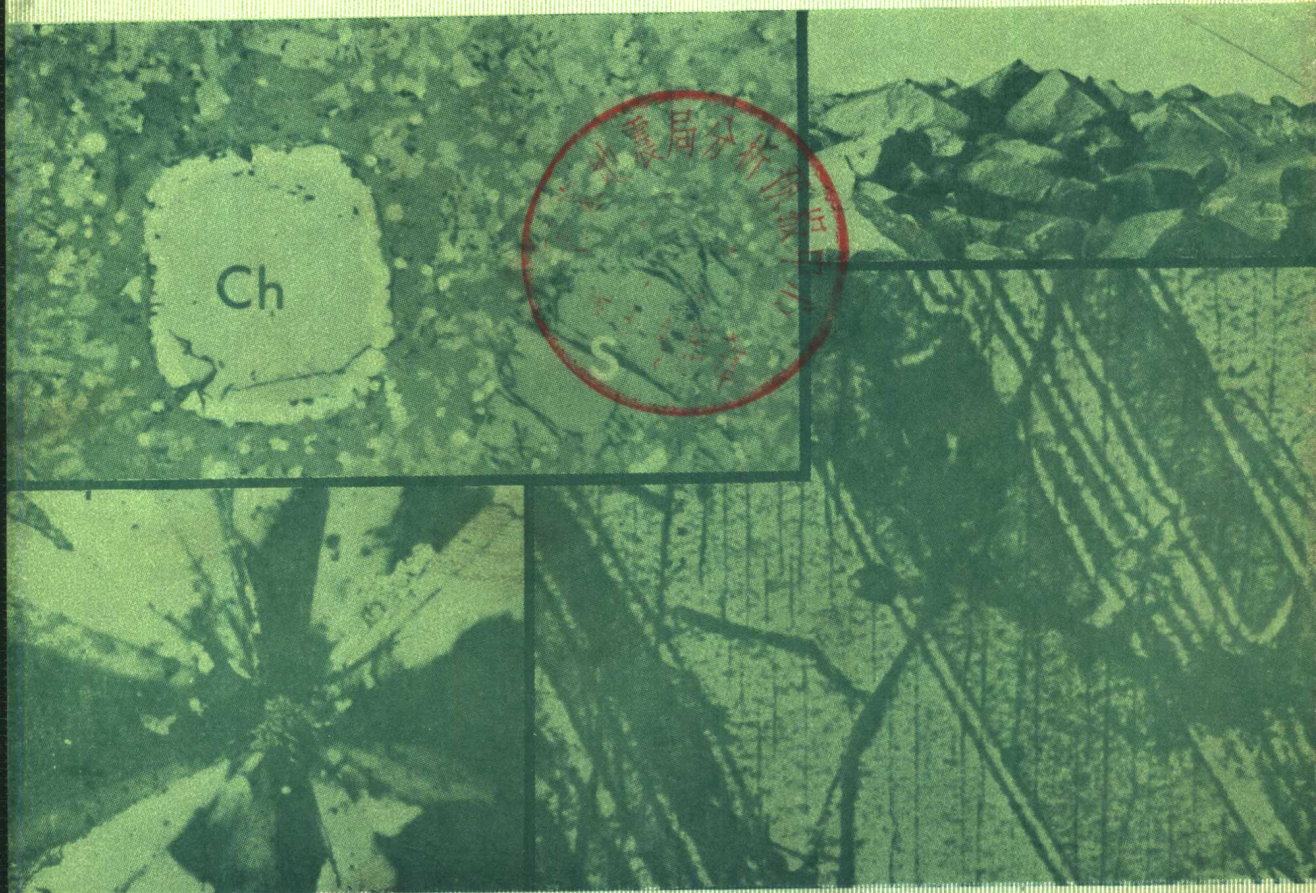


56.7345
04918

S. S. 奥古士梯蒂斯 著

玄武岩结构图册 及其成因意义



地质出版社

玄武岩结构图册及其成因意义

S. S. 奥古士梯蒂斯 著

路凤香 鄂莫岚 莫宣学 译

邓晋福 赵崇贺

夏卫华 马 帆 校

地质出版社

Atlas of The Textural Patterns of
Basalts and Their Genetic Significance

S. S. Augustithis

Elsevier Scientific Publishing Company
Amsterdam-Oxford-New York 1978

玄武岩结构图册及其成因意义

S. S. 奥古士梯蒂斯 著

路凤香 鄂莫岚 莫宜学 邓晋福 赵崇贺 译
夏卫华 马 帆 校

地质矿产部书刊编辑室编辑

责任编辑：马志先

地质出版社出版

(北京西四)

地质出版社印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本：787×1092¹/₁₆ 印张：20³/₄ 字数：480,000

1983年11月北京第一版·1983年11月北京第一次印刷

印数：1—1,900册 定价：8.00元

统一书号：15038·新 929

56.7345
04918

目 录

序言.....	1
第一章 全球玄武岩的分布和大地构造假说.....	2
第一节 与玄武岩火山作用有关的大地构造特征.....	2
第二章 东非和埃塞俄比亚火山岩系是地表上主要玄武岩喷发的一个模式.....	5
第三章 玄武岩的构造.....	7
第一节 柱状节理 (柱状玄武岩)	7
第二节 固结作用形成的玄武岩的构造 (绳状和块状熔岩—火成碎屑物—枕状熔岩).....	7
第三节 玄武岩的多孔构造 (气孔)	8
第四节 集合体构造 (或聚晶)	9
第四章 玄武岩中的橄榄石.....	10
第五章 地幔岩石学 (玄武岩带上来的地幔碎块的岩石学)	12
第一节 幔源碎块 (捕虏体) 和玄武岩质熔浆间的岩浆熔蚀, 反应构造和交生.....	14
第六章 火山岩中“捕虏体”的对比表及其岩石成因意义.....	17
第七章 辉长岩质的下地壳 (原生岩)	29
第八章 玄武岩中的辉石 (普通辉石) 斑晶.....	30
第一节 振荡型普通辉石环带.....	31
第二节 普通辉石生长中的不规则性.....	32
第三节 玄武质普通辉石中的振荡环带和“砂钟构造”	33
第四节 玄武岩中的普通辉石大斑晶的双晶.....	34
第五节 聚片双晶的不规则性.....	34
第六节 环带与双晶.....	35
第七节 晶体解理与双晶的关系.....	35
第九章 辉石后成变晶 (teco blasts) 和晚期相的辉石生长.....	36
第十章 斜长石后成变晶 (teco blasts)	37
第十一章 玄武岩中斜长石斑晶的振荡型环带.....	40
第一节 斜长石斑晶的振荡型环带的成因讨论.....	41
第十二章 玄武岩中普通辉石和斜长石的变形作用.....	42
第十三章 玄武岩中斜长石的胶状晶体 (collocrysts) 和玄武质岩石的类型.....	43
第一节 玄武岩中斜长石的胶状晶体.....	43
第二节 胶状环带进而转变为晶体环带.....	44

第三节	在胶状晶体中聚片双晶的发育	44
第四节	包含一个先形成的斜长石相的胶状似变晶	45
第五节	在玻璃质胶体基质中的斜长石斑晶	46
第十四章	白榴石后成变晶	48
第十五章	玄武岩中的角闪石、黑云母和磁铁矿斑晶	49
第一节	玄武岩中的角闪石和黑云母斑晶	49
第二节	玄武岩中的磁铁矿斑晶	49
第十六章	玄武岩的基质	51
第一节	流动结构	51
第二节	晶内穿插(辉绿)和吞蚀交生结构	52
第三节	间片结构到显微辉绿结构和显微辉长辉绿结构	53
第四节	辉石、橄榄石和磁铁矿的局部集中(topo-concentration)	54
第五节	玄武岩基质的放射状和球状结构	55
第六节	玻璃-胶体发雏晶, 玻璃状非晶质和未分异的玄武岩基质	55
第十七章	基质与斜长石、辉石、橄榄石斑晶的关系	56
第一节	沿着双晶、环带或晶体中可透性较大的方向侵入斑晶的基质	56
第二节	熔浆的晶内穿插作用(穿插路线通过一个斑晶)	56
第三节	斑晶与基质间的反应	57
第四节	被裹入斑晶中或被其外生长带吞蚀的基质组分	58
第十八章	玄武岩中的磷灰石及其岩石成因意义	59
第一节	玄武岩中变晶成因的磷灰石	60
第十九章	玄武岩中的花斑状石英	62
第一节	玄武岩中同白榴石和辉石斑晶交生的花斑状石英	63
第二十章	橄榄石的蚀变和风化	64
第一节	伊丁石化	65
第二十一章	普通辉石、斜长石和玄武基质的蚀变	68
第二十二章	玄武岩的风化作用和风化型式(玄武岩的红土覆盖层)	69
第一节	"Sonnensbrenner(日炙)效应"	69
第二十三章	孔隙充填物(杏仁状充填物)	71
第二十四章	玄武岩的变质作用和退化变质作用	73
第二十五章	玄武岩中痕量元素的岩石成因意义	74
第二十六章	地质螺旋线(spiral)和玄武岩的意义(从"玄武岩原始地壳"开始的地球历史)	77
第二十七章	玄武岩的分类和定义	79
第二十八章	玄武岩岩浆结晶作用的Bowen-Niggli物理化学原则的讨论	82
第二十九章	Barth关于玄武岩熔岩结晶作用的假说	93
第三十章	玄武岩岩浆结晶作用的现代假说	94
第三十一章	火山岩演化系列和火山岩省(玄武岩分异系列)	96
第三十二章	产生玄武岩岩浆的物质来源和深度	98

第三十三章	玄武岩及其伴生岩石中同化作用的意义	102
第三十四章	月球玄武岩和地球玄武岩的对比	104
第一节	月球和地球岩石的连续结晶作用概念	104
第二节	月球和地球玄武岩的钛含量	105
第三节	月岩和相应的地球岩石中的 Eu(铕)	107
第四节	月球标本 (阿波罗11) 与地球相应物的地球化学对比	107
图版		109
参考文献		314

序 言

尽管有大量关于玄武岩的文章（据作者所知，最近15年发表的直接或间接研究玄武岩的文章至少有 2000 篇），但有关玄武岩结构的报导则是一个空白。本图册的目的是列出玄武岩的最重要和最普遍的结构及其成因意义。

对玄武岩的研究经历了本世纪初的显微镜时代和物理-化学的探讨（1914—1960），现在对玄武岩的研究已进入到与地幔计划和板块构造假说的直接内在联系的阶段。

可是，直到现在仍强调玄武岩的化学组成和玄武岩熔浆或者说得更确切些，近似玄武岩组成的人工熔浆的物理-化学性质的了解，而没有把玄武岩的结构作为了解玄武岩矿物组分的结晶顺序和解释玄武岩成因的一个决定性的标志。

然而与此盛行的趋势相对照，并且考虑在玄武岩问题上物理化学研究的贡献，现在对玄武岩结构的研究与鲍文的连续和不连续反应系列，分离结晶作用和玄武岩岩浆分异作用有矛盾。

因此，把重点放在“比较分析”的方法，即比较结构的形态和它们在玄武岩中的成因意义。我们相信从玄武岩的内部矿物关系的研究中能了解很多东西。

为了研究玄武岩的结构，作者利用了四分之一世纪多的时间搜集的材料，也搜集了同事们从遍及全球的主要玄武岩产地寄送来的材料。作者特别感谢以下同事们的热诚帮助：

Prof. Ananda Deb Mukherjee (印度); Dr. Aronis, G. (希腊); Prof. Alfredo San Miguel Arribas (西班牙); Dr. Backström, J. W. Von (南非); Dr. Beernevey, R. S. (印度); Dr. Einarson, G (加拿大); Mr. Gregory, Bottley and co. (英国); Prof. Grigoriev, D. (苏联); Dr. Kochhar Naresh (印度); Dipl. Geol. Krantz Renata (德国); Prof. Manos, C. (美国); Dr. Malpas, J. (加拿大); Prof. Mattoso (巴西); Dr. McIver, J. R. (南非); Dr. Milnes, A. R. (澳大利亚); Dr. Minatidis, D. (加拿大); Prof. Mücke Aino (德国); Prof. Pande, J. C. (印度); Mr. Perissoratis, C. (美国); Prof. Seeliger, E. (德国); Dr. Shimizu Terno (日本); Starke and Co. (印度); Dr. Strong, D. (加拿大); Dr. Venter, T. A. (南非); Prof. Vincent Ewart Albert (英国); Ward, J. and Associates (美国)。

第一章 全球玄武岩的分布和大地构造假说

在美国西北部的哥伦比亚和斯内克河地区,印度的德干,南美的巴拉那,蒙古,西伯利亚,阿拉伯和叙利亚,埃塞俄比亚,维多利亚瀑布周围,沿纳塔尔的德雷肯斯山脉和澳大利亚的一部分都覆盖着大面积的巨厚的玄武岩。见图 1a, b, c, d 和 e。

Barth (1952), Krishnan (1961), Schneider (1964), Holmes (1965) 和 Sviatlovsky (1975) 讨论过玄武岩的全球分布。

除了这些大陆玄武岩外,玄武岩还延伸到大部分洋底并形成洋脊。

全球玄武岩的分布直接地或间接地与全球大地构造有关。为了了解玄武岩的产状与分布,曾提出了几种大地构造假说。

Menard (1958, 1960, 1969), Heezen 等 (1959), Eaton 和 Murata (1960), Joplin (1960), Krishnan (1961), Hess (1962), Bankwitz (1964), Van Bemmelen (1966), Vine (1966), Borchert (1967), Bjornson (1967), Rance (1967), Rittmann (1967, 1969), O'Hara (1968), Isacks 等 (1968), Van Andel (1968), Bullard (1969), Mitchell 和 Bell (1970) 和 Sviatlovsky (1975) 曾讨论过玄武岩与大地构造特征的关系。

许多著名的文章和专著不是研究了特有的大地构造特征就是研究它的遍及全球的格局。有几篇文章特别研究了阿尔卑斯造山带或它的一部分,例如 Staub (1924), Scheidegger (1953), Benioff (1954), St. Amant (1957) 和 Ilic (1967) 的文章。

同样,一些著名的论文讨论了裂谷,它们的分布和成因等,例如 Gregory (1896, 1920, 1921), Rüter (1932), Willis (1936), Dixey (1956), UMC/UNESCO 的报告 (Nairobi 在东非裂谷系研究班上作的, 1965), Vine (1966), Wilson (1966, 1967), 由 Illies 和 Mueller 编辑的“地堑问题”, Girdler (1971), Artemjev 和 Artyushkov (1971) 和 “The Afar” (1975)。

地球的大地构造特征与地幔是联系的,这一认识导致一个广阔研究领域的发展,即国际范围的地幔研究计划。

下列作者研究了地幔在了解大地构造特征和火山作用中的重要性: Rittman (1958), Uffen (1959), Bose (1967), Jackson (1968), Ryall and Bennett (1968), Schreyer (1969), Andersen (1970), Bott (1971, a, b, c) 和“地幔计划”,德意志研究协会 (1972)。

第一节 与玄武岩火山作用有关的大地构造特征

(a) 活动带 同造山期玄武岩喷发的这种火山作用在地槽演化期与地槽旋迴有关;而且,在此期可发生地幔的活化或地幔的底辟作用。

大陆基底是由连续不断的造山带的残余的根构成。最知名和出露最好的造山带是最年青的,它包括环绕地球的两个大圈;一个是完整的环太平洋圈;另一个是与它成直角相交

的圈,从东边的印度尼西亚开始延伸经喜马拉雅山和阿尔卑斯山到比利牛斯山和大西洋岸的阿特拉斯山。据地震和火山活动表明,这两个带现在是地壳中最主要的不稳定区。与造山带有内部联系的是蛇绿岩套的岩石,主要包括同造山期的火山作用和地幔底辟作用。最普遍的同造山期喷出岩是辉绿岩和粗玄岩,它们被认为是似玄武岩类。

(b) 岛弧 据 Krishnan (1961), 岛弧是扩张的或滑动的大陆在大洋地区的显露。岛弧的明显特征是:呈弧状排列的一系列岛屿,在大洋一边是狭窄的深沟;在某些情况下可发现半出露的一系列岛屿。(此带显示大的负重力异常,在此带100多公里外是活动火山带,其下为一个浅震源带);在活动火山带之外100或150公里为一包括较老火山的第二个山脊;再向外是一个相当宽广的深地震带(此带在海沟之外约600—800公里)。火山作用与岛弧有联系。

(c) 洋中脊^① 海洋学的研究确定,大西洋中脊是环绕全球的一个连续的形貌(图3)。

洋中脊在特征上有某些差别,它可以分为三个类型。第一个类型是具崎岖中央脊的和纵断裂的“侧翼地区”的广阔山脉。中央脊在它的顶部显示一个几乎连续的裂谷,约5—10公里宽和2—3公里深(类似于东非裂谷的同样成因)。大西洋中脊和印度洋中脊是第一类型洋中脊的例子。应当指出,Carlsberg脊(印度洋中脊的延伸)其西北端没入红海大裂谷。洋脊主要由玄武岩组成,但也发现蛇纹石化和角砾化的橄榄石岩。

第二类型是南太平洋中的 Easter Island 隆起,它是一个宽超过3000公里的巨大地形。它的形成或者可以是洋壳的水平挤压而产生一个像穹窿的形态所致,或者与地壳下上升的热对流有关。虽然在它的顶部(脊)显示地震活动和偶然的火山岛屿,但它没有裂谷。

第三个类型的洋脊系是在中太平洋,它较狭窄及较陡,其上散布有许多的平顶山及平顶的桌子山。

中太平洋和北太平洋的东部被一系列大断裂带切割,此断裂带从北美和中美沿岸延伸入太平洋盆地3000—5000公里。断层表现陡崖,高1000—1500米。在某些部位这些断裂带显示为“地堑”,地堑的底已下沉。沿这些断层,有一些清楚的火山和偶见的桌子山。中太平洋和北太平洋的洋中脊和断裂带主要在白垩纪或稍晚时期曾是火山活动的地区。除夏威夷群岛外,这种火山活动已经完全停止了。

(d) 洋壳 另一个广阔的玄武岩区是洋壳。在大洋深部地区的洋壳厚度为5—7公里。实际上,除了覆盖玄武岩之上0.5—0.1公里厚的沉积物之外,它们通常都是大洋玄武岩。

据地震资料而确知大洋盆地中有山的地区,其地壳厚度比通常的洋壳厚,但全部物质是玄武质的。玄武岩的较低部位(其P波波速为7.5公里/秒)经常过渡为地幔岩,因此,在此情况下地壳与地幔间没有清楚的界线。

(e) 断裂系^② 是大地构造的形迹,它与大量玄武岩喷发共生。根据玄武岩的分

① 在大洋中有形成洋中脊和隆起的大山系。但是也有形成深海底的巨大平面,这种大面积的平原在陆地上是没有的。

② 裂谷,例如,Carlsberg洋脊,南和北大西洋中脊,东太平洋隆起,东非大断裂(Gregory's裂谷),博茨瓦纳,澳大利亚和南极裂谷,还有莱茵地堑和贝加尔裂谷。

布, 东非玄武岩被与大裂谷的构造有关。同样, 玄武岩喷发与莱茵地堑有关。作为一个推论, 应当指出, 大西洋中脊和印度洋中脊具有裂谷系, Carlsberg 洋脊消失到大的红海裂谷中。

Wilson (1967) 认为主要的裂谷系沿洋中脊分布。从侏罗纪末, 明显的断裂就已形成了大西洋, 印度洋和南部大洋及太平洋东南半部, 这些裂谷沿山脊有几英里宽, 是扩张作用的最晚期表现。红海断裂是大洋扩张的一个初始相 (当然这就承认大陆漂移及非洲和亚洲克拉通的迁移), 这种解释支持了 Tuzo Wilson 的假说。

大地构造外貌不代表孤立的构造或事件; 它们作为大洋下的大地构造外貌延伸到陆地范围之外; 它们是全球构造模式的一部分; 这些认识揭开了一个新的时代。

由于地质学、大地测量学、地球物理学、构造物理学和地球动力学知识的增加, 关于地壳和地幔的概念迅速地发生了变化。为了适应不断增加的知识, 不断出现一些新的假说来解释新的现象和修正旧的概念。

下面是一些涉及“大陆漂移假说”的出版物的作者: Wegener (1924), Runcorn (1962), Blackett 等 (1965), Vine (1966), Wilson (1966) 和 Belousov (1967, 1969)。承认大陆漂移假说的再生并考虑大量的地球物理资料, Le Pichon (1968), Morgan (1971) 和其它学者提出板块构造假说。

而且, 不少出版物根据板块构造假说试图解释大地构造外貌及现象, 其中有如下学者: Carey (1958), Dietz (1961, 1963), Le Pichon (1968, 1969, 1970), Tazieff (1968, 1970), Francis (1969), Barker (1970), Dird and Dewey (1970), Dewey and Horsfield (1970), Dewey and Bird (1970), Freund (1970), McKenzie (1970), Larson and Chase (1970), Borcaletti 等人 (1971), Coleman (1971), Herron (1972), Le Pichon 等人 (1973)。

图 4 是板块构造的一个略图 (据皮琼和默尔根)。

根据板块构造假说, 造山带、洋中脊和断裂系可代表相邻构造板块连接处的地表显示。在这个基础上, 地球的大多数大地构造特征可以得到似乎合理的解释。正如已指出的, 玄武岩喷发与裂谷系、洋中脊和造山带的联系是与玄武岩沿相邻板块连接处喷发的假说相一致的。据此假说, 对东非玄武岩与东非大断裂共生, 对莱茵地堑玄武岩, 对同造山期的玄武岩岩流 (蛇绿岩) 等等可提供一种解释。

相反, 由于考虑到一些大面积的玄武岩覆盖, 例如美国西北部的哥伦比亚和斯内克河地区的高原玄武岩, 德干高原暗色岩系, 巴西的巴拉那玄武岩, 西伯利亚和蒙古的玄武岩, 纳塔尔的德雷肯斯山的玄武岩和埃塞俄比亚高原玄武岩。所有这些地区都在构造板块内, 与相邻的构造边缘无关。依作者的意见, 板块构造假说 (即喷发沿相邻构造板块联结处) 对这些大量的玄武岩覆盖没有提供一个满意的解释。

第二章 东非和埃塞俄比亚火山岩系是 地表上主要玄武岩喷发的一个模式

从红海开始的东非火山作用，波及埃塞俄比亚高原的大部分和索马里-哈拉高原，而且这个火山作用与大裂谷的断层和裂隙密切相关。玄武岩占据大裂谷的大部分。Illy 的图，图1d，表示东非基性火山岩的分布。

在基性火山岩占据的广大地区，从地貌上可区分两个清楚的二级地形，高原和大裂谷。

埃塞俄比亚高原是一个二级地形的典型例子，它被青尼罗河水系（一个再生的水系）吸干。青尼罗河流域的外貌是被河流切割的一系列峡谷，它们为了解玄武岩岩流的顺序和厚度提供了极好的横剖面。埃塞俄比亚高原的外貌也以孤山和残留山为特征（见图19和20）。埃塞俄比亚暗色岩系表示在图21中，它沿 Lalibela 峡谷（为青尼罗河的一个支流）被揭露。相反，图352表示一个峡谷-阶地，约600—700米厚的玄武岩被Mugher峡谷（青尼罗河的另一个支流）所切割。在Mugher峡谷的上部，玄武质暗色岩系覆盖了白垩纪砂岩（如图22所示）。图24表示青尼罗河峡谷中建造系的一个模式，这个建造系从顶部到底部由三叠纪^①砂岩，Antallo石灰岩（Mugher横剖面中的白垩纪砂岩（图22）在玄武岩系以前就被侵蚀掉）组成，玄武质暗色岩又覆盖在上面。玄武岩的侵蚀阶地示于图25。多次的大面积的拉斑玄武岩岩流（如沿青尼罗峡谷所揭露）是一个第三级的地形，它代表高原玄武岩的典型图象（图26）。

在玄武质暗色岩建造中的沉积建造，如夹层砂岩，表示局部发育的湖泊相环境（图28）；燧石层也是玄武质岩流内的局部夹层（图29）。1959—1960年对青尼罗河峡谷的一次广泛勘察（水资源专门计划），未看到较多的穿过玄武岩覆盖下的石灰岩和砂岩的岩墙，当沉积建造沿青尼罗河峡谷被揭露时，除了切过玄武岩覆盖下的沉积物的岩颈外，没有玄武质岩流的补给通道（图24）。此外，已知有穿过前寒武纪基底并充当玄武质岩流的补给通道的玄武质岩颈，示于图30和31。高原火山作用，通过许多火山活动的中心，经常耸出于高原的一般高度之上，或突出为易辨认的岩颈。此外，在某些情况下，岩墙群可认为是玄武质岩流的补给通道。

下面将讨论埃塞俄比亚裂谷的裂谷火山作用与断层和裂隙线的相互关系的一些例子。

与拉斑玄武岩系占优势和主要由多次的大量玄武岩岩流组成的暗色岩系的高原不一样（图21，22，26），埃塞俄比亚断裂的火山活动与裂谷的构造有关。

火山作用和地质构造特征（如断层线和裂隙）间的内部关系可由火山的分布，如Bishufto火山线（图32和33）特征性地表现出来。如图5所示，图35、36、37、38、23中的火山岩属于Dallol火山线（1964年首先由Augustithis报导，——埃塞俄比亚政府，矿业部的文卷）。概略图（图5）及照片中的某些火山锥被硫磺浸满，熔融的盐从一个火山口

① 原文为二叠纪，但图24中为三叠纪，按层序应为三叠纪——校注。

流出，表明由于穿过蒸发岩系的火山活动而发生了Dallol 蒸发岩的大规模混染作用。

Tazietf (1970) 叙述了 Borale Ale, Dankalia 地区的断裂和溢出熔岩间相互关系的最有力的证据 (图40)。同样，图 39 表示火山作用和裂谷裂隙间的相互关系。

相反，在埃塞俄比亚断裂边缘的Debra Sina 地区的橄榄玄武岩岩流是阶梯状断层(图 44)。同样，图 41 说明断裂内火山的阶梯状断层。

如所指出的，火山作用与大裂谷的主要断层线有关。图42表示部分埃塞俄比亚断裂的构造图，此断裂具特殊的大地构造意义；图 2 表示断层主要有三个方向，它相应于红海断层，Carlsberg 洋脊和 Owen 的裂隙。

第三章 玄武岩的构造

第一节 柱状节理（柱状玄武岩）

过去认为玄武岩的柱状构造是从溶液中结晶的柱状晶体。这种解释直到它被驳倒为止曾统治了若干年[Trembley(1656), Henckel(1725) 和 Welch(1764)]。

霍姆斯曾指出泥裂和玄武岩柱状构造间的相似性，并推测冷却收缩是玄武岩柱形成的机制。霍姆斯在讨论玄武岩中柱状构造发育的机制时，叙述如下：

“当一块热而均一的岩石在某一平面表面均匀冷却时，整个表面在所有方向的收缩是相等的。从力学上看这种条件与收缩作用朝向一系列等空间的每个中心是相似的。这些中心（如图9中的C₁, C₂, C₃等）形成等边三角形的角，理论上讲这是唯一可能的排列。在断裂时，任何已知中心C和那些最靠近它的中心（如1—6）之间的距离应当是这样的，即沿着如C—1线的收缩恰好超过岩石的抗张强度。然后在C和1间的一半处形成一个张裂隙并与C—1线成直角。当每个中心被六个其它中心（图9中的1—6）包围时，合成的裂隙系是六边形的。一旦一个裂隙发生在冷岩层的某处，中心的位置就确定了，同时在整个岩层中布满相同形状的六边形裂隙（图9）。当冷却进行到岩块中，裂隙向内生长与冷却表面成直角，并将岩块分成六边形的柱”。

除六边柱状构造外，也有三边和八边的柱。Sirin (1962) 描述了Kamchatka岩流中的圆柱状的柱。格陵兰草原的三边柱状构造（格陵兰的三边长柱玄武岩）的直径是从60厘米到3厘米（图354）。除玄武岩中普遍的柱状构造外，当火山灰冷却收缩时，在其中可形成相类似的构造。

野外研究表明，玄武岩的柱状构造经常发育在岩流中部，而在顶部和底部多孔状玄武岩占优势（图43），最明显的柱状构造发育在玄武岩的火山颈中（图46）。

据 Symons (1967) 在矿物学和岩石学方面的研究表明，一个单一柱的玄武岩在密度，颗粒大小和矿物含量上没有变化；与柱的形状有关的系统变化，约40%表现在剩磁强度，磁滞和热磁性上，反映钛磁铁矿中O和Ti含量的系统变化。

Symons 推测不断收缩是柱的形成机制。

第二节 固结作用形成的玄武岩的构造 （绳状和块状熔岩—火成碎屑物—枕状熔岩）

溢出的玄武质岩流的表面构造取决于玄武岩熔浆固结的条件。有两个主要类型的表面固结构造：绳状（Pahoehoe）熔岩，图45和Aa-型块状熔岩），图91和90。

据 Washington (1923)，两种类型的形成条件如下。Aa-型（块状熔岩）是富含气体的，具少量大的多孔状气孔和少量玻璃，它流动快和贫FeO。相反，绳状（Pahoehoe）

熔岩是贫气体的，有许多小的多孔状气孔，大量的玻璃，流动慢和较富含FeO。

必须指出，Aa-型（渣块熔岩）的温度和粘度低，并且结晶快。许多气孔与晶体接触并由于高的流动性而结合成较大的气孔。当气体逸出和发生完全结晶作用时，温度和流动性的降低最初较慢，后来就快了。

与此相反，绳状（Pahoehoe）熔岩温度高和流出快。气体迅速跑出伴随着流动性明显地降低，结果形成玻璃。在这个条件下，结果形成许多小气孔。

与基性玄武熔岩不一样，酸性熔岩在固结时由于形成外壳而导致火山气孔的形成，如大裂谷的埃塞俄比亚部分的 Matahara 地区的碱流岩岩流所表示的（图27）。

特别有趣的是玄武质火成碎屑物，它们或者与火山灰互层（图47），或者是被包在较小的火成碎屑物中的玄武质的喷出火山渣“弹”（图49）。火成碎屑“喷出物”具有火山渣的性质，其中气孔的含量高这是与固结作用的大气环境相符。

与主要依赖于喷出的玄武质的物质组成的构造不一样，最特征的构造是玄武岩在水下条件喷出形成的构造。许多研究者详细研究了枕状熔岩和伴生的球状物（例如，Gass, 1958; Alsax, 1959; Bloxam, 1960; Wilson, 1966; Hopgood, 1963; Duffield, 1966; 和 Rossy, 1969）。

Dahm (1967) 对枕状熔岩进行了开创性的工作，他叙述了一个有趣的现象，现引证如下：“枕状熔岩通常发育于基性和中性熔岩中，但也发现酸性成分的枕状熔岩”。

枕状熔岩解释为水下喷发，水下喷发的球状构造也认为是炽热熔浆与水蒸气相互作用的结果，经常环绕枕状熔岩的典型的暗色层（见图50）是归因于熔岩的突然冷却。暗色层最初是玻璃，后来转变为绿泥石。

在枕状构造的中心部分或有时在其边部的杏仁状孔洞最可能是气体逃逸形成的（即气孔）；相反，由枕状构造中心部分向外的放射状裂隙最可能是归因于收缩作用。

当熔浆进入到湿的、尚未固结的沉积物中时，可形成上述同样的球状构造。图51、52、55说明了枕状熔岩和水下形成物的形状及构造特征。

在“枕”之间及枕内的杏仁和裂隙间可充填绿泥石、方解石或偶尔有玉髓。

第三节 玄武岩的多孔构造（气孔）

玄武质火山渣，通常还有玄武质岩流的顶部和底部及喷出的玄武质火山弹经常以多孔状构造为特征（气孔），在孔洞极多时使得玄武岩具海绵状外貌。图54表示发育在玄武岩流顶部和底部的多孔状构造。而且，气孔的形状经常取决于熔岩的流动方向。

多孔构造现象基本上依赖于气体的逸出，同时已结晶的斑晶的存在对它们有影响。图56、57、58表示主要依赖于气体逸出的多孔构造的形状。相反，气孔的形状可受已结晶的橄榄石斑晶的影响（图59和60）。

同样，辉石斑晶也可对气孔形状有影响（图61和62）。此外，早结晶的磁铁矿也影响气孔的形状（图69）。除这些早结晶矿物预料将影响气孔的形状外，基质中也会部分地出现板条状斜长石，它们象已形成的晶体一样将影响气孔的形状（图48）。晚期相斜长石胶状晶体也说明它是早期多孔构造，它的存在影响气孔的形状（图64）。

正如预料的，气体的逸出影响气孔的形状和孔壁。有时，气体逸出产生一种前进的气

体前锋，它进入相邻的橄榄石斑晶中并引起变化（图65和图63）。

气体逸出对相邻斑晶的影响不仅表现在晶内前缘的变化特性上，还可引起已结晶斑晶的分裂，图66表示其中气孔相连的普通辉石斑晶，相连气孔的延伸扩大使得普通辉石中形成河网系。图67表示在普通辉石斑晶中由于辉石晶内气孔延伸而形成的通道。

同样，图68表示普通辉石斑晶中的小气孔和互相连接的细通道；通道与气孔常常形成相连的通道体系（图70）。

图72和73表示气孔除了它在辉石中延伸形成晶内气孔外还伴随着晶内气孔周围边缘的变化，在普通辉石晶体内部显示类似已描述的变化前缘（图65和63）的“火山渣”延伸物的特征。

第四节 集合体构造（或聚晶）

聚集在一起的辉石斑晶常呈现集合体构造（图76）。相反，必须指出，聚晶是浮在熔浆中的晶体漂移聚集和互相连结作用的结果。据 Vance (1966)：“晶体联合成聚晶常常发生在它们呈现平行的或双晶的方向的广阔表面，它与低界面能的位置一致。聚晶构造曾误解为外延交生，原生双晶，不规则的生长形状或生长相接的晶体的杂乱的联合”。如图71所示，辉石斑晶的聚集常常与早期的磁铁矿堆积物共生，它作为辉石集合体的核心。此种辉石-磁铁矿的相互关系和交生是辉石集合体构造的一个特征。在有一种辉石的内穿插物的情况下（见第八章），斑晶或砂钟构造普通辉石聚在一起（如图74所示）。图75表示在普通辉石斑晶集合体中，普通辉石斑晶有较小辉石的交延生长。

类似于钛-普通辉石的集合体构造的是由橄榄石，辉石和柱状延长的斜长石斑晶组成的集合体构造（图78和79）。有时显示斜长石和辉石的辉绿交生。图78表示在基质背景中斜长石柱穿入辉石显示斑晶的辉绿交生。

需注意，既然集合体中的斑晶是早期岩浆结晶的，并且当基质大部分为液体时它们就已结晶，这就提出一个问题“它们聚集在一起的原因是什么？”，或许，与形成聚晶，即浮在熔浆中的晶体漂移聚集并互相连结的原因一样，它与一种岩浆的紊流有关。需提出，既然聚晶是已结晶的晶体漂移聚集的，那么集合体构造也显示互相交生的形式和晶体的穿插。

第四章 玄武岩中的橄榄石

为了要了解玄武岩中橄榄石的岩石成因意义,那就必须考虑到,根据实验矿物学和比较岩石学,矿物可能广泛的结晶范围。下面简要地讨论橄榄石结晶作用的几种不同的条件。

根据Bowen和Schairer (1935), 镁橄榄石 (Mg_2SiO_4) 和铁橄榄石 (Fe_2SiO_4) 类质同象系列的实验说明, 纯镁橄榄石在1890℃熔融, 纯铁橄榄石在1205℃熔融, 因此提出了可兹比较的结晶温度。

物理化学上, 当有水蒸气时, 镁橄榄石可在相当低的温度下平衡稳定, 这个温度在Bowen和Tuttle研究的 $MgO-SiO_2-H_2O$ 三元系中约为400℃。在Yoder (1952) 的四元系中当水蒸气压过量时, 镁橄榄石大约在430℃时从粉末混合物和相当成分的玻璃中结晶。

镁橄榄石也从 Na_2SO_4 和 $HgCl_2$ 溶液沉淀的凝胶中结晶 (Sabatier, 1950)。与橄榄石从火成熔浆中的结晶作用不一样, Tilley (1947) 曾描述过 St. Paul's Rocks 的纯橄榄岩质糜棱岩中的镁橄榄石斑状变晶, 其中橄榄石的 (010) 面平行于岩石的页理。Drescher Kaden (1969) 的岩石学研究是可与之相比的; 在 Prata South Chiavenna (意大利), 糜棱破碎岩中。对 Prata, Chiavenna 橄榄石斑状变晶的现今研究表明, 变晶生长是在伴随橄榄石岩破碎的滑石带中。图 77, 80 和 82 表示橄榄石岩和橄榄石大变晶间的关系。Drescher-Kaden (1969) 也曾叙述过 Malga Travena, Vai di Brenguizzo, Adamello 的大理岩中花岗变晶橄榄石的交代生长。图 83 表示饱和富-Mg 交代溶液的 Travena 大理岩, 它导致花岗变晶橄榄石的生长 (如图 84 所示)。

与 Bowen 的橄榄石早期结晶相反, Edward (1938) 曾描述玄武岩中橄榄石斑晶, 其中正硅酸盐核心被纤维状伊丁石包围, 伊丁石被未变化的橄榄石包围。Edward 解释为早期的橄榄石结晶后继之以一个水化作用-氧化作用时期 (即伊丁石带的形成), 再继之更新时期的橄榄石结晶。对埃塞俄比亚 Ankober, Shoa 玄武岩的对比观察表明, 橄榄石围绕伊丁石的再生长 (见图 85 和 86 及它们的描述)。

考虑玄武岩中橄榄石的结晶作用和鲍文结晶系列的观点——橄榄石是玄武质熔浆的早期结晶相——相反, Stanik (1970) 认为不同世代的橄榄石主要表现在其结构证据和橄榄石的 Fo 含量。

橄榄石弹 (olivine-bombs) 中的橄榄石和橄榄石捕虏晶几乎是纯镁橄榄石并具变形纹 (deformation lamellae)^①, 它们被看作早期世代的。具平行交生和与辉石交生或包围辉石的自形橄榄石被认为属于较晚期世代。

据现今显微镜的观察, 橄榄石的结晶有几个世代, 特别是有一种早期结晶的几乎为纯镁橄榄石的橄榄石。

图 89 表示玄武岩基质中圆化的橄榄石 (富镁橄榄石, Fo 约 92%)。岩浆熔蚀和富 Fo 证

① 作者所指的变形纹, 1960 年 Voll Gerhard 在 "New work on petrofabric" 一文中称为扭折带 (Kink band) (Liverpool and Manchester Geol. Jour. V. 2 P. 503-517) ——编者。

明了它们的早期结晶。具变形纹（压力变形）的橄榄石斑晶也富含Fo，变形纹说明橄榄石为幔源的捕虏晶（图87和92）。由于橄榄石的压力变形而显示条带。曾叙述过纯橄榄岩和橄榄岩中橄榄石的变形纹，其位移面平行（100），位移方向平行〔001〕^①，在橄榄石弹中和玄武岩中孤立的橄榄石捕虏晶中变形纹是普遍的。

的确，比较岩石学的观察表明了玄武岩中橄榄石弹（团块）和作为孤立斑晶的解体的橄榄石（最初属于一个橄榄石弹）间的全部转变。除了由于岩浆的熔蚀而变圆外，反应边经常包围此种橄榄石斑晶（图88）。

与这些幔源镁橄榄石斑晶不一样，塞浦路斯苦橄玄武岩中有再生的自形橄榄石和一种晚结晶相（图93和94）。塞浦路斯苦橄玄武岩在成因上与地幔底辟作用有关。地幔-镁橄榄石再生为玄武岩的自形镁橄榄石斑晶意味着玄武岩中有地幔物质。

由玄武岩中熔蚀的橄榄石弹的镁橄榄石衍生出来的自形再生相是塞浦路斯苦橄玄武岩的自形斑晶再生的必然结果（Augustithis, 1972）。图82表示作为地幔橄榄石（即橄榄石弹和团块的镁橄榄石）再生长的镁橄榄石自形生长。图96表示在德干暗色岩系玄武岩中自形橄榄石颗粒的双晶-连生，它显示晚期相的橄榄石的结晶，此图支持了Stanik的晚期相自形结晶作用—显示橄榄石的平行交生。

可是，玄武岩中大多数自形橄榄石是早期结晶的，它们是从岩浆中结晶的橄榄石，在镁橄榄石，即 Fo_{88} - Fo_{82} 范围内。橄榄石斑晶的保存批驳了橄榄石被熔蚀反应为斜方辉石的不连续反应系列（Bowen）。图97表示没有熔蚀现象的自形的初相结晶橄榄石。有时，早结晶的橄榄石可显示岩浆的熔蚀而不形成斜方辉石（图98）。

区分从基性岩浆中结晶的早期橄榄石和橄榄石捕虏晶或幔源再生橄榄石的标志是橄榄石中Fo的含量。在这方面有趣的是从许多玄武岩岩浆中结晶的早期橄榄石组成是在 Fo_{88} — Fo_{82} 范围内，岩浆成因的岩石中无纯镁橄榄石。相反，纯橄榄岩的橄榄石组成通常是 Fo_{92} 。关于这一点需指出，橄榄石弹（捕虏体）的橄榄石和幔源玄武岩中橄榄石捕虏晶是在 Fo_{95} — Fo_{90} 范围内。玄武岩中橄榄石弹代表地球的橄榄岩层的捕虏体（Ross等，1954；Ernst, 1963；Augustithis, 1972—见第五章），这种认识成为承认玄武岩中有地幔物质的基础。从上述认识可知橄榄石可能有一个广泛的结晶范围。干岩浆或熔浆（即月球玄武岩和辉长岩）中橄榄石的结晶作用表明，结晶作用不受水蒸气存在的影响。另一方面，由于水蒸气的存在，橄榄石的结晶作用可大大地减低，这在湿的地球的玄武质岩浆中可以存在。如鲍文（1928）所指出，必须考虑由于其它组成的存在（如斜长石的存在）可以降低结晶温度。

正如Evzen Stanik和Edward提出的，根据现在观察到的自形橄榄石（由于再生作用）以及这方面的例子证实了存在晚期相的橄榄石，这些橄榄石是地幔橄榄石熔蚀而来的。而且，Stanik指出的一些结构模式，例如自形作用（自形后成变晶作用），交生和晚结晶的橄榄石包裹的辉石包裹体，橄榄石的平行和双晶-交生等与Augustithis（1956, 1959/60）叙述的后成变晶辉石和斜长石斑晶的结构特征相类似。

幔源的橄榄石弹，团块和捕虏晶，橄榄石富含Fo和所显示的结构特征，如圆形，尖晶石-橄榄石后成交生，变形纹等，这些都肯定了玄武岩浆源里有地幔物质参与。

① 原著为〔001〕，应改为〔001〕——译者。