

86.5
8731

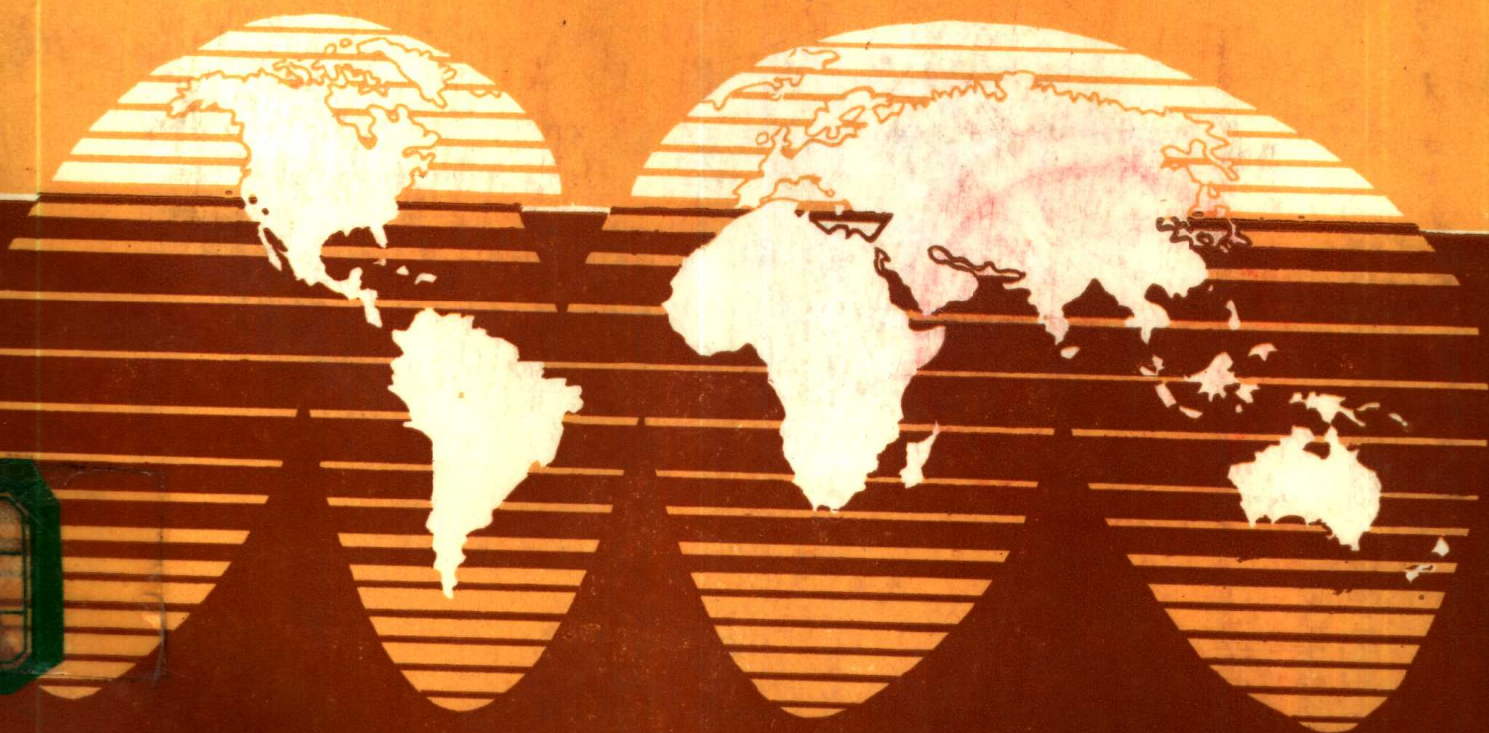
国际前寒武纪 地壳演化 讨论会论文集

第三集

构造地质 变质岩 地球化学
和 成矿 作用

国外学者论文

中国地质学会 中国地质科学院 编



地质出版社

国际前寒武纪地壳演化 讨论会论文集

第 三 集

构造地质、变质岩、地球化学和成矿作用

(国外学者论文)

中 国 地 质 学 会 编
中 国 地 质 科 学 院

地 质 出 版 社

国际前寒武纪地壳演化讨论会论文集

第三集

构造地质、变质岩、地球化学和成矿作用

(国外学者论文)

中国地质学会 编
中国地质科学院

*

责任编辑：张义勋

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

*

开本 787×1092¹/₁₆ 印张：16¹/₈ 插图：一个 字数：384,000

1986年3月北京第一版·1986年3月北京第一次印刷

印数：1—1,250册 定价：4.40元

统一书号：13038·215

前言

程裕洪 马杏垣

前寒武纪是地球历史发展中的一个重要阶段。目前普遍认为地球的历史有45亿年。而现在分析所得的最老年龄数据达42亿年,因此前寒武纪约占整个地球历史的90%左右。前寒武纪岩石广泛分布于世界各大洲,出露地表或为不厚的第四系覆盖的前寒武纪岩石的面积就达2500万平方公里,占陆地总面积的17%。并含有许多重要的矿产资源,如金、铁、铀、铜等。同时,人们认识到要从根本上探讨地球形成、地壳演化和生命的起源,研究岩浆作用、变质作用、成矿作用的机制等一些地质学的基本问题,都必须加强对前寒武纪地质学的研究。因此,对前寒武纪的研究不仅有其实用价值,而且还具有重要的理论意义。

当前前寒武纪研究已引起各国的重视。最近所揭示的地球早期历史各方面问题已成为前寒武纪地质学研究的主要趋向。国际有关组织把前寒武纪地质问题列入国际地质合作计划。开展全球性国际合作研究,并围绕太古宙及元古宙地质问题召开过一系列国际性的讨论会,对开展前寒武纪地质研究起到促进作用,并获得了显著的进展。

“国际前寒武纪地壳演化讨论会”由中国地质学会、中国国际地质对比计划全国委员会、国际地质科学联合会构造委员会、国际岩石圈委会第三、四工作组共同发起。由中国地质科学院具体筹办,于1983年9月3日至8日在北京香山卧佛寺召开。这是一次较大型的国际地质专题讨论会。其目的是交流国际前寒武纪地壳演化研究工作的新进展,探讨前寒武纪地壳演化及其与成矿的关系。

出席会议的中外学者有美国、苏联、澳大利亚、加拿大、英国、法国、丹麦、印度、巴西、联邦德国、瑞典、瑞士、比利时、荷兰、津巴布韦、新西兰、中国等十八个国家共150人。收到了论文99篇,会上宣读了64篇。会后进行了冀东、泰山、嵩山三条路线地质旅行,实地考察了前寒武纪地质,这次出版的论文集由于收到国外地质学家论文全文较晚,只得分开编辑出版,共选取了63篇论文分三集出版。第一集,构造地质,共选取28篇;第二集,变质岩地球化学和成矿作用,共选取18篇;第三集,构造地质和变质岩地球化学及成矿作用17篇。前两集为中国学者论文,第三集为国外学者论文,分别由武汉地质学院北京研究生部蒋荫昌、贺书严,以及中国地质科学院肖庆辉、蔡文彦等同志编辑出版。这是一次专题性学术讨论会。到会的国外地质学家、多数都是前寒武纪地质研究第一线的专家,他们关于前寒武纪构造演化、岩石地球化学和成矿作用等方面的论文,可以说反映了目前世界对前寒武纪地质研究的主要动向和世界水平。我国与会者提交的报告展示了我国地质工作者在前寒武纪研究方面所取得的一些重要成果,具有较高水平。通过中外地质学家的相互交流,达到了取长补短,增强友谊的目的。

我们认为,这次会议文集的出版,必将使我国从事前寒武纪地质研究的广大地质工作者从中得到启发,以推进我们的工作。

目 录

前言.....程裕洪, 马杏垣

一、前寒武纪地体的构造和演化

前寒武纪的构造演化及大陆壳的生长.....科朗纳 (1)
早前寒武纪地壳演化.....莫巴斯 (33)
一个早元古宙大陆边缘的构造演化——芬兰东部瑞芬-卡累利阿造山带.....鲍斯等 (42)
19亿年前的一个短命的大陆边缘——加拿大西北伍政(WopMay)造山带
.....霍夫曼等人 (59)
津巴布韦克拉通.....威尔逊 (68)

二、地质历史过程中构造样式的演化

格陵兰西南部菲斯克内塞特地区太古宙片麻岩的构造演化.....迈耶斯 (95)
澳大利亚中部哈茨山脉地区的构造演化及其对阿隆塔地块发育的意义
.....丁湾权, 詹姆斯等人 (116)
南非(阿扎尼亚)巴伯顿早太古宙绿岩带的推覆构造、层状断层以及构造完
整性与构造重复的关系.....劳伟等人 (137)
加拿大安大略瓦比贡亚省内的绿岩带和片麻岩杂岩之间的接触关系
.....施沃特等人 (151)
苏必利尔湖地区的前寒武系地质学.....克拉多克 (159)

三、前寒武纪地体的岩石、地球化学、同位素年代学和成矿作用

关于重新认识中国东北太古宙的友好建议.....温德利 (174)
印度南部太古宙紫苏花岗岩的成因.....康迪等人 (177)
加拿大苏必利尔省绿岩带中太古宙火山岩的微量元素地球化学.....古德温 (193)
巴西巴伊亚中南部古老花岗岩-绿岩区的地质演化.....科尔丹尼等人 (203)
中国东北清原太古宙花岗岩-绿岩地体的一个英云闪长岩的锆石U-Pb精确年
龄.....普卡、江博明等人 (222)
太古宙成矿作用综合评述.....哈钦森 (230)

四、其 它

显生宙陆壳的增生速率和地壳的生长.....A·雷默特和G·舒伯特 (238)

前寒武纪的构造演化及大陆壳的生长

科朗纳 (A. Kröner)

(西德美因茨大学地质系)

摘 要

早前寒武纪地球大陆壳的形成与演化的假说,必须能够解释这样一个问题,即规模相当大的地壳块体,为何从35亿年前开始,就始终沿一定方向运动,并且其最低横向速度与当今的相当。因此,本文推断,自第一批刚性地壳块断形成以来,板块构造就控制了岩石圈的演化,而且,不是基本机制的改变,而是板块相互作用方式的改变,才决定了地壳朝着当今之威尔逊旋迴作非均变演化。

在重建太古宙构造环境时,存在着一些不肯定因素,其原因是:构造上的复杂性,使原生岩浆演化趋势变得模糊的火山岩的低温蚀变作用,生成双模式和钙碱性岩石组合的可能源岩和熔融作用变化无常以及对具有“原始”同位素特点的岩石的解释不一致等。太古宙时期高得多的造壳速率,不能归因于当时板块运动较快,或者许多小板块经常碰撞,而似乎是与上地幔的广泛熔融和致密岩浆的板底垫托作用(只能部分地穿透上覆陆壳)有关。这些岩浆为在绿岩、花岗岩、片麻岩地区内所发现的大多数典型的太古宙岩浆岩组合提供了岩浆库(reservoir)。最早期地壳的再循环和再次改造作用,比目前流行的大多数模式所认为的要更为重要。

第一个大陆壳的产生和它的存在类似于冰岛的演化,而后来绿岩带的发育多半是陆内型的。多数高级变质岩区被认为比其周围或上覆绿岩组合更老些,并且它是在导致大陆加厚的地壳堆叠(restacking)过程中,通过低角度逆冲作用被带至地表。

太古宙岩石圈的生长形成了稳定的克拉通。在早元古宙时期它们很少发生内部变形作用。稳定性较差的地壳则发生了大规模的挠动,最终形成了活动带。这些挠动主要有拉伸作用、长圆形盆地的形成和由多种机制造成的“硅铝壳层上的”造山运动。而多种机制包括了从地壳堆叠(A型俯冲作用)和壳下岩石圈的离壳作用一直到转换剪切作用在内。在局部地区,似乎可以辨别出大约20亿年前的现代型会聚板块边缘,而具有海底扩张证据的、完整的威尔逊旋迴是在晚元古宙时期才最终建立起来的。

一、前 言

当今尽管关于现代板块构造作用的许多基本问题,如俯冲作用的机理,板块的驱动力和许多造山带的详细演化过程等仍然悬而未决,但人们基于大洋和大陆中可以观察到的一些证据(如Bird, 1980; Condie, 1982a),对地球近2亿年以来的演化过程却持有大致相同的见解。然而,由于大洋记录的缺失,以及大陆上中生代以前岩石相互关系的模糊不清和复杂性,要将2亿年这段历史扩大到更老的年代是很困难的(Dewey, 1982)。虽然如此,但在年代相当于9亿年左右的大陆地区中,目前已发现了许多被保存下来的与现代威尔逊旋迴过程一致的独特的岩石组合,如蛇绿岩和岛弧岩浆岩岩套,从而提供了有力的证据说明,至少自晚前寒武纪以来,现今的全球构造体制就决定了岩石圈的演化(Bear, 1977; Kröner, 1977)。

诚然,对于更老的地壳历史目前还存在着迥然不同的认识,但是,看来有一点是清楚的:早期,在板块构造概念提出之后所产生的那种教条,现在正被一种更为周全的研究方法所代替,试图去解释前寒武纪大陆的演化过程。这样,早先热衷于只依据极少量的镁铁

质-超镁铁质岩石, 推覆构造和钙碱性岩石组合的存在(如Burke等, 1977), 以及几乎完全根据地球化学数据推断的构造作用(如Taylor, 1967; Glikson, 1972; Tarney, 1976), 去推测那些已消失的大洋, 并确定地壳缝合线; 进而可以把地壳均变演化一直推演到早太古宙时期(Burke et al., 1976; Burke, 1981), 而现在则被更加现实的模式所取代了。这些模式认为, 随着地球的冷却和岩石圈状态随时间而发生相应的变化之后, 地球的内部作用也发生了根本的变化(Baer, 1981; Goodwin, 1981a; Kröner, 1981a)。同样令人高兴的是, 当今的研究人员愈来愈重视野外地质现象之间的关系, 而不是着重于概念上的解释, 特别在对待像太古宙绿岩、花岗岩类、片麻岩区及元古宙活动带的演化这类有争论的问题更是如此。

板块构造概念目前有很大的伸缩性, 足以容纳像“硅铝层上”造山作用这样一种过去曾被否定的模式(Bally, 1981; Dewey, 1982; Kröner, 1982, 1983b), 因而反对前寒武纪有板块活动的一些人则不得不接受这样的认识, 即自早太古宙开始, 大陆壳的形成就是以水平构造作用为主导的(Myers, 1976)。而且愈来愈多的证据表明, 至少在35亿年前, 就存在着相当大型的刚性岩石圈板块的独自运动了(Kröner和McWilliams, 1982)。因此, 不可避免会得出这样的结论, 即由于板块的移动, 洋壳便周而复始地循环到地幔中去, 虽然古老俯冲作用的详细过程以及诱发这一运动的机制仍然值得思索(Hargraves, 1981; Kröner, 1981a; Lambert, 1981)。

均变论者虽然承认, 太古宙地块与更新的地质体之间存在巨大差异(例如Sleep和Windley, 1982), 然而, 他们主要仍根据各种地质作用都发生在现代板块边界上这一理论来建立地壳演化模式, 并以此解释整个地史时期的地壳增长(例如Windley, 1979; Moor-bath, 1978)。他们的信条是“相似的岩石意味着相似的成因”(Dickinson, 1981)。

这种模式不能解释的关键问题是, 为什么大陆壳的增生是有阶段性的, 而不是连续性的(De Paolo, 1981), 而且, 为什么现代大陆壳的70—85%是在太古宙形成的, 尽管没有证据说明板块的运动在早前寒武纪时比以后各时期都更快(Kröner, 1983a)。我在另一篇文章(Kröner, 1983b)中作过这样的推测, 即显生宙的威尔逊旋迴, 以及与之相关的同俯冲作用有关的大陆边缘和岛弧的岩浆活动, 似乎不是一种很有效的造陆机制, 而在太古宙, 这种机制更为有效。我还推测, 岩浆的板底垫托作用(magmatic underplating)在陆壳形成中可能起着主导作用。

本文对现今存在的关于前寒武纪期间, 重点是太古宙期间, 大陆壳的形成和构造作用的假说作了批判性的阐述, 并提出, 从第一批大陆产生以来, 板块构造运动就确实在起作用了, 但在整个地球历史中, 板块相互作用及由此而产生的构造样式却是有变化的。因此, 我们的星球的构造演化并不是均变的, 由此可以认为, 现在并不一定是认识过去的钥匙。

二、太古宙的板块运动与早期的造壳作用

人们广泛接受的看法是, 太古宙时期全球性的高热流(相当于现在热流值的2—3倍, 即约200—250毫瓦/米², Lambert, 1981; Smith, 1981)一定是通过古大洋散失掉的, 因为无证据说明, 如此大量的热流是通过太古宙大陆的传导而丧失的(Jarney, 和Wind-

je, 1977)。这意味着当时大洋壳的产生以及随之而来的通过俯冲作用而发生的再循环,其速率要比现在大得多(假定地球没有膨胀),或者当时洋脊的总长度要比现在长(Bickle, 1978)。据Sleep和Windley (1982)的计算,在28.6亿年前地球洋壳形成速率(3公里²/年)大约是现在的6倍,或者洋壳俯冲时的平均年龄大约只有2千万年。人们还认为,由于太古宙洋壳更新速率较快和地幔内的粘度较低,板块运动可能会更快些。

然而,近年来,加拿大苏必利尔省,西澳大利亚皮尔巴拉地块和南非(阿扎尼亚)卡普瓦尔克拉通的古地磁数据未能支持这一概念,因为这些数据与后期相比,不能证实在太古宙期间曾发生过相对于两极的沿纬度方向的高速漂移(Kröner, 1983a, 1983)。加拿大的数据意味着,在29亿—25亿年期间,其平均速度至少是2厘米/年,而皮尔巴拉地块在34亿—20亿年期间,其移动的最低速度大约是1.5厘米/年,这些均可与现代岩石圈运动的速度相比。这些数量有限的太古宙数据,尚不足以肯定太古宙大陆变化非常之大的移动速度,如最近一些成果所表明的那样(Ullrich和Van der Voo, 1981)。然而,由此导出的重要结论是,在元古宙和显生宙时期,各大陆沿纬度方向的总平均移动速度(2.8厘米/年)(Ullrich和Van der Voo, 1981)看来在太古宙时期不会高很多,因此,在32亿年到25亿年期间,造壳速度较高(Mc Lennan和Taylor, 1982),不会是由于板块的快速运动所致。

太古宙时期洋脊的总长度增大可能另有原因(Bickle, 1978)。这种情形意味着,当时,有许多小的大洋板块存在,如果接受地球不膨胀的概念的话,那么也同样存在有许多小规模俯冲带。Baer (1977), Green (1981)等人认为,太古宙时期的大洋壳很热,故不能发生俯冲。但是,Arndt (1983)却认为,太古宙的大洋岩石圈,其大部分是由高密度科马提岩构成的,而且就是地幔温度比现在的温度要高200℃的情况下,也能自发地发生周期或寿命仅为二千万年的俯冲作用。Hynes (1982)曾计算过,早元古宙大洋岩石圈,由于其下伏地幔的温度比今天的地幔温度高100℃,可能会出现持续时间达7500万年的负浮力。因此,俯冲和洋壳的再循环在太古宙是可能的,因而也能够发生板块运动,这已被古地磁数据所证实,同时,也被Nd同位素所表明的早前寒武纪地幔的化学不均匀性所证实(Jahn等, 1982; McCulloch和Compston, 1981; Zindler, 1982)。

许多研究人员认为,地球上最早的地壳是由与俯冲有关的洋内岩浆作用形成的(如Glikson, 1972; Moorbath, 1978),而且,这种岩浆作用对花岗岩-绿岩区的形成也起着主要作用。然而,下面还将谈到,野外地质关系强烈违背这一模式,而且原生地壳的横向增生并不是太古宙时期的主要造陆过程。

Hynes (1982)认为,在早元古宙时,年青的炽热的大洋岩石圈的俯冲作用,不可能在俯冲带上方引起钙碱性岩浆作用,因为发生再循环的这部分板块与现代“冷”岩石圈相比,会在更浅的地方就释放它本身所含的水份,从而使其上方的地幔楔还在湿固相线之下的温度范围内就发生了水化。在当今的板块构造体制内,当下行的岩石圈的顶部达到150±25公里的深度时,就会产生岛弧岩浆作用(Turcotte, 1983)。如果太古宙大洋岩石圈比元古宙时期的更灼热,更年青些,而且再循环的速率更快些(受热流值制约),那么,与俯冲有关的钙碱性岩浆活动,实际上是不可能发生的,因为,俯冲下去的岩石圈在不足50公里的深处就会脱水,而且开始发生部分熔融——这个深度太浅,不可能使其上覆地幔发生强烈的钙碱性岩浆作用(Wyllie, 1983)。

如果这一点是真实的话,那么,太古宙的俯冲作用就不会产生大量以岩浆弧形式出现

的新的大陆壳。对现代及古代环境中地壳生长速率的计算可以单独用来证实这一结论 (Reymet和Schubert, 1983)。计算表明, 如果把所有的花岗岩-绿岩和片麻岩区都解释为增生的岛弧杂岩体的话, 那么, 太古宙时期地壳的增生则达到了难以置信的高速率。

在太古宙时期, 生成大陆壳的另一种机制, 可能是洋脊扩张处或热点上方岩浆产生的速率异常高, 同当今冰岛的情况类似。200—250毫瓦/米²的全球热流值意味着, 火山活动实际上遍及早期地球的整个表面 (Smith, 1981), 而且许多著作认为, 热的地幔喷流系统可能是由于激烈对流的地幔中存在着密集的对流体造成的 (如Lambert, 1981; Smith, 1981)。根据这点可以推导出如下情景:

在地核形成之后, 原先熔融的地球表面迅速冷却 (Ringwood, 1979), 接着, 主要由超镁铁质岩石组成的非常薄的地壳 (Condie, 1980; Nisbet 和Walker, 1982) 形成了一些很小的, 但彼此相连接的刚性块体, 正如现代活火山熔岩湖上的硬壳一样。这些块体常常再次破裂, 并由于它们的密度大和因其下面的对流作用产生的粘滞拖曳力, 而重新返回到下伏熔融地幔中。这种分裂和再循环, 由于沉重的陨石的撞击, 会进一步强化。

当冷却作用继续进行下去时, 早期形成的地壳块体增厚, 科马提岩质至玄武岩质火山作用变得更加普遍 (Condie, 1980)。这种早期超镁铁质地壳及其上覆的镁铁质至超镁铁质火山岩的密度太大, 以致无法继续存在, 因而在较短的时间内全部发生再循环回到了灼热的地幔中去了。在大约40亿年前, 地幔的温度及热流可能已大大降低了, 从而使早期地壳能够继续存在一个较长的时期。这时, 持续发生的火山活动便有可能筑积成火山中心, 并快速生长。由于直接位于火山中心之下的壳下地幔发生部分熔融作用, 火山堆积体不断增长, 从而导致了玄武岩的亏损, 当这些经过亏损的区域冷却时, 便形成了小板块或者微构造圈 (Jordan, 1979, 1981), 它使上覆地壳进一步稳定, 并使其处于正向漂浮状态, 因而使它能继续长期存在。

没有经历过广泛而旷日持久的火山作用的早期地壳区域, 可能保存着相对较薄的岩石圈, 并且极易被拖回到地幔中去; 而地幔喷流上的陆块生长迅速, 而且往往存在的时间更长。

冰岛的演化可能是适合于下一个阶段, 即大陆第一次分异作用阶段的实例 (Kröner, 1981a), 因为那里的现代热流值大约为200毫瓦/米² (Smith, 1981)。地幔中持续不断的熔融作用进一步生成了密度更大的岩浆, 但是, 大部分岩浆再也不能上升到不断长大的地壳表面了, 而是在其底部聚积起来, 形成了生成双模式火山岩系列和首先上升的英云闪长岩-奥长花岗岩底辟的岩浆库 (图1)。由于火山堆积增厚, 其下部及其下伏超镁铁质原始地壳发生熔融, 形成了巨大的进一步产生了分异岩浆的岩浆库。因此, 人们推测, 在这些部分熔融作用中残存下来的高密度残渣会脱离地壳, 并通过粘滞性拖曳作用发生再循环, 回到对流的地幔中去。McKenzie和O'Nions (1983) 根据同位素资料认为, 在整个地球历史中, 大陆壳下的地幔岩石圈曾脱离过地壳, 然后重又回到对流地幔流中去, 从而产生了独具特色的和长期存在的高含地幔成分的岩浆库, 其中 $\epsilon Nd < 0$ 。

通过如前所述的岩浆板底垫托作用和分异作用, 地壳不断生长, 这就使演化中的地壳的整个密度逐渐降低 (现在的密度不超过3克/厘米³), 通过地壳底部的部分熔融和花岗岩类深成岩的上升, 使地壳形成了双层结构, 下层转变为高级片麻岩组合, 上层则由原始的和分异的火山岩和花岗岩类侵入体组成。

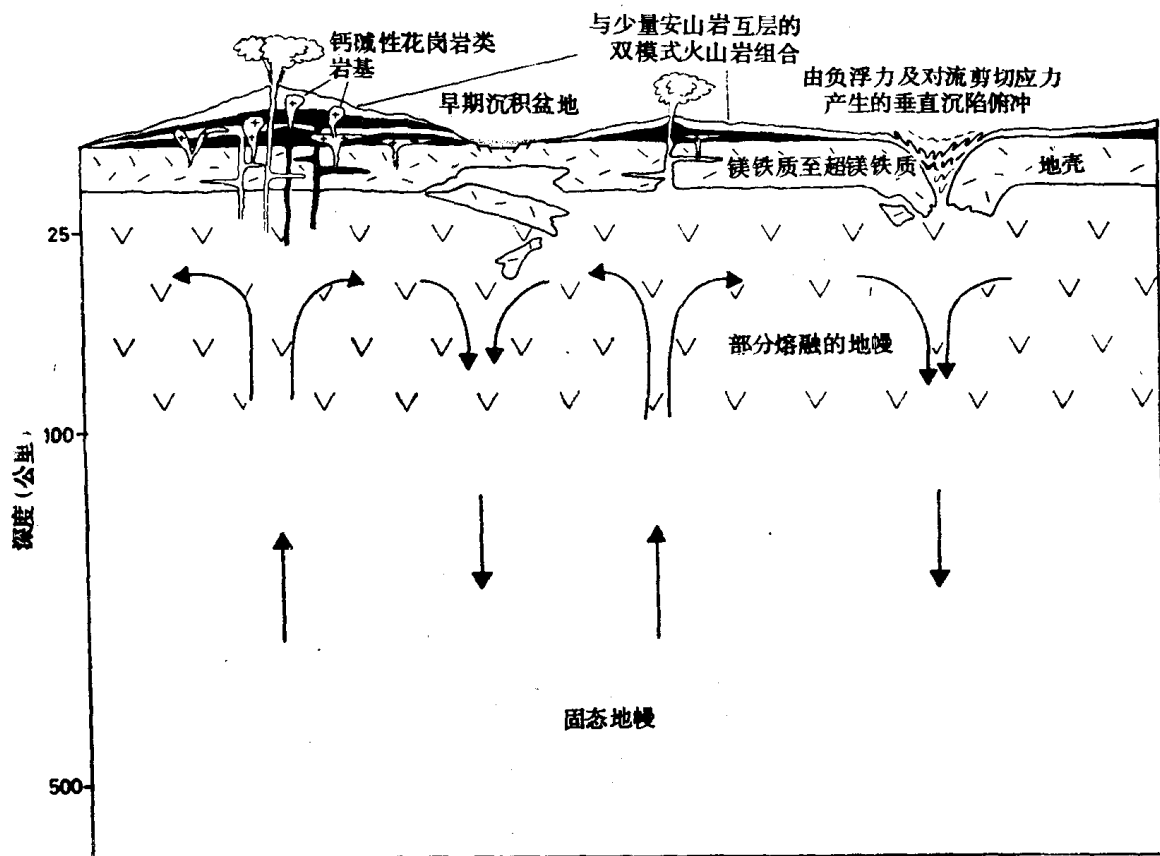


图 1 与地幔喷流岩浆活动有关的最早期大陆壳的成因和生长的纯属推测性的概要模式示意图
(根据Condie1980年资料修改) 详见正文

最后,可能形成这样一个局面,即花岗岩类侵入体和分异火山岩构成了现今这个以硅铝质为主的早期地壳的上部表面。如果它出露在海平面之上,那么就会发生侵蚀作用,并且会沉积可说明其母岩为岩浆成因的早期沉积物。被认为属沉积成因的、年龄大约为38亿年的南部非洲林波波带的古老的桑德河英云闪长片麻岩(Barton, 1981),以及南极洲Enderby Land地区Napier杂岩体中原始沉积年龄超过38亿年的石榴石麻粒岩(Williams等, 1983),可能就属于此种类型。因此,许多“大陆”核应该是在这一阶段形成的,根据西澳大利亚片麻岩中最新的锆石年龄,可能早在42亿年之前就形成了(Froude等, 1983)。然而,在那个时期,由于只有少部分微大陆出露于海平面之上,所以,不可能有广泛的沉积盆地发育,因为当时垂直的大陆增生是由深部熔融作用或由下部地壳韧性扩张产生的侧向流动补偿的(Hess, 1962)。

上面所设想的条件使得这些早期大陆核能生存下来,而现在它们的质量太轻,不能参与再循环了,并且其壳下根部逐渐变厚,从而“避免”了上覆地壳发生广泛破裂。那些地幔熔融和火山作用不足以形成硅铝质大陆核的邻近的岩石圈部分,其厚度依然较薄,密度也较大,即具有洋壳性质,并且成为拖曳诱发而产生的“沉陷俯冲”的地点(Goodwin, 1981b; Kröner, 1981a)。这种俯冲作用可能是由陨石撞击,或者下行地幔流上面的拖曳力引起的(图1)。不管是那种机制,这些早期“洋壳”没有一个能残留下来,而同一时期产生的硅铝质分异物则被认为是现存最老的地壳残体。

应当承认，这个岩石圈成因模式在当前完全是虚构的，因为至今并没有发现这种早期的岩石组合。然而，文章中经常提到的均变论的另一种方案是，最早期的大陆壳生成于消亡板块边缘，类似今天的情况。

三、太古宙片麻岩-绿岩-花岗岩组合的形成和演化

许多太古宙地区，其特有的岩石组合是由被淹没在浩瀚的花岗岩类和片麻岩“海洋”中的各种形状的绿岩带构成（图2）。对于这两种岩石单位的演化和年龄关系仍存在许多争论，但是，近年来的野外工作和高质量的地球化学研究大大促进了对其演化的认识（如Glover和Groves, 1981; Martin等, 1983a, b）。



图2 西澳大利亚皮尔巴拉地块绿岩带与花岗岩类岩基的关系
（据陆地卫星图象解译）沃拉伍纳群的绿岩被肖，科隆纳 当斯和埃德加山花岗岩类岩基切割（Glover和Groves, 1981, 封面照片）

1. 绿岩带的构造环境

目前有关花岗岩-绿岩区演化的流行看法，全都与太古宙有活动板块的概念相符合，但在构造演化、岩浆岩的生成和侵位方面却存在着重大差异，这些模式在许多文章（如Windley, 1976, 1977; Glover和Groves, 1981; Kröner, 1981b）中都有详细的论述，并且可归纳成两类：1）与俯冲作用有关的岩浆弧或边缘盆地环境；2）陆内裂谷环境。

第一类模式把现代洋内型或安第斯型岩浆弧里的岩浆作用, 与其有成因关系的边缘盆地, 看作是与太古宙造壳机制最近乎的相似物, 而且这类模式多半是以地球化学证据为依据 (如Hart等, 1970; Jahn等, 1974)。

Condie (1980) 认为, 现存大陆壳的最早部分, 是完全由40—35亿年期间在会聚板块边界上的大洋安山岩弧体系演化而来的, 而安第斯型和 (或) 边缘盆地的演化应当发生在随后的35—27亿年之间。

关于早期洋内岩浆作用发育的设想是基于这种认识的: 即在已知最老的并且没有发现基底的绿岩带下部, 科马提岩质到拉斑玄武岩质的火山岩层序就是原始洋壳的代表 (如Anhaeusser, 1981; Condie, 1981a)。对于那些较年轻的, 并且有大量证据说明有硅铝物质存在, 或者业已发现它们位于大陆壳上的晚太古宙绿岩层来说, 采用大陆边缘或边缘盆地模式看来是比较合适的 (如Tarney等, 1976; Windley, 1977; Condie, 1981a)。

对于上述看法存在着一些重要的反对意见, 需要加以简短的论述。首先, 所有已知最老的绿岩岩套 (例如, 格陵兰伊苏亚; 瑞士 Dwalile; 南非 (阿扎尼亚) 巴伯顿; 津巴布韦塞巴奎; 西澳大利亚皮尔巴拉) 均以双模式火山岩组合为主, 并且不含或仅含少量真正安山岩。这种双模式分布型式在与这些绿岩带共生的灰色片麻杂岩体的成分上也有反映 (Barker和Arth, 1976)。

其次, 越来越多的证据说明, 实际上所有上述岩系均为浅水沉积, 如像硅化蒸发岩, 含叠层石碳酸盐岩, 条带状含铁建造和陆相火山岩等的存在所表明的那样 (参见Bickle和Eriksson, 1982; Kröner, 1983a), 而且, 至少对巴伯顿和皮尔巴拉来说, 这些盆地可以解释成是在较老的硅铝质地壳上面演化起来的, 并且曾是主洋盆的边缘盆地 (Eriksson, 1982)。

第三, 早期绿岩带最令人惊异的一个特点是, 它们保存得极好, 通常仅具有低级区域变质作用, 而且有些地方, 在视厚度介于5—15公里之间的科马提岩-拉斑玄武岩层中, 没有明显的穿透变形 (如Viljoen和Viljoen 1969)。如果这套层序确实代表古老的洋壳, 那么, 就难以理解, 为什么这样的地壳——太古宙的地幔和大洋温度明显比当今的地幔和大洋温度要高 (Fyfe, 1978)——会保存得如此之好, 而在现代, 过热水溶液就使洋壳发生强裂蚀变的深度超过5公里 (East Pacific Rise Study Group, 1981; Edmond和Von Damm, 1983), 并且, 现在的大洋温度状态与200—400℃/公里这样陡的地热梯度 (Geary和Kay, 1982) 一致, 也与位于5—12公里深的第三层的上部角闪岩相变质作用相符合 (Oskarsson等, 1982)。

因此, 可以推测, 绿岩层序是产在沉积环境和较热的地幔有效地隔离开来的冷地壳之上, 而且, 近地表岩浆房和与之有关的强烈的水对流不是导致这些火山岩形成的原因。在太古宙绿岩岩套中不存在具有席状岩墙的层状地壳, 进一步证实了这一论点, 而且很可能, 整个洋内的绿岩组合在洋壳发生上述再循环过程时已遭到破坏。

最后, 运用地球化学资料和判别图解去推断古构造环境必须十分谨慎。业已证实, 低温蚀变和地壳混杂作用会使原来的岩浆趋势消失, 并会使原来的拉斑玄武岩显示出一种明显的钙碱性元素分布模式 (参见Kröner, 1983a)。Depaolo (1982) 指出, 甚至通常被看作是不活动的稀土元素也可能受到这些作用的强烈影响。而且, 实际上所有的判别方法均以现代的“标准”岩石成份为依据去判断各自的构造环境, 因而, 不能对具有异常成份

的火山岩, 诸如洋底安山岩 (Hekinian, 1974; Thompson等, 1978) 和异常的洋脊玄武岩 (Prestvik, 1982) 进行鉴别, 以查明其正确环境。多数论断的固有弊病是把当今的地球化学和构造的相关关系应用于早前寒武纪地质, 其根源一方面是由于对许多微量元素在不同的P、T、X、条件下的部分熔融和晶体分离结晶期间的地球化学性状了解不够 (Jahn和Sun, 1979), 另一方面是由于某些岩石类型, 例如科马提岩 (Arndt和Nisbet, 1982), 英云闪长岩 (Barker等, 1981) 和硅质火山岩 (Condie, 1976) 的地球化学和演化过程明显不同于中生代以后形成的此类岩石。

虽然目前的看法是, 钙碱性岩浆主要产于俯冲带上方的地幔楔体中 (Gill, 1981; Thorpe, 1982), 但是, 从第三纪 (Wilkinson和Binns, 1977) 到太古宙 (Hegner等, 1981) 都存在有非造山型玄武岩-拉斑玄武安山岩-英安岩-流纹岩组合的实例, 而且, 这些组合显然产于一种需要有地壳熔融才能对上述化学成份进行解释的张性环境中。同样, Giles和Hallberg (1982) 曾描述过西澳大利亚耶尔岗地块的太古宙钙碱性岩套, 并把它看成是层火山残余, 但其周围完全是与它无成因关系的玄武岩“大海”。他们认为, 这一关系难以与俯冲作用吻合, 甚至在小范围内也不吻合。

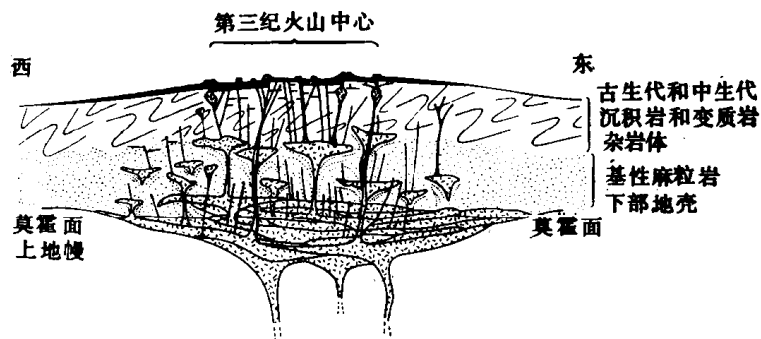
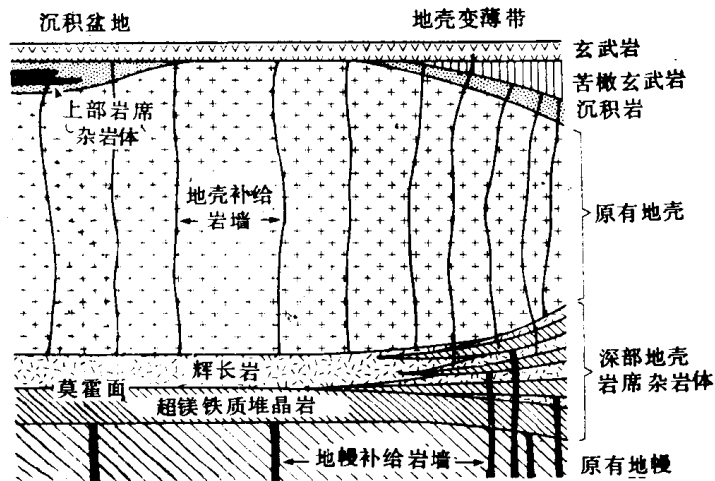
最近的一些调查表明, 拉张环境中的安山质到流纹质的岩石, 可能是由下部陆壳与地幔物质通过不同程度的混合造成的 (参见E $\oplus$ s, 61, 67—68, 1980), 这些调查还表明, 在地壳底部, 致密的苦橄岩质到辉长岩质岩浆的板底垫托作用对这一过程起了重要作用 (Cox, 1980; Ewart等, 1980; 见图3)。

在太古宙时期, 这种板底垫托作用发生的范围必然更加广泛, 因为Hanson (1981) 和Phinney等人 (1981) 曾指出, 来自地幔的富含MgO和FeO的镁铁质熔融体, 如科马提岩, 其密度要比多数地壳岩石的密度大, 因此, 许多这类熔融体均不能上升到地壳上部层次。假设像普遍承认的那样, 科马提岩源岩区内的部分熔融程度很高, 而且熔融体的密度超过3克/厘米³ (Nisbet, 1982), 那么, 这种物质中相当大量的一部分就会被圈闭在地壳的底部或靠近底部的地方。

Hansno (1981) 进而认为, 这样被圈闭起来的熔融体常常会形成因重力而分离的不混溶流体, 然后, 这些流体上升到地壳内, 形成玄武岩和 (或) 镁铁质英云闪长岩, 或者固结为英安岩一流纹岩和 (或) 花岗岩。

在这些熔融体上升期间, 还极有可能与下部陆壳发生熔融作用和混合作用。例如, Baragar (1966) 在解释加拿大大奴湖省太古宙黄刀超群中显然属硅铝层上变质火山岩的成因时断定, 在这个地壳底部产生的镁铁质岩浆, 它们喷出之前, 曾受到地壳熔融体的混染, 结果在原来的玄武质岩浆上面叠加了十分明显的钙碱性趋势。很重要的是, 在露头良好和做过详细野外工作的地方可以发现, 该地质环境就是30亿年前的前黄刀期花岗岩质地壳内的一种拉伸和裂谷环境 (Padgham, 1981)。

按太古宙地壳演化的早期模式, 绿岩带的组合包括: 超镁铁质-镁铁质-硅质火山岩, 然后有一套从富Na演化到富K型的花岗岩类岩石, 其中还包括较老绿岩物质发生了大规模的深熔作用。这一过程就反映了洋内岩浆弧到微型陆块的“成熟过程” (如Glikson, 1976)。然而, 在绿岩地层的下部发现有长英质火山岩组合, 并且其上可能有科马提熔岩覆盖, 或者与其互层产出, 此外, 各带中拉斑玄武岩与钙碱性火山岩之间空间关系密切 (详见Kröner, 1983a), 所有这一切使人们对“生长弧”模式产生强烈的怀疑。此外, 仔细进行的



板底垫托作用带-在化学成份和矿物成份上与更老的基性麻粒岩下部地壳无区别,但在同位素上却不同

图 3 说明大陆裂谷环境中双模式火山岩组合通过岩浆板底垫托作用而发生演化的两个模式

上图: 南非(阿扎尼亚)卡路期火山岩成因 (Cox, 1980)

下图: 澳大利亚昆士兰第三纪熔岩的成因 (Ewart等, 1980)

现代年代测定表明,喷出岩和花岗质侵入岩大多是同时期的(如Barton, 1981; Delaeter等, 1981; Schärer和Aliègre, 1982),这就意味着后者不可能是前者的熔融产物。

最近获得的地球化学资料也与早先所谓硅镁层上绿岩带演化的观点有矛盾,因为,无论是拉斑玄武岩套,还是钙碱性岩套,都与现代洋底和岛弧火山岩不尽相同(如Hawkesworth和O'Nions, 1977; Glikson, 1979; Condie, 1981a; Grachev和Fedorowsky, 1981)。富MgO火山岩常产于绿岩带组合的底部,如同在显生宙裂谷环境所见到的那样(Hawkesworth和O'Nions, 1977)许多绿岩层序都具有明显双模式特征,以及绿岩与花岗岩类地壳空间关系密切等,所有这些都证明,绿岩带形成的初始阶段是一种与裂谷有关的环境。

上面列举的许多反对意见也不同意Tarney等人(1976)提出的边缘盆地模式。这种环境对于许多上述绿岩带的关系(如Groves等, 1978; Platt, 1980; Hickman, 1981; Gee等, 1981; Archibald等, 1981),特别是那些明显的大型绿岩盆地和某些地区中的连续地层不能作出解释。而且,已获得的年龄数据表明,多数绿岩带以及与其伴生的

花岗岩类具有大约 2 亿年或更久的演化历史,而近代边缘盆地的生命史相对较短,平均为 4 千万年或更少 (Talwani和Langseth, 1981)。而这种盆地在太古宙的生存期应当更短些。

总之,洋内和岛弧有关的各种绿岩模式同绿岩带地层,野外地质关系和地球化学标志相抵触 (Kröner, 1983a),看来与裂谷环境更加符合。然而,在讨论这类环境之前,我们必须探讨一下与绿岩带的发育密切相关的双模式片麻岩和花岗岩类岩石。

2. 太古宙双模式片麻岩和花岗岩类岩套的源岩

所有目前已知的太古宙地区都是由不同比例的绿岩带,上部地壳花岗岩类侵入体和各种条带状的中级到高级“灰色片麻岩”组成。后者常含变质沉积岩残余,其年龄老于绿岩带岩石,或者与其大体同期 (详见Windley, 1977及Glover和Groves, 1981)。总的说来,由这套岩石构成的太古宙地壳柱,其成分大体上为安山质 (Taylor, 1967),但其每个岩石单位本身都明显不含安山岩,而且几乎普遍显示有明显的“戴里间断” (Barker和Arth, 1976)。就体积而言,太古宙地区中最重要的花岗岩类岩石是英云闪长岩和同源的奥长花岗岩和花岗闪长岩 (TTG, Martin等, 1983a),以及他们的构造成因的片麻状同等体。对于这些通常组成大型复式岩基,并经常含有绿岩带捕虏体和条带状片麻岩和 (或) 混合岩 (可能代表较老的基底,或者绿岩和花岗岩类熔融体之间相互作用的产物) 捕虏体的岩石的成因存在着很多争论。

一些作者 (参见Kröner, 1981a和1983a) 认为,英云闪长岩-奥长花岗岩杂岩体是由一种原始镁铁质-超镁铁质地壳的深熔作用变成的,正如在绿岩层序下部所见的那样。同时还认为,这些正在演化中的岩浆会上升到更高的地壳层次上,并侵入较高层次的绿岩单位,形成多头底辟。这种情况导致了绿岩物质的广泛同化和边缘混合岩的形成,后者在高应变带中又发育成条带片麻岩 (如Anhaeusser和Robb, 1981)。

岩石的成因研究并不支持这一模式 (Condie和Hunter, 1976; Hanson, 1981; Martin等, 1983b),而且Wyllie (1983) 曾说明,英云闪长岩和奥长花岗岩流体,不可能通过在正常的区域变质作用条件下的地壳岩石的深熔作用产生。同样,对这些分布广泛的,互层的双模式角闪-奥长花岗片麻岩的形成也特别难以用这样一种作用来解释。

多数均变论者提出了另一种成因模式,这个模式立足于太古宙英云闪长岩和现代钙碱性岩基及其片麻状根部 (安第斯和科迪勒拉带就具有这个特征) 之间的相似之处 (Windley, 1979; Hamilton, 1981; Weaver和Tarney, 1982)。英云闪长岩和奥长花岗岩来源于产生在俯冲带上方的上地幔熔融体,然后侵入到演化中的岩浆岩弧或大陆边缘内,或者在地壳底部或其附近形成增生体 (Weaver和Tarney, 1982),在这些地方它们凝固,并发育成麻粒岩-片麻岩带 (Windley, 1979)。

把古老的高级变质的双模式片麻岩及同其伴生的变质沉积岩,与那些在增生事件期间被转移到深部地壳部位的现代增生型逆冲岩片 (Dewey和Windley, 1981) 等同起来的看法,完全忽视了这样的事实,即太古宙麻粒岩常含有由浅水砂岩-页岩-灰岩层序变成的变质沉积物组合 (Katz, 1977)。印度南部广泛的麻粒岩地区, Enderby Land 和南非 (阿扎尼亚) 也不同于沿小型大陆板块的俯冲-增生作用造成的即窄又短的条带状地体。关于太古宙高级变质片麻岩系由原来就已变薄的,或力学性质变弱的大陆壳发生简单应变型的逆

冲堆叠作用 (thrust restacking) 而形成的说法是较有道理的 (Myers, 1976; Kröner, 1983a), 这种看法与野外观察到的地质关系及岩石学资料也较为符合 (如 Newton 和 Hanson, 1983)。

英云闪长岩-奥长花岗岩岩套的第三种成因是由 Barker 和 Arth (1976), Barker 等 (1981), Condie 和 Hunter (1976), Condie (1981b), Hanson (1981) 和 Martin 等 (1983b) 在岩石成因和地球化学模拟的基础上提出来的。这些模式表明, 贫钾花岗岩类岩浆可能是由镁铁质-超镁铁质源岩变来的, 它或者是角闪岩或榴辉岩 (源岩) 部分熔融的产物, 或者是由于玄武岩质流体经分离结晶而形成。最近获得的多数资料都支持这种部分熔融机制 (如 Jahn 等, 1981)。Wyllie (1983) 认为, 由部分熔融生成流体英云闪长岩, 需要有岩浆板底垫托作用和高温岩浆向大陆壳底部的贯入。

在角闪岩-麻粒岩过渡带层次上或其附近, 即在地壳底部附近, 玄武岩到科马提岩成份的角闪岩若发生 10—20% 部分熔融, 就会产生英云闪长岩-奥长花岗岩熔体 (Barker 等, 1981)。在下部地壳, 这些熔体岩浆呈岩席侵入, 而且与围岩一起发生侧向扩展型的塑性流动, 生成了通常具有平缓叶理的高级变质麻粒岩 (Gastil, 1979)。在更高的层次上, 这些熔体可能仍然呈岩席状侵入, 同时与绿岩带的构造变形的根部 (包括边缘带混合岩在内) 一起构成了复杂的构造关系 (笔者在南非 (阿扎尼亚) 巴伯顿地区和斯威士兰等地的观察; 还参考 McGregor, 1979; Bettenay 等, 1981)。但是, 大部分岩浆呈底辟上升, 形成大的复式岩基, 这些岩基常常把那些原先就已变形的绿岩卷入其中, 使它们与老基底的关系消失。

在现代张性环境中, 如冰岛, 存在有由玄武质源岩变成的大量奥长花岗岩侵入体 (Sigurdsson 和 Sparks, 1981), 这就增加了上述模式的重要意义, 同时表明, 太古宙的热点活动可能是产生双模式岩浆岩套的主要原因 (如, Condie, 1975; Lambert, 1981)。

具“原始”同位素特征的英云闪长岩-奥长花岗岩套也符合上述模式, 但不排除这样的可能性, 即它们的源岩区本来就含极低的 Rb/Sr 比值, 因此, 对于镁铁质源岩来说, 达数亿年长的地壳存留时间是很可能的 (如, Barton, 1981; Hamilton 等, 1979; Hart 等, 1981; Collerson 等, 1982)。

总之, 太古宙英云闪长岩-奥长花岗岩岩套和成分与其相似的灰色片麻岩地区不可能是外壳岩绿岩带岩石深熔作用的产物的代表, 根据这些岩石与科迪勒拉岩基及其根部带的许多不同之处, 以及它们的空间分布和构造演化, 可以认为, 它们也不可能是沿现代型会聚带形成的。着眼于张性环境中致密的镁铁质岩浆的板底垫托作用和由这些源岩产生英云闪长岩-闪长岩-奥长花岗岩深成岩体, 以及它们由较老镁铁质片麻岩地壳的重熔作用产生的模式, 被认为是较为现实的, 符合从野外地质关系、岩石学和地球化学方面所获知的条件。

3. 太古宙地壳的演化

如果接受前面章节中关于最早期大陆壳形成的高度假设性的模式, 并且上述的野外地质关系、同位素地球化学和岩石学方面所给予的制约是合适的话, 那么可以设想, 太古宙绿岩-花岗岩-片麻岩区具有如下的演化过程:

大约在36亿年前，就已存在有规模超过数百公里，其厚度和刚性足以支撑大型盆地的大陆壳块体，正如西澳大利亚皮尔巴拉地块的演化所表明的那样（Hiekman, 1981）。在晚太古宙时期，推测有类似大小，甚至更大的绿岩盆地存在。这些地壳块体在地幔喷流或“热线”上面发生地壳变薄作用和破裂作用，从而生成卵圆形或窄长形盆地，或者是边界明显受断层控制的地堑系统（图5A）。

在最近时期的文章中，对大陆裂谷模式有详细讨论（参见 Glover和 Groes, 1981; Kröner, 1981a, 1983a; Bickle和Briksson, 1982），而且提出了从陆内地堑〔在这种情况下，厚而稳定的古老岩石圈限制了真正的绿岩盆地的演化（Hegner等1981年称之为夭折绿岩带）〕开始，经过拉开盆地，深裂谷和红海型小洋盆地（Kröner, 1981a, 1983a）的设想。

Brickle和Eriksson（1982）曾把这样的几个太古宙盆地的演化与 McKenzie（1978）的两阶段沉降模式联系起来。他们推测，在裂谷作用期间，岩石圈发生拉伸并变薄了，并且认为，绿岩盆地内的沉降作用，不可能是由于致密的火山沉积堆积体的负荷引起的，因为所有的岩石实际上都是在浅水环境中沉积的。相反，地壳变薄作用有可能在上地壳内产生了铲状断裂型式，类似美国西部盆地-山脉区所见到的那样（图4），而下部地壳则以片流变形为特征。这种盆地变宽机制可以解释，为什么某些绿岩层序的视厚度是如此之大，这是因为能说明现代拉伸环境特点的所谓多付“纸牌”（Pack-of-cards）模式造成的（Angelier和Colletta, 1983）。

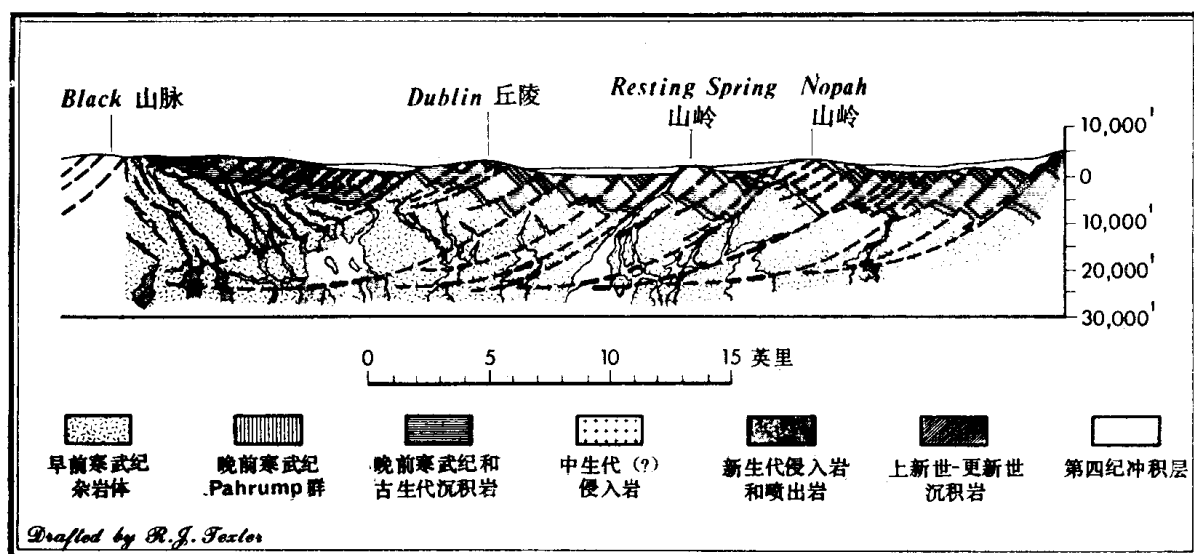


图4 美国盆地-山脉区西南大盆地死谷中部和南部的地质剖面图
示意该盆地通过上部地壳铲型断裂和下部地壳流变而加宽的情况。

（Wright和Jroxel, 1973）

正在演化的绿岩盆地积聚了浅水沉积物，以及镁铁质到超镁铁质熔岩，后者是由于壳下地幔的高度熔融作用产生的（图5B）。然而，这些熔融岩浆中只有很小一部分能够升至地表，并且以富镁熔岩喷出，而绝大部分仍留在地壳底部附近，成为双模式火山岩组合和早期英云闪长岩-奥长花岗岩侵入体的物质来源。下部地壳的进一步拉伸会引起连续的