流动方向的确定	46

六、 陆相与海相火山岩的主要区别	50
七、 火山成因的构造特征	51
(一) 火山隆起构造	51
(二) 塌陷破火山口构造	52
八、 火山岩区剥蚀深度的确定	53
(一) 火山岩层剥蚀深度	53
(二) 火山机构剥蚀深度	54
九、 穹丘的特征	54
十、 火山通道相特征	55
(一) 裂隙式通道	55
(二) 中心式通道	56
十一、 次火山岩特征	58
十二、 隐爆角砾岩特征	60
第三章 矿物成分研究方法简介	62
一、 矿物研究技术方法评介	62
二、 矿物种属以及固溶体端元组分的确定	64
三、 岩浆岩中矿物含量的测定	72
四、 侵入岩、喷出岩、次火山岩矿物成分的区别	73
五、 长石的结构状态(有序度, 三斜度)及其鉴定方法	78
六、 长石有序度的地质意义	82
(一) 不同相的长石有序度	83
(二) 长石的有序度与地质年代	83
(三) 长石有序度地质温度计	84
七、 矿物化学成分的研究及晶体化学式计算	84
八、 矿物双晶的研究	88
九、 长石环带的研究及其意义	89
十、 石英波状消光的研究及其意义	92
十一、 矿物包裹体的研究及包裹体测温法简介	93
十二、 岩浆岩中矿物的交代现象及其顺序的确定	94
第四章 岩石化学计算方法	97
一、 C、I、P、W、标准矿物计算法	97
(一) 计算程序	98
(二) 计算实例	101
二、 A、H、扎瓦里茨基岩石化学计算法	105
(一) 计算程序	107
(二) 计算实例	108
(三) 图解法	110
(四) 读图	111
三、 超基性岩岩石化学计算法	113

第五章 化学成分研究方法简介	117
一、 岩浆岩简便的化学定名方法	117
(一) 侵入岩	118
(二) 火山岩	118
二、 火山岩人工玻璃折射率、比重与岩石成分、种属的关系	123
三、 岩浆岩碱性程度的确定方法	126
(一) 里特曼法 (1957)	126
(二) 皮科克法 (1931)	127
(三) 扎瓦里茨基法 (1950)	128
(四) 赖特法 (1969)	129
四、 火山岩系列的确定方法	132
(一) 碱与硅关系图	133
(二) 硅—铝—碱关系图	133
(三) 碱— K_2O/Na_2O 关系图	133
(四) A—F—M关系图	134
五、 同时确定火山岩名称、酸度、碱度、系列、组合的简便图解	136
六、 岩浆岩分异指数及分异程度的确定	138
(一) 对于较基性的岩石	138
(二) 对于较酸性的岩石	140
七、 岩浆岩分异作用及同化作用的研究	142
(一) 分异作用的研究	142
(二) 同化作用的研究	145
八、 岩浆岩成分增减的确定	146
(一) 固定成分法	146
(二) 固定体积法	147
九、 化学成分在分析岩浆岩构造环境、来源深度、氧化条件方面的应用	147
(一) 火山岩形成的构造环境分析	147
(二) 岛弧的板块移动速度与火山岩类型、碱及硅关系的分析	148
(三) 安山岩成分特点及演化方向与构造关系的分析	148
(四) 火山岩来源深度的分析	150
(五) 氧化条件的分析	150
十、 化学成分在岩浆岩成因分析上的应用	153
(一) 超基性岩	153
(二) 正长岩	153
(三) 花岗岩	154
(四) 碱性岩	154
第六章 副矿物、微量元素的研究方法简介	156
一、 副矿物、微量元素的样品采集	156
二、 副矿物的分离鉴定及微量元素含量的测定	157
三、 副矿物及微量元素研究结果的应用	158
(一) 岩浆岩类型的确定	159

(二) 岩浆岩形成时代的确定	159
(三) 岩浆岩同源性的分析	162
(四) 正副变质岩的确定	162
(五) 形成岩浆岩物理化学条件的分析	162
(六) 岩浆岩微量元素的分布特征及地质意义	163
(七) 岩石化学特点的确定	165
(八) 构造岩浆区及活动带岩浆发育阶段的确定	165
(九) 同化混染作用的确定	165
(十) 分异作用及剥蚀深度的确定	166
(十一) 岩浆期后作用的确定	166
第七章 同位素和数理统计在岩浆岩上应用简介	167
一、 同位素在岩浆岩上的应用	167
(一) 同位素定义及其研究意义	167
(二) 同位素测定年令的应用	167
(三) 同位素在岩浆岩成因方面的应用	169
(四) O、C、S稳定同位素	173
二、 数理统计在研究岩浆岩上应用举例	175
(一) 回归分析举例	175
(二) 判别分析举例	177
(三) 因子分析举例	180
第八章 岩浆岩的含矿性简介	185
一、 岩石标志	185
二、 矿物标志	186
(一) 副矿物的高含量是含矿岩体的特征	186
(二) 用锆石内显微包体探索含矿性	186
(三) 利用磷灰石及金红石的某些特征确定岩体的含矿性	186
(四) 矿物中高盐度包体指示含矿部位	187
(五) 云母类矿物的不同种属可以作为花岗岩类稀有元素矿床找矿的标志之一	187
三、 微量元素标志	187
四、 岩石化学成分标志	191
(一) 侵入岩与矿产关系	191
(二) 超基性岩、基性岩类化学成分与矿产关系	192
(三) 中酸性花岗岩类化学成分与矿产关系	196
(四) 火山岩、次火山岩、侵入岩与铁、铜矿产的关系	199
(五) 判别分析在次火山岩、侵入岩铁、铜矿含矿性上的运用	200
(六) 关于对铬矿和镍矿成矿专属性的认识	203
(七) 铸石原料的确定	205

第五部分 附录

附录一 岩浆岩的化学成分平均值表	207
附录二 氧化物重量百分数换算为分子数、原子数、标准矿物重量百分数表	214

(一) 氧化物重量百分数换算为分子数表	214
(二) 氧化物重量百分数换算为原子数表	221
(三) 标准矿物的分子数换算为重量百分数表	227
附录三 地质年代表	238
附录四 岩浆岩常见造岩矿物和副矿物的热力学数据表	240
附录五 岩浆岩手标本及薄片描述实例	246
附录六 常用代号	249
(一) 常用矿物代号	249
(二) 常用化学、物理、数学代号	251
(三) 常用单位代号	251
附录七 矿物百分含量目估图	253
附录八 三角图及使用说明	254
附录九 吴氏网	插页
附录十 正态概率纸	255
附录十一 元素在岩浆岩中的丰度表 (重量%)	256
附录十二 二十四届国际地质学会火成岩分会通过的深成岩分类命名方案	258

第四部分 工 作 方 法

第一章 侵入岩区基本工作方法

侵入岩是地壳组成的主要部分（它约占地壳体积的95%）而且不少有价值的矿产与侵入岩有着密切联系或者侵入岩本身就是矿产，因此讨论侵入岩的工作方法问题就有着极其重要的意义。

侵入岩是地质体，它的发生、发展是受地质条件所控制的，因此侵入岩的研究必须建立在地质研究的基础上，同时也决定了它的工作方法与地质研究的相似性。

关于一般地质工作的方法，在地质制图学中已有阐述，不再重复。此处仅就主要过程简述于下：

首先在出野外之前应研究工作区的地质文献，这些文献可以从时代最新的、总结性的、富有批判性的著作开始，着重侵入岩方面的资料收集（如化学分析、薄片、人工重砂等描述及数据），有可能的话，最好能看看工作区岩石标本及抄绘一些必要的图件。

到野外之后首先踏勘，了解侵入岩体范围及围岩地质构造特点，同时应在全队成员中统一侵入岩命名及图例符号，明确精度要求，划分单位及工作量与方法。然后作剖面，大的主要剖面必须切过围岩及岩体，在剖面线上系统采集有意义的标本，如果有必要磨制薄片的话，在打一般正规标本的同时，并打一块直径2厘米大小的标本，写上同样名称号码，另放一个专装小标本的标本袋中，以便事先寄回磨制薄片。在作剖面的同时或之后应进行侵入岩区制图工作，除一般岩体轮廓、相、变种及多次侵入等须填绘外，原生构造、岩脉等也应择其重点地画上，根据研究的对象不同，对个别有意义的点进行详细工作，尤其接触带更应重点研究。

室内研究薄片时，有的一般观察即可，对于有意义的剖面及重要薄片则应重点观察；手标本也是如此。然后根据正确岩石名称清绘图件及地质界线，这样编写报告就有了基础。

侵入在不同发展时期和不同构造环境中的侵入体，可能有各种各样的成分和成因（岩浆侵入、交代作用、花岗岩化）；各种类型侵入体的形成深度和岩体的规模也有很大差别，故反映在每一岩体内部结构的性质和复杂程度上是极不一致的，在进行侵入体研究时，应充分考虑到这些特征，因为这些特征决定着研究手段和方法。

一、侵入体内部相带的划分

任何一个侵入体的内部，都不可能是完全相同的。不是岩石的结构构造不同，就是岩石成分不同；有的在很短距离内就有明显的变化，有的（如一些大的花岗岩岩基）在很大

距离内还觉察不出变化；有的虽然岩性相同，但在矿物成分的种属及含量上却有一定的变化等等。岩体内部的这些不同都反映了其形成条件的不同及差异。对于那些变化比较显著的岩体，一般都要进行岩相带（或称“岩性带”）的划分。目前我国广泛依据结构或成分、岩性及蚀变类型等几个方面进行岩体内部岩相带的划分。

对于由一次侵入而形成的岩体，从其边缘到内部一般可划分三个岩相带：

1. 边缘带：分布于岩体的边缘。由于岩体与围岩直接接触，散热快，冷凝快，因此结晶细小，甚至呈隐晶质，常见细粒结构，斑状结构。此外铁镁矿物偏高，流动构造发育、捕虏体较多。

2. 过渡带：介于边缘带与中央带之间。常见中粒及中粒似斑状结构，流动构造欠发育。

3. 中央带：分布于岩体中央部分。由于岩体中央散热慢、冷凝慢，挥发份相对残留较多，所以常见中、粗粒结构，似斑状结构。

这三个岩相带之间的界线是逐渐过渡的，这是相带的突出特点之一。由于相带之间没有明显界线，所以在正式制图之前一定要拟定出在野外能掌握的划分相带的标志。以早已闻名的周口店岩体（又称房山侵入体）为例，说明如何选择划分相带的标志。首先横穿岩体，发现从岩体边缘到中央有许多变化（表Ⅳ-1-1）。除钾长石斑晶含量外，其它的变化

表Ⅳ-1-1

岩相带	边	缘	过	渡	中	央
矿物成分						
石 英	少（7%±）		12%±		多（20%±）	
钾 长 石	少（8%±）		15%±		多（25%±）	
斜 长 石	多（55%±）		40%±		少（35%±）	
暗色矿物	多（10—15%±）		6—10%±		少（5—8%±）	
钾长石斑晶	0—5%		多（10—20%±）		少（3%±）	
岩石结构	中细粒		中粗似斑状		巨斑状	
岩石名称	石英闪长岩		石英二长岩		花岗闪长岩	

在10余米范围内才觉得出，又因钾长石斑晶醒目而且含量变化迅速，因此就选择钾长石斑晶含量的变化作为相带划分的标志。边缘带主要部分无斑晶，在靠近过渡带时才出现钾长石斑晶，而且在很短的距离内（2—4米）达5%以上，因此以5%钾长石斑晶的含量作为边缘带与过渡带的分界。过渡带以钾长石斑晶含量>5%为特征，一般10—20%之间，局部高达30%。在岩体中央，以含钾长石斑晶稀少（约在3%±）和个体巨大（长3—5公分）为特征，因此又以3%的钾长石斑晶含量为中央带与过渡带的分界线。以钾长石斑晶含量划分的这三个相带呈宽度不等的同心环状分布（图Ⅳ-1-1），同时各相带之间还有如下显著的不同：

1. 边缘带：中细粒结构，近过渡带为似斑状结构。岩性以石英闪长岩为主，只在近过渡带逐渐变为石英二长岩。斑杂构造发育，流动构造明显，斜长石环带复杂，围岩捕虏体多，还出现透辉石等矿物。

2. 过渡带：中粗粒似斑状结构。岩性均一，为石英二长岩，近中央带时逐渐过渡为

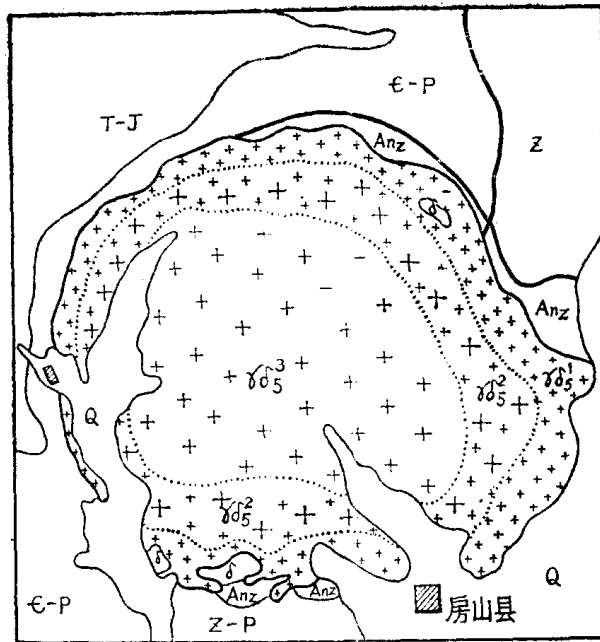


图 IV-1-1 北京房山岩体简图

1:100000

γδ₅³中央带; γδ₅²过渡带; γδ₅¹边缘带; δ闪长岩

花岗闪长岩。

3. 中央带: 巨斑中粒似斑状结构。岩性均一, 为花岗闪长岩。

应当指出, 相带不一定都出露地表, 平面图上的中央部分也并非一定是中央相带, 这些都以岩体的剥蚀程度和岩体顶面的起伏状况而定 (图 IV-1-2、3)。相带的数目一般为三个, 亦可多于三个或少于三个。相带的平面形态有似同心层状、带状 (图 IV-1-4) 及不规则状 (图 IV-1-5) 等等。

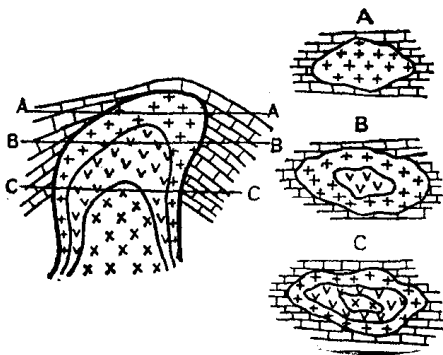


图 IV-1-2 岩相带分布与割切深度的关系示意图

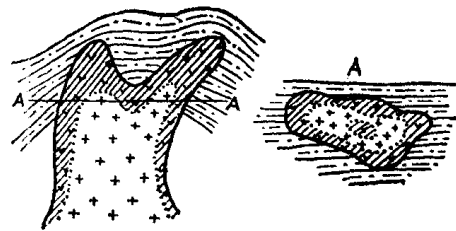


图 IV-1-3 岩相带分布与岩体顶部形状的关系示意图

除了水平方向上侵入体具明显的相带外 (主要发育在中酸性侵入体中), 还有垂直方向上表现明显相带的岩体。后者一般在基性、超基性侵入体中发育。如云南元谋超基性岩体就是很好的例子 (图 IV-1-6)。

一个侵入体之所以产生相带, 是由多种原因造成的。除了冷却速度不同、捕虏体多少不一、流动构造强弱等可造成外, 另一种原因是, 岩浆上升到侵位后, 就地发生分异作用

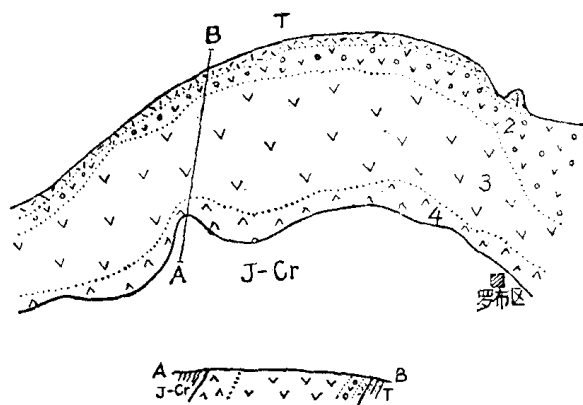


图 IV-1-4 罗布岩体地质图

1. 辉岩及辉长岩带； 2. 纯橄岩带；
3. 纯橄岩-斜辉辉橄岩带； 4. 斜辉
辉橄岩-二辉辉橄岩带。

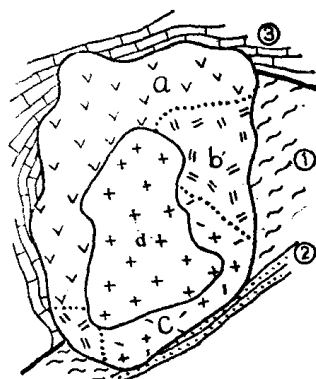


图 IV-1-5 花塔岩体的岩相带

(据池际尚等, 1962)

- ①: A₁片麻岩 ②: Z₁石英岩 ③: Z₂灰岩
a-石英闪长岩带 b-石英二长岩带 c-石英正
长岩带 d-花岗岩

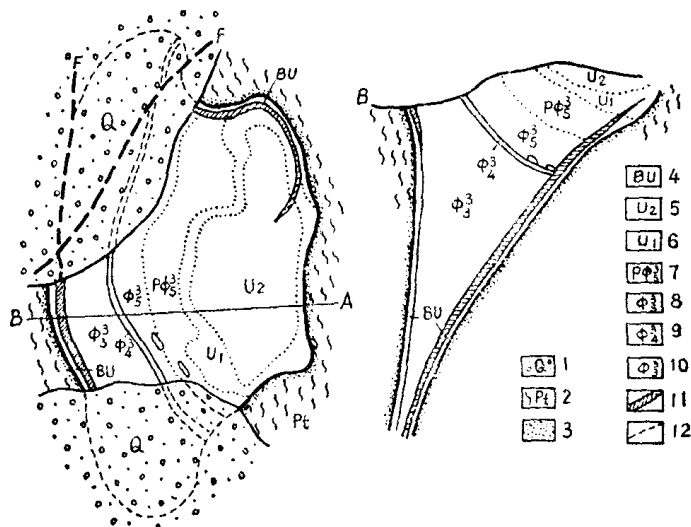


图 IV-1-6 云南某地超基岩体垂直分异岩相带

1. 第四系； 2. 一片麻岩； 3. 一角岩； 4. 混染辉长岩； 5. 一
中色辉长岩； 6. 一暗色辉长岩； 7. 一含长石辉岩； 8. 一辉岩； 9. 一橄
辉岩； 10. 一橄辉岩； 11. 一矿层； 12. 第四系下地质界线。

(熔离作用或结晶分异作用)，在凝固成岩后，这种渐变的关系就被保留下来。其证据主要表现在从岩体中心到边缘或从岩体上部到下部，在岩石类型、矿物成分、结构构造等方面有规律的变化，这种变化和围岩成分无关，如周口店岩体、云南元谋岩体等。第二种原因是岩浆对围岩的同化混染作用，这又分两种情况：第一种情况，当岩浆上升到侵位后，就地发生同化围岩作用时，从边缘到中央，岩浆吸收围岩的物质由多到少至无，成岩后就保存了这种差异，其主要表现是岩相带的分布与围岩的成分有关，随围岩的成分不同而转移。长江中下游某含矿小侵入体就是一个典型例子(图 IV-1-7)。该小侵入体北部和西部围岩为砂页岩，南部和东部为石灰岩。在南部和东部由于同化石灰岩，CaO增加，基性度增高，所以形成较基性的闪长岩，在其西南部为什么与砂页岩接触的也是闪长岩呢？野外调查查明，那里有巨大的石灰岩捕虏体，是同化该捕虏体的结果，岩体的其它部分是与砂

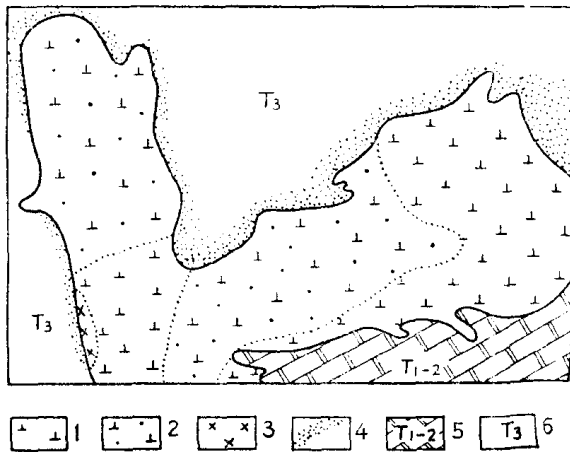


图 IV-1-7 长江中下游某含矿小侵入体中岩石种属分布图

1. 闪长岩； 2. 含石英闪长岩；
3. 更长岩； 4. 角闪岩； 5. 大理岩；
6. 砂页岩。

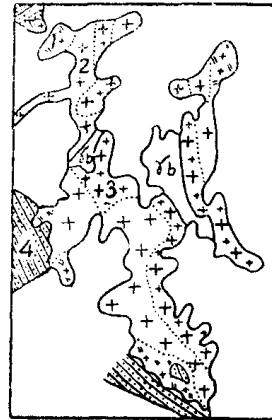


图 IV-1-8 铌花岗岩体地质略图
(据洪文兴等, 1972)

- 1 一边缘带：钠长石化黑磷云母花岗岩； 2 一过渡带：粗粒黑云母花岗岩； 3 一中央带：斑状黑云母花岗岩； 4 一砂页岩； γ_b —第二次侵入细粒黑云母花岗岩。

页岩接触，岩浆同化砂页岩，岩浆中Si、Al增加，所以使形成的岩性偏酸性，为含石英闪长岩。这可清楚看出，岩体相带的分布与围岩有直接关系。至于岩体西南角仅有的一小块更长岩带，作者认为，它与接触的围岩成分无关，是深部同化作用的产物。又如北京花塔岩体也是就地同化作用很好的例子（图IV-1-5）。第二种情况，当岩浆在地下深处发生同化作用，之后上升到侵位，岩浆还未完全均匀化时就冷凝成岩，也可形成渐变的相带，深部同化作用在岩体中的表现是相带的分布与围岩无直接关系。第三种原因，是岩浆期后的气液对侵入体的蚀变作用也可产生不同的岩相带，这是次生的相带，不是原生相带。这种岩相带往往发育在岩体边部或顶部，常常和成矿作用相连系，工作中应特别注意。第四种原因也可能是，比如不同岩系未全部重熔所产生的原始岩浆，其成分本身就不均一而造成的等等。

对于一个具体的侵入体来讲是什么原因形成哪样的相带特征呢？这是研究相带时需要解决的问题之一。还以北京周口店岩体来说明，该岩体具有三个过渡的似同心层状的岩相带，这是就地分异作用的典型特征，但是其边缘带岩性不均一，斑杂构造发育，具有较多的熔化、交代特点的围岩捕虏体，与石灰岩接触处常出现透辉石之类矿物，斜长石呈现复杂的韵律性环带，岩石的微量元素含量（主要是Cr、Ni、Co）与围岩中同类元素含量为正相关关系等等，这些都是就地同化作用的特征。因此，该岩体相带形成的主要原因是就地分异作用，而就地同化作用是次要的，而且仅局限于岩体的边缘带。

岩相带的研究可以帮助确定剥蚀程度、恢复岩体顶面形态，研究同化作用及分异作用，还能直接为找矿服务。例如我国某地铌及稀土矿化花岗岩体，从岩体边缘向中心划分了三个相带（图IV-1-3），经研究发现稀土和铌矿化主要发育在边缘带内及外接触带附近，这就为进一步找矿指明了方向。

二、侵入体原生构造的研究

侵入体的原生构造是指从熔融体开始结晶到完全凝固之前，在侵入体内部产生的构造。侵入体原生构造分为流动构造和原生节理两种。流动构造是岩浆熔融体运动时形成的，原生节理是岩体形成的最后阶段生成的。显然原生构造是岩浆内力作用下而不是在外力影响下产生的。

侵入体流动构造的研究，可以解决岩浆运动方向、岩体与围岩接触面产状及岩体形状、岩体成因、围岩构造等许多地质问题和岩石学问题。这将在有关章节中介绍。

(一) 流动构造

不同侵入体流动构造的明显程度不完全一样。如果岩浆在流动过程中伴随结晶作用，则流动构造就比较明显；如果岩浆为过热状态，在流动时还未结晶，在其侵入后处于宁静状态下才开始晶出，则流动构造不清楚。同一岩体的不同部分，流动构造明显程度也不同，一般靠近接触带，与接触面摩擦力大，流动构造比较明显；而远离接触带则逐渐看不清楚。侵入体的大小、形成深度等也影响流动构造的明显程度，深成相的大侵入体一般不很明显，中深成相的就明显些，而浅成相的小侵入体，一般较清楚，甚至岩体中心流动构造也比较清楚。

流动构造分为流面和流线两种构造

1. 流线构造：在岩浆流动过程中，长形矿物（如角闪石、长石等）及长形捕虏体、析离体遵循流体力学原理，在空间上定向排列，除岩浆通道突然变宽流线垂直流动方向外，一般其长轴方向平行于岩浆流动的方向。因此，一般流线延长的方向就是岩浆流动的方向。但是，只有对流线进行大量的测量以排除流线与其主要方向的偶然误差时，才能把它当作可靠的数据来应用。

2. 流面构造：岩浆中的片状矿物、板状矿物，扁平捕虏体及扁平析离体，还有流层、流带、流纹、以及面状排列的长形物体等，在流动的岩浆中平行于阻力最大的接触面方向排列而呈现的一种面状构造。易于观察的有流层、流带、流纹。流层（层状构造）是一种似层状构造，其特点是不同成份的岩石呈互层状更替，或者是浅色岩石与暗色岩石相互更替，层较稳定，延续较长，各层间产状是整合的，一层弯曲，另一层同样弯曲，接触面凹凸不平现象常常是流层弯曲的原因。流带（又称带状构造）是指某些原生矿物聚集体、析离体沿着流层运动聚集而成的断续平行条带。流带沿走向延续性较差，向两端逐渐尖灭，规模不定，超基性岩中常见流带。流纹见于较酸性、碱性的浅成岩中，尤其边部发育。但大量见到的是定向排列的片状、板状矿物，扁平的捕虏体、析离体，甚至柱状矿物、长石斑晶的面状排列等，不是集中成层或带，而是较均匀分布的一种面状构造。大多数人认为岩浆运动是产生流面构造最重要的原因，它们是岩浆熔融体的缓慢运动与硬体围岩间摩擦的结果。

流面构造只能说明接触面的产状，不能说明岩浆运动的方向，而流线只能反映岩浆流动的方向，不能说明接触面的产状。因此在研究岩浆的流动构造时，流面和流线都要研究。在流面和流线同时出现的地方，一般流线照例是分布于流面上，所以，在测量流动构造时，总是先找流面，然后在流面上再找流线，最后分别测量其产状（图Ⅳ-1-9）。

3. 流线和流面的测量方法及表示方法：一般来说，流动构造在超基性、基性和碱性岩中发育，而在花岗岩类岩体中清楚度较差，但是，根据其黑云母、钾长石、捕虏体等，在花岗岩类岩体中仔细观察，多数还是可以清楚看出流动构造的。应当指出，在一个露头上只有对流动构造进行大量的测定（约 100 次以上），才能取得供统计用的资料，才能获得客观的结论。

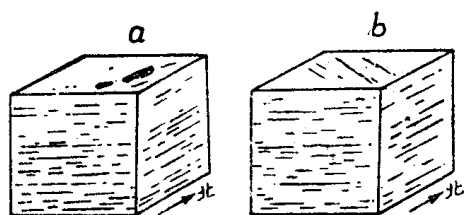


图 IV-1-9 流线与流面

a-流面水平，流线走向NE；
b-流面水平，流线走向NW

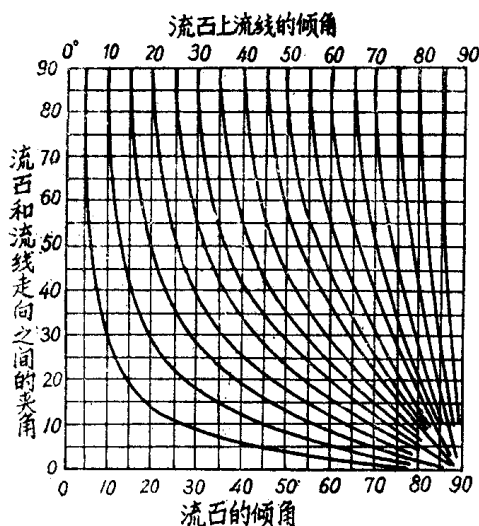


图 IV-1-10 根据流面的倾角和流面的走向与流线斜方位角之间的夹角来确定流线倾角的图表

(根据Цалман)

流面构造用走向、倾向和倾角表示，其测量方法和测量地层产状的方法完全相同，此处不再赘述。一般用 $\angle 25^\circ$ 表示，线段表示走向，黑三角尖表示倾向，数字表示倾角。

流线产状也用线的走向、倾向和倾角来表示，但线的产状和面的产状概念是有区别的。流线的走向是指包含该流线的直立面的走向方位角，倾向指流线的倾斜方位角，倾角是指流线与水平面的夹角。流面的倾角好测量，流线的倾角测量比较困难，一般通过查图 IV-1-10 就可求得。图 IV-1-10 上横坐标是流面的倾角，纵坐标是流面走向方位角与流线走向方位角之间的夹角，顶部的横坐标表示流线的倾角大小。如果知道流面的倾角，又知道流面走向与流线走向之间的夹角，这两个数据在图上相交于一点，根据此交点顺着图中的曲线（或内插曲线）就可确定流线的倾角。

在一个露头上流面和流线同时发育的情况不多，如果仅发育流线，在测量流线时，必须选择空间位置清楚的来测量，测量方法如下：站在具有流线的露头之上，使罗盘保持水平，并使罗盘上刻着 NS 的刻度线与流线延长方向重合（即 SN 刻度线与流线位于同一个直立平面内），同时用罗盘上刻“N”一端指向流线倾斜的方向，这时罗盘上北针的方位角就是流线的走向和倾向。再使罗盘的一个边平行流线，罗盘又保持直立位置，罗盘上下垂针的读数就是流线的倾角。

流线在图上的表示方法有三种。一是用线段的长短来表示，线段延长方向是其走向，水平流线用 1cm 长表示，倾角 45° 的流线用 0.5cm 长的线段表示，直立的流线用点表示（图 IV-1-11）。另一种用箭头表示，线段延

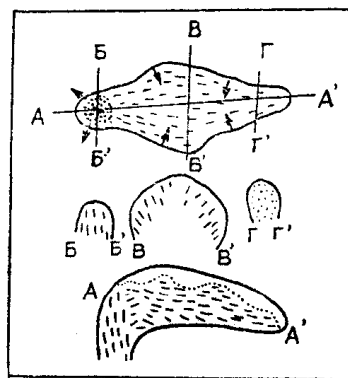
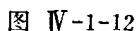


图 IV-1-11 线状矿物空间投影的平面图及剖面图



1-中奥陶统 2-二长闪长岩类岩体 3-统计测量的流线走向
4-统计测量的流线倾向 5-直接测量的流线产状 6-理想流线

布，弧顶按顺时针方向凸出和具有向岩体中心收敛的趋向，而流线的倾向（仅有几个测点）往相反方向倾斜。作者指出，如果流线倾斜的反方向是岩浆流动的前进方向，那么，可以认为，当时岩浆的运动形式是一个顺时针向心向上“旋流”前进的。作者以此岩浆运动形式——“旋流”，完美地解释了“K山”矿田围岩中展现的旋卷构造体系的成因（图IV-1-13），也即围岩旋卷构造体系的形成与“K山岩体”的岩浆运动形式有成因联系。因此，侵入体流线的研究，不仅可以了解岩浆的运动状态、上升通道、岩浆流动方向，而且能够予示围岩的构造形式，还能揭示某些矿床的分布规律。

至于流面构造，它总是平行于岩体的接触面，其最大实际意义在于，根据流面构造的产状，可以确定岩体的接触面产状和恢复岩体的形状。对于不同高度上流面构造的观察更应注意，因为据此可以推断岩体接触面及岩体形态随深度不同而发生的变化。

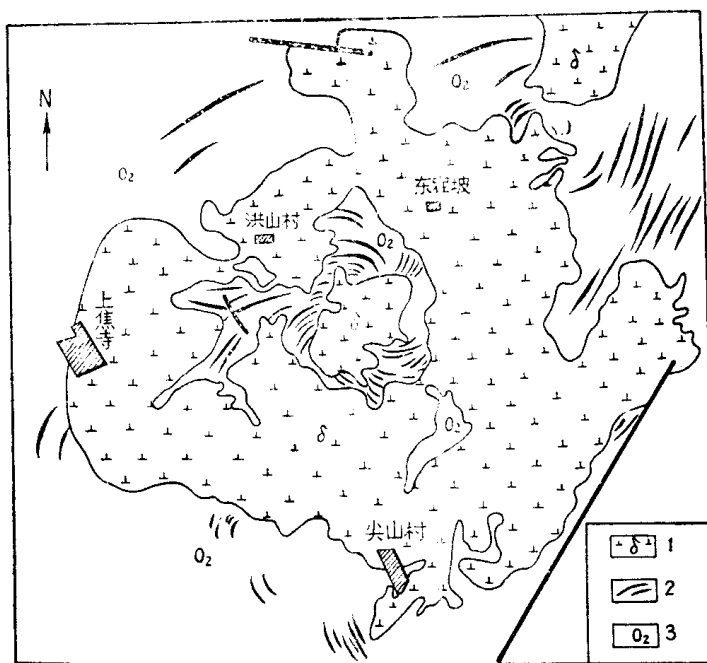


图 IV-1-13 河北省南部K山矿田构造示意图

(据华北地质科学研究所)

1-闪长岩-二长岩; 2-背斜及向斜; 3-中奥陶统

(二)原生节理

原生节理产生于侵入体形成的最后阶段，从熔融体完全固结到固结岩体完全冷却这段时间内形成。原生节理形成的原因，至今还没有完全认识清楚，多数人认为它与岩体的冷却收缩有关。

原生节理与流动构造密切相关，早已被人们的大量观察所证明。根据它与流动构造的关系，最明显地可分为以下三种主要原生节理系（图IV-1-14）。

1. L节理——层节理。平行于流面方向，也与接触面平行。层节理常较平滑，可有一些岩脉或矿脉充填。

2. Q节理——横节理。与流线方向垂直。这种节理直而长，节理面粗糙，时常充填岩脉和矿脉。

3. S节理——纵节理。平行于流线方向，同时又垂直于层节理和横节理。一般没有岩脉或矿脉充填，如果有，则比起Q节理大为逊色。有人在拉乌基茨岩体中统计过，57%的岩墙是在横节理中，只有13%的岩墙在纵节理中。

L、S和Q三组原生节理是彼此互相垂直的三组节理，它们与流动构造有一定对应关系。如在北京房山岩体边缘带这种关系很清楚（图IV-1-15）。

除这三组节理外，还有斜节理（D节理）。斜节理组成X形，与接触面斜交，多

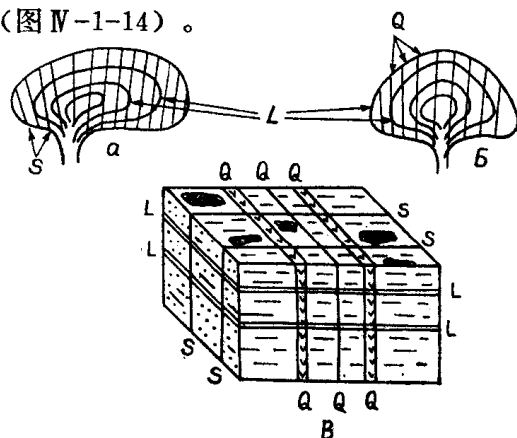


图 IV-1-14 花岗岩的流线构造与原生节理的关系

a. 侵入体的纵剖面; b. 侵入体的横剖面;
B. 侵入体上部的构造块。原生节理: L-层节理;
S-纵节理; Q-被岩脉或矿脉充填的横节理
(据苏联1:5万区测指南略加修改, 1974)