

澳大利亚萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体的全岩 K-Ar 模型和等时线, 以及 Rb-Sr、Sm-Nd 和 Pb-Pb 等时线“年代测定”

抽象的

位于澳大利亚昆士兰州东南部的萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体, 传统上通过放射性同位素测年技术被确定为晚三叠世。矿物学、地球化学和同位素证据表明, 该辉长岩侵入体的所有旋回单元均源自同一母岩浆, 且初始同位素混合物均一, 有利于获得一致的等时线年龄。然而, 新近获得的来自 15 个全岩样品 (代表该侵入体四个旋回单元中的所有辉长岩宏观层) 的 K-Ar、Rb-Sr、Sm-Nd 和 Pb-Pb 放射性同位素数据却得出了不一致的等时线“年龄”。尽管如此, 拟合度极佳的 15 点 K-Ar 等时线表明, 最终得到的 174 ± 8 Ma “年龄” (中侏罗世) 应被视为该层状侵入体的修正后传统年龄。然而, 结论是, 放射性同位素体系之间的这些差异很可能是由于过去其衰变速率的变化造成的, 其中半衰期较长的 β 发射体 ^{87}Rb 的衰变速率加快, 因此产生了更老的“年龄”。此外, Sr、Nd 和 Pb 同位素表明, 母体玄武岩浆来源于亏损地幔, 而 Nd T_{DM} “年龄”的较大差异表明, 在部分熔融和岩浆上升过程中, 放射性同位素的衰变速率加快。由此得出结论, 萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体继承

了其地幔源区的放射性同位素特征，因此传统的放射性同位素测年技术无法提供其真实年龄。

关键词：辉长岩、层状侵入体、澳大利亚、钾氩法、铷锶法、钐钕法、铅铅法、放射性同位素测年法、全岩模型“年龄”、全岩等时线“年龄”、不整合度、衰变“常数”、加速衰变、地幔源继承性

本文最初发表于第五届国际创造论会议论文集，第305-324页（2003年），经匹兹堡创造科学协会 许可在此转载。

介绍

萨默塞特坝层状镁铁质侵入体位于澳大利亚东海岸昆士兰州东南部布里斯班市西北约65公里处，坐标为东经152°32'、南纬27°7'，萨默塞特坝村正西侧（图1）。该露头呈椭圆形，面积约4平方公里，^{直径}约1.5公里。它是一处小型层状辉长岩侵入体，地层厚度为500米，位于陡峭的山坡上。该侵入体保存完好，出露良好，坡度陡峭，呈不整合接触，未发生变形和变质作用。侵入体的顶板和底板均未出露，其层状辉长岩的顶部已被侵蚀，部分厚度未知，并被隐藏在出露的地层之下。岩浆供给带的位置和性质尚不清楚，但它可能代表一个小型、相对较浅（3-5公里深）的火山下岩浆房。^{1,2}

由于其规模相对较小、保存完好且出露良好，这种层状辉长岩侵入体是研究火山下方浅地壳深处岩浆房内发生的物理和化学过程的理想对象。事实上，层状镁铁质侵入体为我们提供了关于岩浆从地幔源区运移至侵位过程中所经历的各种过程的宝贵信息。然而，萨默塞特大坝侵入体与格陵兰岛经典的斯凯尔加德侵入体^{3, 4}和南非的巨型布什维尔德杂岩体^{5, 6}有着本质区别，**因为它具有多次重复的相似模式**，且缺乏渐进分异特征，这表明在侵位和冷却过程中，岩浆房通过上覆火山多次排出岩浆，并从下方的岩浆源区多次补充岩浆。这次侵入的年龄和这些过程的时间必须比岩浆体侵入的安山岩熔岩的年龄要年轻，因此放射性同位素测年法一直是确定一些时间限制的唯一方法。

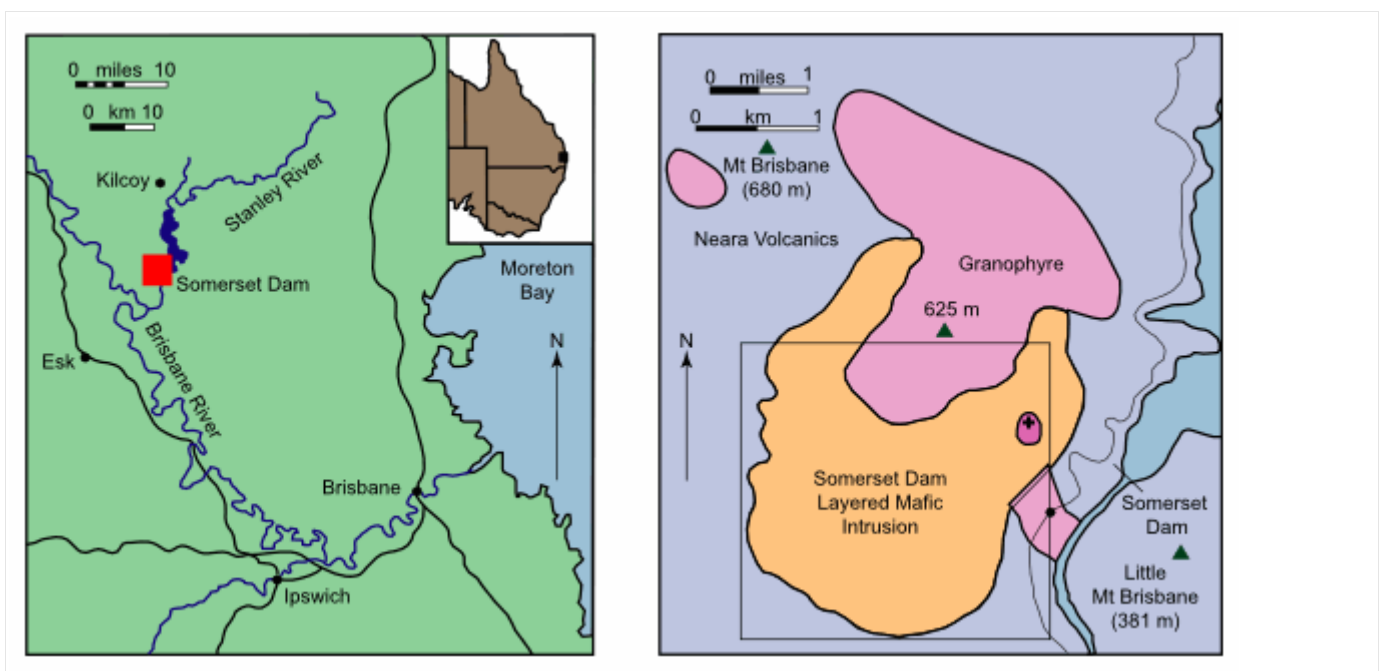


图 1. 萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体的位置和一般地质图（据 Mathison）。7

地质背景

萨默塞特坝层状镁铁质杂岩侵入尼拉火山岩的安山岩熔岩和凝灰岩中。根据下伏和上覆沉积地层中的植物孢子，以及放射性同位素测年结果（ 240 ± 11 Ma (Ar-Ar)、 232 Ma 和 242 ± 8 Ma (K-Ar)），尼拉火山岩的年代被确定为早中三叠世。^{8, 9, 10} 尼拉火山岩与其他酸性至中性火山岩以及火山碎屑和碎屑沉积物一起沉积在断陷的埃斯克槽中。埃斯克槽是古生代新英格兰造山带内的一个中生代盆地，其狭长的地块向东西两侧出露，与埃斯克槽的两侧平行。14、15 向南，埃斯克海槽的沉积物和火山岩俯冲到上三叠纪-侏罗纪莫顿盆地的碎屑沉积物和煤层之下。

该地区以较年轻的玄武岩火山活动为特征，放射性同位素测年结果显示其形成于晚渐新世至早中新世。^{16, 17} 这些火山岩形成一条连续的带状构造，从布里斯班南部海岸附近向西北偏北方向延伸超过 200 公里，与布里斯班河谷以西的山脉平行且靠近，这些山脉已被侵蚀并融入埃斯克槽的沉积物和火山岩中。这种火山活动形成了大型的（现已被侵蚀的）盾状火山、复杂的熔岩原、环状构造以及局部的火山锥、火山栓、岩盖、岩床和岩脉。¹⁸

在萨默塞特大坝侵入体的东部和东北部，还发现了其他第三纪火山残余地表露头，这或许表明在侵蚀作用发生之前，这些熔岩流在该地区分布更为广泛。

克兰菲尔德等人¹⁹ 对该地区的地质演化进行了详尽的记录。根据地层关系，萨默塞特大坝层状辉长岩侵入体明显比其侵入的尼拉火山岩年轻，但究竟年轻多少，目前只能通过放射性同位素测年法确定，该方法得出该侵入体的年龄为晚三叠世^{20, 21}。然而，如果没有传统的生物地层学和放射性同位素测年法，萨默塞特大坝辉长岩与形成第三纪盾状火山和熔岩原的玄武岩火山活动之间的成因联系就不能排除。根据地层关系，莫顿盆地的沉积物覆盖在尼拉火山岩和埃斯克槽的其他沉积物之上，这两个盆地的侵蚀显然都早于盾状火山和熔岩原的玄武岩及相关熔岩的喷发。²² · ²³ 然而，若以圣经的框架和时间尺度来解读区域地质记录，则这些中生代盆地中火山岩和沉积物的沉积应发生在洪水年末，随后的侵蚀作用则发生在洪水末期，并延续至洪水后时代直至今日。因此，如果第三纪玄武岩火山活动发生在洪水后时代早期，那么无论在时间上还是空间上，它都与萨默塞特大坝辉长岩侵入体相距不远，后者被认为是为玄武岩火山提供岩浆的岩浆房的残余。

侵入体的地质情况

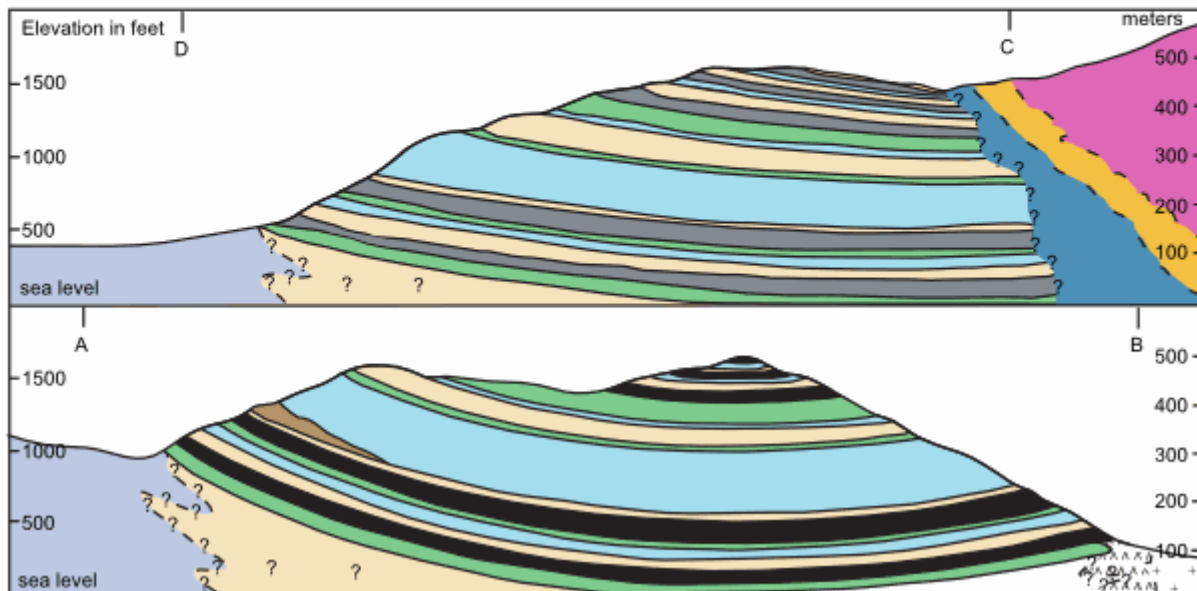
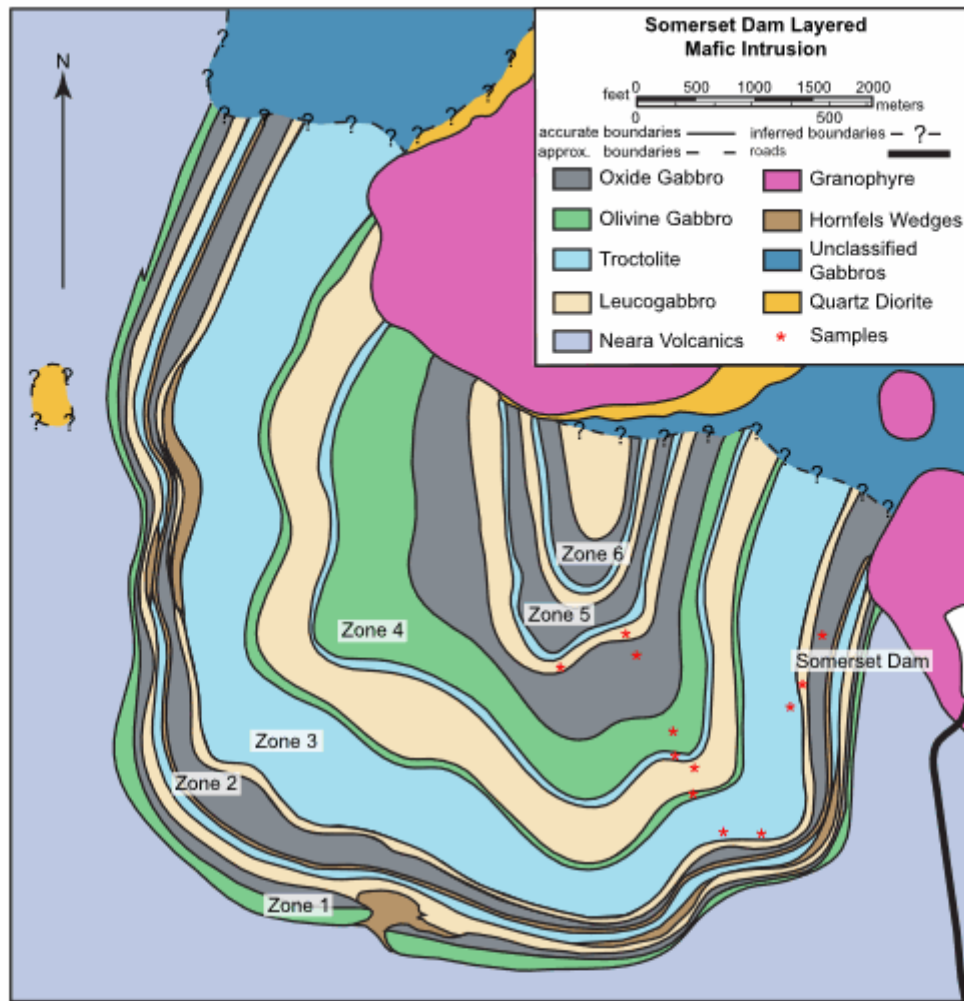


图 2. Somerset Dam 层状镁铁质侵入体的地质图（上）和横截面图（下）（据 Mathison 24）。

萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体及其周边地区的地质情况已得到全面测绘和研究。

^{25 ' 26 ' 27 ' 28 ' 29 ' 30 ' 31}周边地区的总体地质情况如图 1 所示，而图 2 则根据 Mathison 的权威著作，提供了详细的地质图和相应的侵入体剖面图。^{32 ' 33 ' 34}

在该辉长岩侵入体中，暴露出一系列 22 个碟状大层，厚度为 3~50 米，通常以 10~20° 向内倾斜。这些显著层之间的接触面界限清晰，通常在 10 厘米以内，接触面类型包括矿物相接触、矿物组合接触和结构接触。这些大层在层序和横向上均表现出均质性。这些大层的重复出现使得人们能够识别出至少六个发育良好的旋回单元，厚度从 30 米到 150 米不等（平均厚度约为 80 米）。这些大层仅包含四种主要岩石类型，这些岩石类型是根据其主要堆晶矿物相（在结构上与堆间矿物相区分开来）来定义的。35、36 构成宏观层

的这四种岩石类型是：白辉长岩或斜长岩（斜长石堆晶岩）、纯橄岩（斜长石+橄榄石堆晶岩）、橄榄辉长岩（斜长石+辉石+橄榄石堆晶岩）和氧化物（或铁）辉长岩（斜长石+辉石±橄榄石+磁铁矿+钛铁矿堆晶岩）。

这些循环单元的定义，即选择哪个宏观岩层作为每个循环的起始层，在某种程度上带有解释性。这种选择很大程度上取决于对结晶顺序和岩浆分异模式的预期，因为通常没有明确的野外证据来确定循环单元的底部和顶部。在萨默塞特大坝辉长岩侵入体中，

Mathison^{37, 38, 39, 40} 选择将每个循环单元定义为纯橄岩-橄榄辉长岩-氧化物辉长岩-白辉长岩^的序列，因为纯橄岩被认为是分异程度最低的岩石类型，而且隐蔽的趋势通常表明在纯橄岩底部存在反转。然而，Mathison⁴¹ 修改了每个循环单元的序列选择，将斜长岩定义为每个循环单元的底部，氧化物辉长岩定义为顶部，Walker 随后也采用了这一选择。⁴² 这种解释更符合推断的结晶顺序，其中氧化物辉长岩是分异程度最高的岩石类型。因此，典型旋回单元中的矿物成分在从斜长岩到纯橄岩的序列中呈现出反向分异趋势，而在从纯橄岩经橄榄辉长岩到氧化物辉长岩的序列中则呈现出正向分异趋势。^{43, 44} 全岩成分也^{显示} 出该 旋回序列中这些岩石类型之间存在显著变化。^{45, 46, 47}

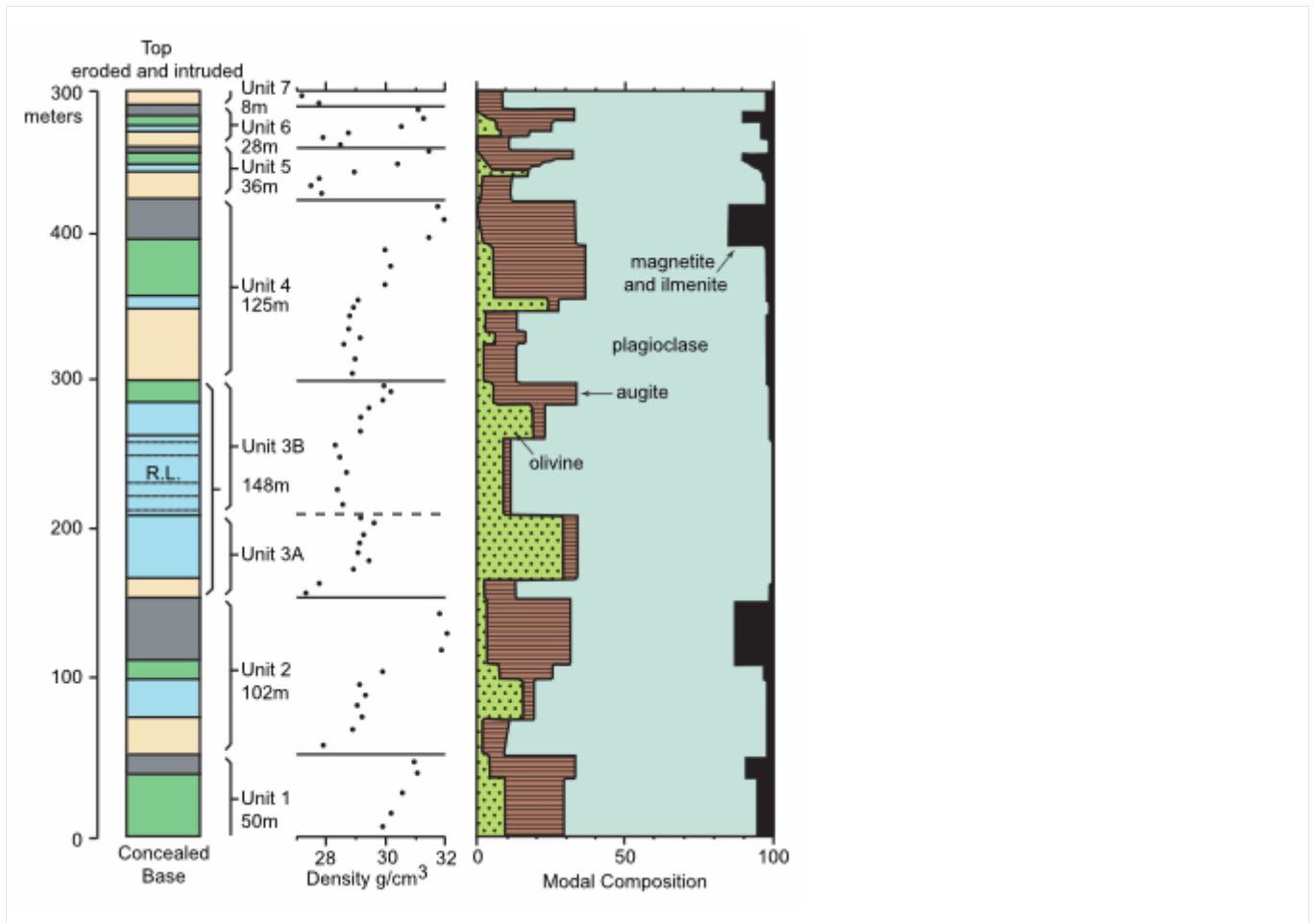


图 3. 萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体的地层柱状图（据 Mathison 53），显示了推断的旋回单元、岩石密度和矿物组成（空白 = 淡色辉长岩；点线 = 纯橄岩；虚线 = 橄榄辉长岩；黑色 = 氧化物辉长岩；RL = 韵律层理发育最佳带）

尽管连续的旋回单元具有显著的相似性，但它们在宏观层序、单个宏观层和旋回单元的厚度、矿物成分和隐伏模式、平均分异程度以及反转幅度等方面存在显著差异。48、49、50、51图 3 展示了萨默塞特大坝侵入体内部宏观层的地层序列，其中旋回单元由 Mathison 52 推断，并标示了岩石密度和矿物组成。第 3 单元是该序列中最厚

的单元，其与其他旋回单元不同，因此值得注意。它似乎由两个不完整的旋回单元组成，其序列分别为斜长岩-纯橄岩（单元 3A）和白纯橄岩-纯橄岩-橄榄辉长岩（单元 3B）。在白纯橄岩中，存在着侵入体宏观层序中发育最完善的小尺度韵律条带。单元 4 也非常不同，因为在单元序列底部斜长岩的中部附近有一个 5 个月厚的区域，其中约有 7% 的橄榄石，因此单元 4 的下部 30 米可能是一个不完整或中断的旋回单元，其序列为斜长岩-辉长岩-斜长岩，之后是典型的从斜长岩到氧化物辉长岩的旋回序列。

先前的放射性同位素测年

目前公认的萨默塞特大坝层状辉长岩侵入体的常规年龄是基于 Webb 和 McDougall 报道的两组钾氩法测定结果。⁵⁴他们对侵入体顶部附近角闪辉长岩中的角闪石进行了两次测量，并对侵入体底部附近橄榄辉长岩中的斜长石进行了两次测量。Murphy、Trezise、Hutton、Cranfield 和 Whittaker⁵⁵以及 Murphy、Trezise、Hutton 和 Cranfield⁵⁶使用 Dalrymple 的 IUGS 常数⁵⁷重新计算了所得的钾氩法年龄。因此，角闪石的修正“年龄”为 218 Ma 和 220 Ma，斜长石的修正钾氩法“年龄”为 212 Ma 和 213 Ma。当然，假设侵入体内部层理是依次结晶形成

的，那么侵入体底部附近橄榄辉长岩的年龄应该比顶部附近角闪辉长岩的年龄更老。但是，将这些年龄测定结果的差异归因于该技术的“误差范围”是合理的。综合这些结果，得出“平均年龄”为 216 ± 4 Ma。

Walker ⁵⁸从旋回单元 2 中的辉长岩和旋回单元 4 中的橄榄辉长岩中分离出角闪石颗粒，并采用氩激光增量加热技术进行 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄测定。只有来自橄榄辉长岩的角闪石颗粒的计算“表观年龄”为 221.5 ± 0.9 Ma。他还对碱性长石花岗岩（花岗斑岩）和石英二长闪长岩单元中的钾长石、白云母和黑云母颗粒进行了测定，他认为这些单元与层状侵入体有关（图 2）。结合角闪石的测定结果，计算出整个萨默塞特大坝火成岩杂岩体的“综合表观年龄”为 224.2 ± 4.8 Ma。同样，Walker ⁵⁹对层状侵入体及其附近周边火成岩单元中所有四种岩石类型的全岩样品进行了 Rb-Sr 年龄测定，并对橄榄辉长岩和周边花岗岩（花岗斑岩）进行了矿物鉴定。利用所有全岩样品和所有矿物分离物，拟合出一条等时线，得出整个萨默塞特大坝火成岩杂岩体的“可接受的” Rb-Sr 等时线“年龄”为 225.3 ± 2.3 Ma，与汇总的表观 Ar-Ar 年龄非常吻合。

样品采集

野外工作和样品采集分别于 1998 年 6 月和 1999 年 11 月进行。一条农场道路连接萨默塞特水坝村和水坝本身，该水坝是布里斯班谷公路在埃斯克镇以北的一条支线。这条农场道路从公路延伸至村庄和水坝西侧的山坡，而该山坡正是层状辉长岩侵入体的所在。因此，道路逐渐向上延伸，穿过侵入体的不同宏观层位，在路堑和道路两侧的山坡上均可见合适的露头。1998 年 6 月的野外考察中，沿穿过侵入体的公路横断面采集了 12 个 2-3 公斤的样品，从循环单元 2 顶部的氧化辉长岩样品开始，依次采集了单元 3 和单元 4 所有连续宏观层的样品，最后采集了单元 5 底部的两个斜长岩宏观层样品。这些样品的位置在图 2 中标出。1999 年 11 月的野外考察中，从循环单元 2 顶部的氧化辉长岩宏观层中采集了 6 个 3-4 公斤的紧密排列的样品。紧密排列的采样目的是研究宏观层内的矿物学和地球化学变化，特别是选择一个合适的样品将其分离成矿物成分，以便进行放射性同位素测年，从而生成矿物等时线，这项工作仍在进行中。这些样品的位置也在图 2 中标出。

实验室工作

所有样品首先被送去进行切片——每个样品取一片薄片进行岩相分析。随后，从循环单元 2 顶部的氧化物辉长岩宏观层中选取了 6 个紧密排列的样品中的 4 个

进行分析，同时选取了单元 3 和单元 4 上覆宏观层的 11 个样品以及单元 5 底部的斜长岩样品。每个样品约 100 克被送往位于南澳大利亚阿德莱德的 AMDEL 实验室进行全岩主量元素、微量元素和稀土元素分析。之后，每个样品又取另一组代表性样品（50-100 克）送往位于加拿大安大略省安卡斯特的 Activation Laboratories 的 K-Ar 定年实验室进行全岩 K-Ar 定年。第三组具有代表性的样品（50-100 克）也被送往澳大利亚堪培拉澳大利亚国立大学地球科学研究所的 PRISE 实验室，进行全岩 Rb-Sr、Sm-Nd 和 Pb-Pb 放射性同位素测年。

在 AMDEL 实验室，每个样品均被破碎并研磨成粉末。全岩分析采用全熔融法，将每个粉末样品完全熔融后进行消解，然后使用 ICP-OES（电感耦合等离子体发射光谱法）分析主要元素和次要元素，使用 ICP-MS（电感耦合等离子体质谱法）分析痕量元素和稀土元素。主要元素中的铁以 Fe_2O_3 的形式通过 ICP-OES 进行分析并报告结果，但同时也采用湿化学方法单独分析了 FeO，该方法还能记录灼烧损失，主要代表样品中的 H_2O 或任何碳酸盐（以 CO_2 的形式释放）。所有主要元素氧化物的检出限均为 0.01%。次要元素和痕量元素的检出限在 0.5 至 20 ppm 之间，稀土元素的检出限在 0.5 至 1 ppm 之间。

在活化实验室，K-Ar 分析是在 K-Ar 实验室经理 Yakov Kapusta 博士的指导下进行的。实验室没有收到具体的地点或预期年龄信息，但提供了样品描述，以便实验室工作人员了解他们处理的样品类型，并确保操作流程的正确性。将全岩样品破碎并研磨后，采用 ICP 技术测量 K 的浓度（重量百分比）。然后，利用测得的 K 浓度，根据陆地同位素丰度计算出 ^{40}K 的浓度（ppm）。 $^{40}\text{Ar}^*$ （假定的放射性 ^{40}Ar ）的浓度（ppm）则通过常规公式，利用惰性气体质谱仪的同位素稀释测量结果，并校正已知同位素组成的大气氩的影响而得出。

$^{61}\text{Ar}^*/\text{总 Ar}$ 和 $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ 的比值也由质谱仪测量结果得出。

Rb-Sr、Sm-Nd 和 Pb-Pb 同位素分析是在 PRISE 实验室由 Richard Armstrong 博士指导下进行的。虽然样品被描述为年轻的辉长岩，但并未向实验室提供具体的产地或预期年龄信息，以便实验室人员优化样品制备流程，从而获得最佳分析结果。在实验室中，样品被破碎并研磨成粉末，然后溶解于浓氢氟酸中，随后按照每种放射性同位素体系的标准化学分离程序进行分离。分离后，每种放射性同位素体系中的元素按照标准程序加载到金属丝上，用于固体源热电离质谱仪（TIMS）的分析。TIMS 是该实验室目前使用的最先进技术。铯同位素的测量采用质量分馏校正值

$^{86}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr} = 0.1194$ ，所报告的

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值已归一化至 NBS 标准 SRM 987 的值 0.710207。钕同位素的质量分馏校正采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ ，并以 BCR-1 的现今 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值 0.51268 进行归一化。铅同位素比值已归一化至 NBS 标准 SRM 981 以进行质量分馏校正。

岩相学和化学

每个循环单元的底部均以一层白辉长岩（斜长石堆晶岩或斜长岩）宏观层开始。斜长石（拉长石，平均含量为 84%⁶²）是白辉长岩中的主要堆晶矿物相，此外还有极少量的堆晶橄榄石（痕量）和有时痕量的堆晶磁铁矿。堆晶间矿物（结晶于堆晶相之后，因此存在于堆晶相之间的剩余空间

⁶³）按丰度递减的顺序依次为：普通辉石（3%）、褐角闪石（3%）、钛铁矿（2%）、磁铁矿（1%）、磷灰石（0.4%）和斜方辉石（0.1%）。由此推断，结晶顺序为：首先是斜长石，然后是少量橄榄石（如有），接着是普通辉石、磁铁矿和钛铁矿，少量斜方辉石，棕色角闪石，最后是磷灰石。白辉长岩的蚀变程度始终高于其他岩石类型，其中的普通辉石（通常为辉绿岩或包晶质）通常高度蚀变为低铝阳起石质浅绿色角闪石（“铝绿石”，平均含量为 6%）

的毡状集合体，因此铝绿石通常是仅次于斜长石的第二大矿物。白辉长岩主要为正堆晶岩

⁶⁴，这可从其整体结构、堆晶间矿物的比例、相对丰富的棕色角闪石、斜长石中广泛的正环带（钙长石含量为 15-20 摩尔%）、普遍较高的不相容元素（如钾和磷）含量以及可能反映结晶过程中相对较高的流体含量的广泛蚀变中看出⁶⁵。

辉长岩（斜长石-橄榄石堆晶岩）中的堆晶相包括斜长石（拉长石，平均含量 75%）、**橄榄石**（18%）和微量铬磁铁矿；而堆晶间矿物主要包括普通辉石（3%）、褐角闪石（0.5%）、磁铁矿（0.4%）和钛铁矿（0.6%），以及微量的斜方辉石和磷灰石。推测其结晶顺序与白辉长岩相同，只是少量铬磁铁矿结晶较早，可能晚于斜长石。至少部分斜长石的结晶时间早于橄榄石，因为橄榄石颗粒中通常含有细小的斜长石片。这些斜长石片通常比侵入体中其他岩石类型中的斜长石片更小更薄，且具有很强的结晶性。层状结构。橄榄石颗粒在被辉石包裹时呈半自形，但相对于斜长石则部分呈间隙状。辉石颗粒总是包晶状或辉绿状，包裹着大量的斜长石片状晶体和少量橄榄石颗粒。然而，辉石的含量比例和结构也存在差异，尤其是第 4 单元中的纯橄岩具有明显的辉石包晶（直径 5-10 毫米）。尽管如此，纯橄岩的主要变化在于斜长石和橄榄石的相对含

量比例（见图 3），斜长石含量 $>80\%$ 的纯橄岩为白纯橄岩。辉石的某些蚀变再次导致了透辉石聚集体的形成，其平均含量可达 2%。⁶⁷

在橄榄辉长岩（斜长石-普通辉石-橄榄石堆晶岩）中，堆晶普通辉石（平均含量 20%，矿物组成 68 %）与纯橄岩的堆晶矿物组合（斜长石（拉长石，平均含量 68%）和橄榄石（平均含量 6%））共同组成。堆晶间矿物主要为褐角闪石（2%）、磁铁矿（1%）、钛铁矿（1%），极少量的斜方辉石（平均含量 0.2%）仅以部分反应环的形式出现在某些橄榄石颗粒上，以及痕量磷灰石。其结晶顺序可能与白辉长岩相似。普通辉石呈半自形，并有双晶，且从不包覆橄榄石。此外，它也可能蚀变为钙长石，钙长石的平均含量有时可达 1.5%。褐角闪石通常呈辉绿状，含量最高可达 5%。体积。在上部循环单元中观察到橄榄辉长岩和氧化物辉长岩之间的过渡。

氧化物辉长岩（斜长石-普通辉石-磁铁矿-钛铁矿堆晶岩）中的堆晶相主要为斜长石（拉长石，平均含量 55%）和普通辉石（平均含量 28%），另含 0-3%的橄榄石、少量磁铁矿（平均含量 7%）和钛铁矿（平均含量 6%）。至少部分磁铁矿呈堆晶状（半自形八面体），但由于发生了广泛的堆晶间增生，大多数铁钛氧化物晶界位于斜长石和普通辉石的间隙中。普通辉石常呈双晶，

并以清晰的半自形棱柱状产出。尽管氧化物辉长岩的蚀变程度很小，但仍存在少量钙长石。再次出现一些棕色角闪石（平均含量高达 1.5%），其他堆晶间矿物稀少，而斜方辉石则完全缺失。氧化物辉长岩具有最明显的堆晶特征，也就是说，在岩浆结晶过程中，间隙液被堆晶的生长所置换，使得堆晶相互交错。

⁷⁰氧化物辉长岩也是典型旋回单元中四种主要岩石类型中分异程度最高的。尽管最初被 Mathison⁷¹称为“铁辉长岩”，因为其总铁含量与格陵兰岛东部斯凯尔加德层状镁铁质侵入体中的一些铁辉长岩相似，但由于萨默塞特大坝辉长岩中磁铁矿含量丰富，其

$\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}^{2+}$ 比值较高 (>0.7)，因此 Mathison⁷²将其称为氧化物辉长岩。

表 1 列出了本研究选取的 15 个样品的全岩主量元素氧化物以及部分微量元素和稀土元素的分析结果。各旋回单元宏观层中四种不同岩石类型主量元素氧化物的分布模式与 Mathison 等人已报道的这些岩石的平均全岩主量元素氧化物组成模式一致^{73, 74}

。氧化辉长岩的 SiO_2 含量最低， Fe_2O_3 含量最高；斜长岩（白辉长岩）的 SiO_2 含量最高， Fe_2O_3 含量最低。各

旋回单元底部斜长岩的 Al_2O_3 含量最高，向上依次经纯橄岩和橄榄辉长岩逐渐降低，在氧化辉长岩中含量最低，这与斜长石含量的降低趋势一致⁷⁵（见图 3）。Mathison⁷⁶ 发现，典型的循环单元中，随着高度的增加和分馏的增加，成分变化从主要元素氧化物数据（如表 1 所示）中可以明显看出，并且通常涉及总铁（ Fe^{2+} 和 Fe^{3+} ）、 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值、 TiO_2 和 MnO 的增加，以及 Al_2O_3 、 SiO_2 、 Na_2O 和 K_2O 的减少。

表 1 中选取的微量元素和稀土元素数据与 Mathison⁷⁷ 和 Walker⁷⁸ 获得的数据相似。总之，Cr、Ni、V 和 Cu 在旋回单元内以及整个侵入体的地层序列中变化最大。此外，正如预期的那样，每个旋回单元中主要元素和微量元素的变化模式与矿物学变化平行。因此， P_2O_5 含量与副矿物磷灰石的存在呈正相关，Sr 含量与斜长石的丰度呈正相关，而 La、Ce 和 Nd 等稀土元素通常在氧化物辉长岩中浓度略高。Mathison^{79, 80, 81} 还分析了主要矿物（斜长石、橄榄石、普通辉石、斜方辉石、褐角闪石、磁铁矿、钛铁矿和黑云母）的成分，并绘制了侵入体整个出露地层序列中每个旋回单元的成分变化图。他发现，定义矿物中隐秘成分趋势的最敏感参数是斜长石中的 An、橄榄石中的 Fo 和 Ni，以及磁铁矿和辉石中的 Cr。

放射性同位素测年结果

本研究中所有 15 个样品的 K-Ar 分析数据和 K-Ar 模型“年龄”列于表 2。这些模型年龄是利用 Dalrymple 和 Lanphere⁸² 的标准方程计算得出的，该方程基于表 2 中列出的⁴⁰Ar*（放射性成因⁴⁰Ar）与⁴⁰K 的丰度比。模型年龄法假设玄武质岩浆侵入形成每个旋回单元以及冷却分异形成层状辉长岩的过程中均不存在放射性成因⁴⁰Ar。模型年龄范围为 181.3±8 Ma（单标准差）至 252.8±9 Ma，平均“年龄”为 206.6 Ma（+46.2 Ma，25.3 Ma，n = 15）。这些模型年龄的巨大差异难以解释，因为它们并未形成一个可预测的递减序列，即随着侵入体底部到顶部的推进，每个循环单元的形成年龄依次递减。事实上，除了许多模型“年龄”彼此不一致之外，没有其他可识别的模式。所取样的旋回单元的平均模型年龄分别为：旋回单元 2 为 203.2 Ma（n = 4），旋回单元 3 为 227.2 Ma（n = 5），旋回单元 4 为 192.6 Ma（n = 4），旋回单元 5 为 189.7 Ma（n = 2）。虽然从旋回单元 3 到旋回单元 4 和 5 存在明显的年龄递减趋势，但作为所取样单元中最古老的旋回单元 2，其平均模型“年龄”却比上覆的旋回单元 3 更年轻。此外，在旋回单元 3 和 4 中，虽然已对宏观层序进行了取样和分析，但这些宏观层序的年龄应该相同，因为它们均由同一波侵入的玄武质岩浆分异和演化而来，然而获得的模型“年龄”却

不一致。即使在循环单元 3 的同一宏观层中按升序采集了三个辉长岩样品，每个样品的模式年龄也存在显著差异。同样，在循环单元 2 的同一氧化辉长岩宏观层中，地层位置仅相距数米的样品 SDI-2A4 和 SDI-2A6，其模式年龄分别为 194.7 ± 8 Ma 和 239.4 ± 9 Ma，也存在显著差异。

表 1. 澳大利亚布里斯班附近萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体 15 个样品的全岩主量元素氧化物和选定的微量元素分析。（分析员：澳大利亚 AMDEL；2000 年 4 月）。

样本	SD I-2A1	SD I-2A3	SD I-2A4	SD I-2A6	SD I-2B	SD I-3A	SD I-3B	SD I-3C	SD I-3D	SD I-3E	SD I-4A	SD I-4B	SD I-4C	SD I-4D	SD I-4E
岩石类型	氧化辉长岩	氧化辉长岩	氧化辉长岩	氧化辉长岩	钙铁矿	托洛克托莱特	托洛克托莱特	托洛克托莱特	橄榄石辉长岩	钙铁矿	托洛克托莱特	橄榄石辉长岩	氧化辉长岩	钙铁矿	钙铁矿
循环	2	2	2	2	3	3	3	3	3	4	4	4	4	5	5

单 元															
SiO ₂ (%)	43 (.6)	45 (.3)	44 (.2)	39 (.9)	47 (.5)	48 (.1)	45 (.9)	46 (.8)	50 (.9)	49 (.1)	48 (.4)	47 (.2)	43 (.8)	50 (.7)	50 (.9)
二氧 化 钛 (%)	4. 75	3. 97	3. 91	5. 21	0. 30	0. 58	0. 41	0. 33	0. 49	0. 50	0. 52	1. 27	4. 85	1. 13	0. 88
Al ₂ O ₃ (%)	14 (.6)	17 (.1)	17 (.2)	17 (.2)	25 (.5)	21 (.3)	18 (.1)	24 (.6)	20 (.1)	24 (.1)	20 (.7)	20 (.2)	15 (.9)	25 (.5)	24 (.8)
Fe ₂ O ₃ (%)	15 (.4)	12 (.6)	12 (.8)	19 (.2)	4. 70	6. 76	9. 00	5. 08	4. 59	4. 77	7. 50	10 .4	15 .1	5. 63	5. 49
MgO (%)	5. 98	5. 57	5. 85	7. 77	6. 54	8. 65	14 .0	6. 97	6. 46	4. 67	8. 72	6. 19	5. 56	2. 07	2. 62
MnO (%)	0. 19	0. 14	0. 13	0. 18	0. 07	0. 10	0. 14	0. 08	0. 08	0. 08	0. 12	0. 11	0. 15	0. 06	0. 08
CaO	11	10	10	6.	12	10	9.	11	13	12	10	10	11	10	10

pm)															
V (p pm)	47 0	34 0	34 0	44 0	30	60	60	40	90	60	70	35 0	55 0	14 0	11 0
镍 (p pm)	26	5	5	7	92	11 5	23 0	91	36	39	81	49	7	4	3
钴 (p pm)	40	40	40	60	30	40	60	30	20	20	40	60	50	20	20
铜 (p pm)	90	84	25 0	<2	12	32	33	13	38	20	45	21 0	60	13	4
锌 (p pm)	83	59	59	94	34	46	63	55	33	45	55	60	79	42	74
铷 (p pm)	4. 5	4. 5	3. 5	1. 5	2. 5	3. 5	1. 5	2. 5	3. 5	5. 0	4. 0	3. 5	1. 5	5. 0	15 .5
锶 (p pm)	45 0	55 0	50 0	55 0	60 0	45 0	40 0	55 0	47 0	55 0	49 0	50 0	41 0	70 0	70 0

Y (p pm)	16	11	16	2	4	7	6	5	9	10	10	6	9	4	7
锆 (p pm)	90	60	50	40	30	40	30	30	30	40	50	40	40	40	50
钇 (p pm)	50	60	60	40	45	45	30	40	50	65	60	55	35	75	10 0
铅 (p pm)	25	20	15	30	<5	<5	<5	<5	<5	10	<5	<5	25	5	5
钍 (p pm)	33 .5	20 .5	18 .5	17 .5	9. 5	11 .0	12 .0	9. 5	10 .0	9. 5	11 .0	11 .5	14 .0	8. 0	8. 5
U (p pm)	1. 5	0. 5	<0 .5	<0 .5	<0 .5	<0 .5	<0 .5	<0 .5	<0 .5	<0 .5	<0 .5	<0 .5	<0 .5	<0 .5	<0 .5
La (p pm)	11	9	13	6	7	9	6	7	7	9	8	7	6	8	10
铈	12	10	16	3	5	9	6	7	9	12	10	8	6	8	10

(p pm)															
钕 (p pm)	13 .5	9. 0	16 .0	2. 0	4. 5	6. 5	4. 0	4. 0	5. 5	7. 5	7. 0	4. 5	4. 5	4. 5	6. 0
钐 (p pm)	3. 5	2. 5	4. 0	<0 .5	1. 0	1. 5	1. 0	1. 0	1. 5	2. 0	2. 0	1. 0	1. 5	1. 0	1. 5

表 2. 澳大利亚布里斯班附近萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体的全岩 K-Ar 数据。（分析员：加拿大安卡斯特活化实验室的 Y. Kapusta 博士；2001 年 4 月）。这些数据得出 15 点等时线年龄为 174 ± 8 Ma (K-Ar) 和 181 ± 23 Ma ($^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$ — $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$)。

示例 代码	岩石 类型	K_2O (重量 百分比)	^{40}K (ppm)	$^{40}\text{Ar}^*$ (ppm)	总计 ^{40}Ar (ppm)	$^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$	^{36}Ar (ppm)	$^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$	模型 年龄 (百万 年)	不 确定 度 (σ)
----------	----------	-------------------------------------	--------------------------	-----------------------------	---------------------------------	-----------------------------------	---------------------------	----------------------------------	-----------------------	------------------------------

SDI-4E	白 辉 长 岩	0.498	0.493	0.005445	0.007467	405.96	0.0000183	26939.9	184.2	+7
SDI-4D	白 辉 长 岩	0.302	0.299	0.003516	0.004254	359.54	0.0000118	25338.9	195.1	+8
SDI-4C	氧 化 辉 长 岩	0.166	0.165	0.001804	0.002040	334.72	0.0000060	27500.0	182.7	+9
SDI-4B	榧 椏 石 辉 长 岩	0.223	0.221	0.002676	0.002945	325.73	0.0000090	24555.6	201.1	+8
SDI-4A	余 长 石	0.223	0.221	0.002398	0.002657	328.03	0.0000080	27625.0	181.3	+8
SDI-	白	0.2	0.2	0.00	0.00	386.3	0.000	24130	205	+8

3E	辉 长 岩	24	22	2749	3588	4	0092	.4	.3	
SDI- 3D	榑 椈 石 辉 长 岩	0.2 12	0.2 10	0.00 2692	0.00 3818	419.7 3	0.000 0090	23333 .3	211 .9	+8
SDI- 3C	余 长 石	0.1 40	0.1 38	0.00 1870	0.00 2397	379.4 3	0.000 0063	21904 .8	222 .7	+7
SDI- 3B	余 长 石	0.1 00	0.0 99	0.00 1532	0.00 1932	373.2 5	0.000 0051	19411 .8	252 .8	+9
SDI- 3A	余 长 石	0.1 98	0.2 31	0.00 2459	0.00 3134	377.3 4	0.000 0083	27831 .3	208 .2	+9
SDI- 2B	白 辉 长 岩	0.1 10	0.1 09	0.00 1590	0.00 1925	358.4 6	0.000 0053	20566 .0	240 .3	+8

SDI-2A6	氧化辉长岩	0.100	0.009	0.001444	0.001851	379.55	0.0000048	20625.0	239.4	+9
SDI-2A4	氧化辉长岩	0.513	0.508	0.005953	0.009920	492.15	0.0000201	25273.6	194.7	+8
SDI-2A3	氧化辉长岩	0.251	0.248	0.002896	0.004060	415.04	0.0000097	25567.0	193.9	+7
SDI-2A1	氧化辉长岩	0.205	0.203	0.002250	0.003125	411.10	0.0000076	26710.5	184.9	+9

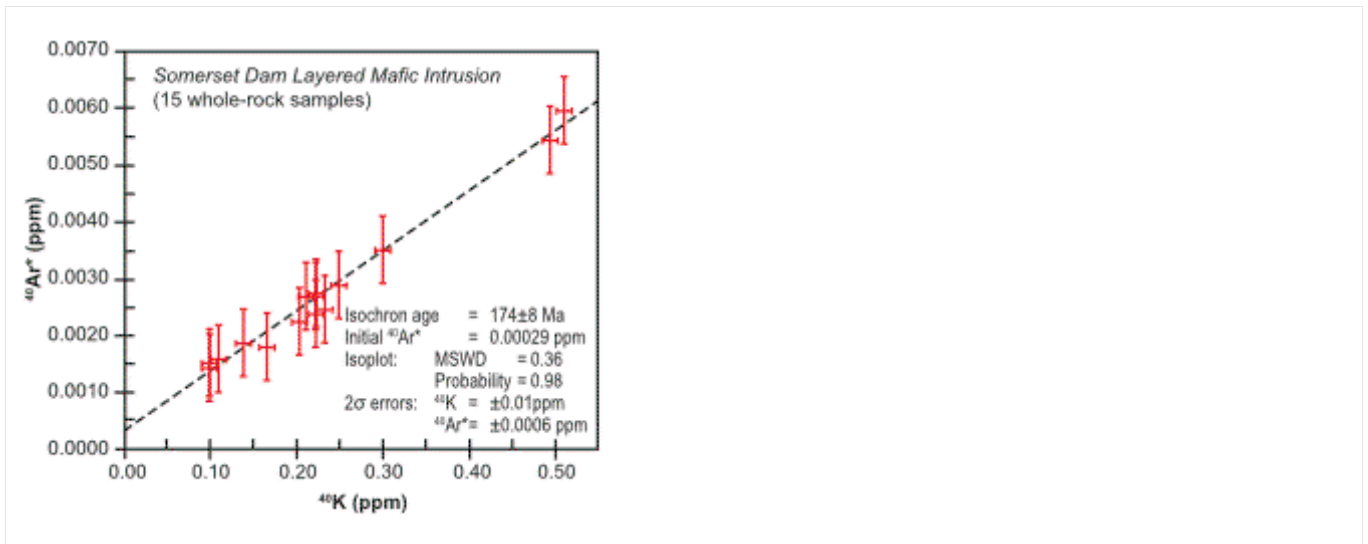


图 4. 萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体中 ^{40}K 与 $^{40}\text{Ar}^*$ 的关系图，所有 15 个样品均用于等时线和年龄计算。误差线代表两倍标准差不确定度。

图 4 为 ^{40}K 与 $^{40}\text{Ar}^*$ 图，图中绘制了来自萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体的全部 15 个样品。图中每个数据点的误差线代表双标准差不确定度，但数据中仍然呈现出非常明显的线性趋势，并使用 Ludwig 的 Isoplot 程序⁸³绘制了等时线，该程序采用了 York 的最小二乘线性回归方法⁸⁴。所有 15 个样品均纳入回归计算，拟合效果极佳。根据直线斜率计算出的等时线“年龄”为 $174 \pm 8 \text{ Ma}$ （双标准差误差）。该等时线年龄的双标准差不确定度非常小，因为分配给每个数据点的双标准差不确定度也很小。该等时线与数据的极佳拟合度体现在其极低的均方加权偏差（MSWD，衡量观测数据点与最佳拟合线之间的偏差与根据给定误差和误差相关性计算的预期偏差之比）和极高的概率值

(0.98)上。初始⁴⁰Ar*含量为 0.00029 ppm, 这是一个非常小的过量放射性⁴⁰Ar, 违反了模型年龄技术中⁴⁰Ar*含量为零的假设。该 K-Ar 等时线“年龄”与 Webb 和 McDougall 发表的三组角闪石和斜长石 K-Ar 测定结果显著不一致, ⁸⁵Murphy 等人^{86, 87}使用 Dalrymple⁸⁸的 IUGS 常数 (分别为 218 和 220 Ma, 以及 212 和 213 Ma) 重新计算了这些结果, 得出的“平均年龄”为 216 ± 4 Ma。同样, 该 15 点 K-Ar 等时线“年龄” 174 ± 8 Ma 与 Walker⁸⁹基于对三颗钾长石、四颗白云母、一颗角闪石和四颗黑云母颗粒的⁴⁰Ar/³⁹Ar 测定结果得出的“综合表观年龄” 224.2 ± 4.8 Ma 也存在显著差异。

表 3 列出了侵入体中所有 15 个样品的全岩 Rb-Sr、Sm-Nd 和 Pb-Pb 放射性同位素数据。正如预期的那样, 这 15 个辉长岩样品的放射性同位素比值在所有三个放射性同位素体系中变化不大。这是因为这些辉长岩的矿物组成相似, 尽管不同宏观层中这些矿物的含量存在差异。即使氧化物辉长岩中斜长石含量显著低于白辉长岩 (斜长岩), 而磁铁矿和钛铁矿含量显著高于白辉长岩, 也几乎没有影响到相应放射性同位素比值的变化。

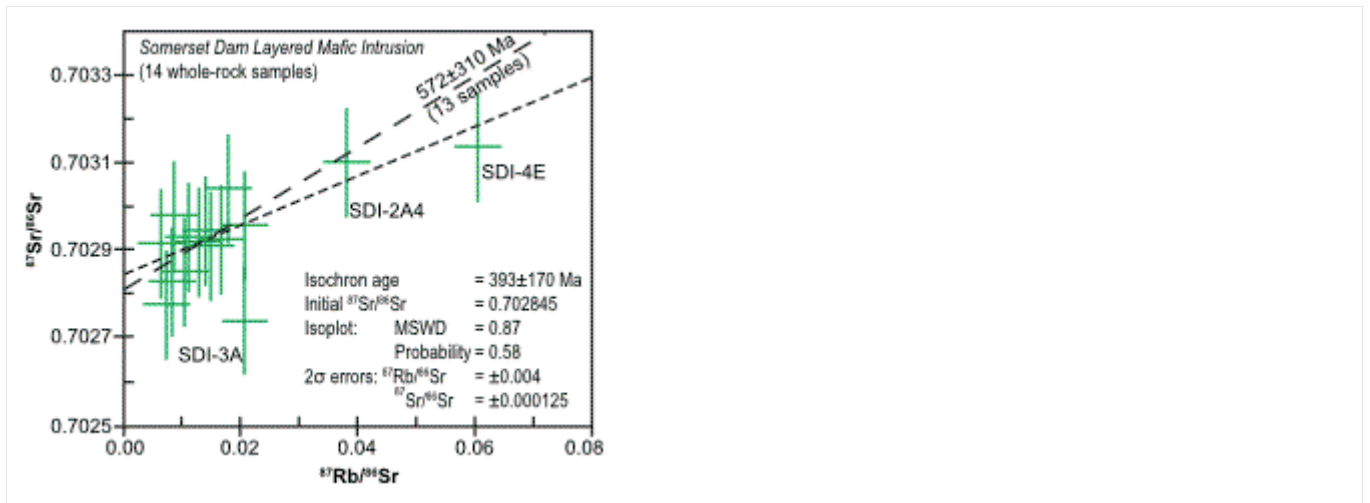


图 5. 萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体的 $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$ 与 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ 图。等时线和年龄计算仅使用了 15 个样品中的 14 个。误差线代表两倍标准差不确定度。

图 5 显示了基于表 3 数据的层状镁铁质侵入体的 $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$ 与 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ 的关系图。误差线代表数据点的 2σ 不确定度，虽然绝对值较小，但相对于测得的放射性同位素比值而言却显得较大，如图 5 所示。使用 Ludwig 90 的 Isoplot 程序进行回归分析，对 15 个样品中的 14 个样品进行了合理的等时线拟合，具有较低的 MSWD 值和中等概率。纯橄岩样品 SDI-3A 显然是一个异常值。由于数据点的 2σ 不确定度以及 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值的分布范围非常窄，最终得到的等时线“年龄”为 $393 \pm 170 \text{ Ma}$ ，具有较大 的 2σ 误差。这项基于 14 个点的全岩 Rb-Sr 等时线“年龄”似乎显著高于 Walker 获得的 12 点全岩（8 个样品）和矿物（4 种矿物）Rb-Sr 等时线“年龄” $225.3 \pm 2.3 \text{ Ma}$ 。

⁹¹ 尽管本文获得的较高 Rb-Sr 等时线年龄的 2σ 误差范围包含了 Walker 的较低 Rb-Sr 等时

线年龄及其 2σ 误差范围，但就绝对值而言，较高的年龄与较年轻的年龄似乎并不一致。这里获得的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值远高于 Walker 等时线拟合得到的比值，因此，如果将斜长岩样品 SDI-4E 也从这里的回归分析中排除，则得到的等时线会明显变陡，初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值会略低，从而产生更高的等时线“年龄” $572 \pm 310 \text{ Ma}$ (图 5)，这显然与 Walker Rb-Sr 等时线年龄不一致。

表 3. 澳大利亚布里斯班附近萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体的全岩 Rb-Sr、Sm-Nd、Pb-Pb 放射性同位素数据。(分析员: RA Armstrong 博士, PRISE, 澳大利亚国立大学, 堪培拉; 2002 年 3 月至 7 月)。

样 本	长 石	铷 (ppm)	锶 (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	钐 (ppm)	钕 (ppm)	厘米 $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	厘米 到 (Ma)	^{206}Pb (4Pb)	^{207}Pb (4Pb)	^{208}Pb (4Pb)
SDI-2A	斜长岩	21.92	50.389	0.0110	0.7029	2.98	10.175	0.178	0.5129	+68.65	18.660	15.589	38.529

1	光 七 岩						2		0				
SD	年	22.56	0.01	0.70	2.7	0.0	0.51	+	29	18.	15.	38.	
I-	作	71	0.40	2944	63	75	20	2990	6	23	721	702	748
2A	物	94			2	3	53		.	.0			
3	光 七 岩						1		0				
									5				
SD	年	27.59	0.03	0.70	4.18	0.0	0.51	+	53	18.	15.	38.	
I-	作	83	6.80	3103	87	.6	15	2956	5	2.	518	600	396
2A	物	40			8	73	79		.	3			
4	光 七 岩						7		3				
									8				
SD	年	21.62	0.00	0.70	0.1	0.0	0.51	+	44	18.	15.	38.	
I-	作	38	2.64	2916	36	67	13	2913	4	2.	458	572	310
2A	物	82			6	9	17		.	3			
6	光 七 岩						8		5				
									4				
SD	年	32.71	0.00	0.70	0.3	0.0	0.51	+	43	18.	15.	38.	
I-	作	05	0.83	2827	82	57	13	2939	5	2.	520	578	382

2B	石		08			1	1	90		.	3			
								8		0				
										5				
SD	抄	33.	53	0.02	0.70	1.	5.	0.	0.51	+	51	18.	15.	38.
I-	抄	77	4.	04	2740	30	40	14	2923	4	0.	538	578	422
3A	更		20			1	0	56		.	2			
	抄							8		7				
	更									4				
SD	抄	31.	49	0.00	0.70	0.	3.	0.	0.51	+	43	18.	15.	38.
I-	抄	26	8.	73	2777	72	26	13	2922	4	7.	510	590	389
3B	更		63			4	5	41		.	9			
	抄							1		7				
	更									2				
SD	抄	32.	60	0.01	0.70	0.	3.	0.	0.51	+	46	18.	15.	38.
I-	抄	19	4.	5	2852	82	71	13	2906	4	7.	532	610	443
3C	更		88			3	8	39		.	6			
	抄							4		4				
	更									1				
SD	抄	32.	64	0.01	0.70	1.	5.	0.	0.51	+	70	18.	15.	38.
I-	抄	85	4.	28	2919	64	58	17	2986	5	0.	632	598	550

3D	不 光 七 岩		68			3	4	78		.	6			
								9		9	7			
SD	钎	43.	63	0.01	0.70	1.	5.	0.	0.51	+	51	18.	15.	38.
I-	钎	23	1.	48	2909	37	57	14	2931	4	6.	393	570	252
3E	石		03			4	9	89		.	9			
								3		9	0			
SD	抄	44.	61	0.02	0.70	1.	5.	0.	0.51	+	47	18.	15.	38.
I-	抄	38	5.	06	2957	17	26	13	2902	4	7.	739	625	690
4A	更 抄 多 物		34			0	6	43		.	9			
								8		3	3			
SD	相	43.	62	0.01	0.70	1.	4.	0.	0.51	+	65	18.	15.	38.
I-	相	59	5.	66	2925	13	14	16	2951	5	7.	551	601	455
4B	不 光 七 岩		00			0	8	47		.	2			
								4		2	9			
SD	拿	41.	45	0.00	0.70	1.	4.	0.	0.51	+	14	18.	15.	38.
I-	拿	33	0.	85	2979	42	39	19	2986	5	54	613	605	513

4C	物 光 七 岩		68			7	4	64		. . 4			
								4		9			
										7			
SD	铀	55. 82	0. 01	0. 70	1. 4.	0. 0.	0. 51	+	52	18.	15.	38.	
I-	铀	06	0. 78	3041	14	86	14	2906	4	1. 861	604	611	
4D	石		25		4	7	21		. 3				
									4				
									5				
									1				
SD	铀	516	78	0. 06	0. 70	1. 6.	0. 0.	0. 51	+	47	18.	15.	38.
I-	铀	. 4	6. 03	3138	41	24	13	2909	4	9. 547	562	395	
4E	石	0	68		4	2	69		. 9				
									4				
									7				

笔记:

1. 测得的现今 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ 比值 ($\pm 2s$) 已归一化为 $^{86}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr} = 0.1194$
2. 报告的 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ 比值是相对于 NBS 标准 SRM987 的 0.710207 ± 26 ($\pm 2s$) 值而言的。
3. 测得的现今 $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ 比值 ($\pm 2s$) 已归一化为 $^{146}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0.7219$

4. $e_{Nd}(t_0)$ 指的是相对于 BCR-1 亏损地幔值 0.51268 的当前计算值。
5. 利用现今亏损地幔的 $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0.51315$ 和 $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd} = 0.2136$ 值计算亏损地幔模式年龄 (T_{DM})。
6. $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ 比值以 NBS 标准 SRM981 进行质量分馏归一化，而所有其他比值均通过双重加标程序计算。

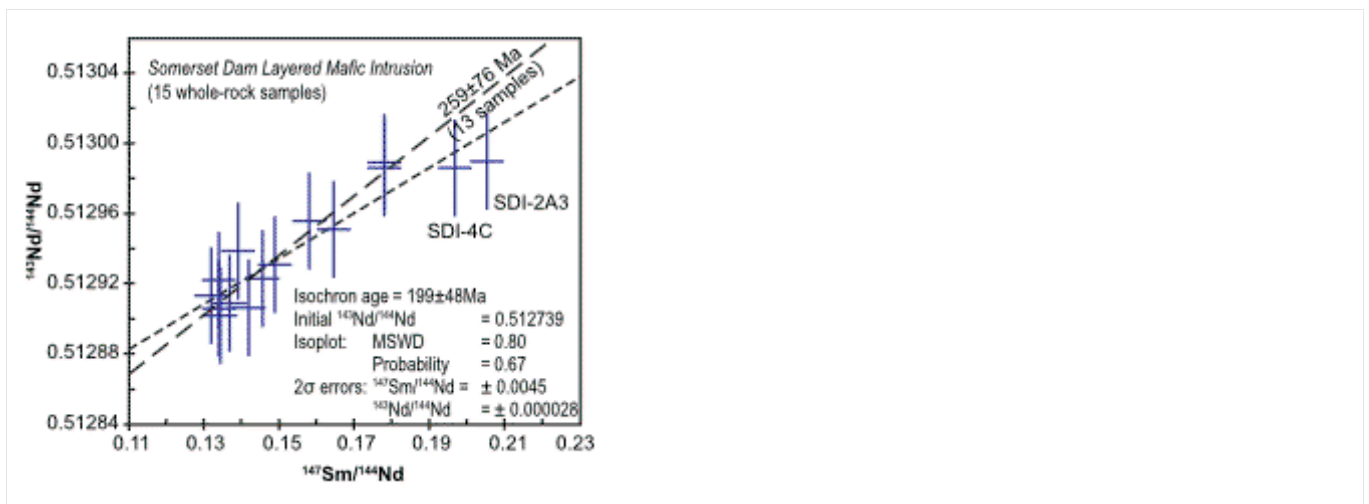


图 6. 萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体的 $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$ 与 $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ 图，等时线和年龄计算使用了全部 15 个样品。误差线代表两倍标准差不确定度。

图 6 为 $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$ 与 $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ 的关系图，图中绘制了表 3 中萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体的全部 15 个数据点。使用 Ludwig 92 的 Isoplot 程序对全部 15 个数据点进行回归分析，得到拟合良好的等时线，具有中等概率和较低的 MSWD 值。由于放射性同位素比值的分布范围较窄，最终得到的等时线“年

龄”为 199 ± 48 Ma，其两标准差误差适中，尽管单个数据点的两标准差不确定度绝对值很小。所有这些都表明，对于该侵入体而言，这是一个可以接受的 Sm-Nd 等时线“年龄”。由于其适中的两 σ 误差范围，该年龄似乎与本研究获得的 15 点全岩 K-Ar 等时线“年龄”（ 174 ± 8 Ma）以及 Walker 获得的 12 点全岩和矿物 Rb-Sr 复合等时线“年龄”（ 225.3 ± 2.3 Ma）均相符。

然而，如果从回归分析中排除两个氧化物辉长岩样品 SDI-2A3 和 SDI-4C，则所得等时线的斜率会显著增大，从而得到一个更老的 13 点 Sm-Nd 等时线“年龄”，为 259 ± 76 Ma（图 6）。

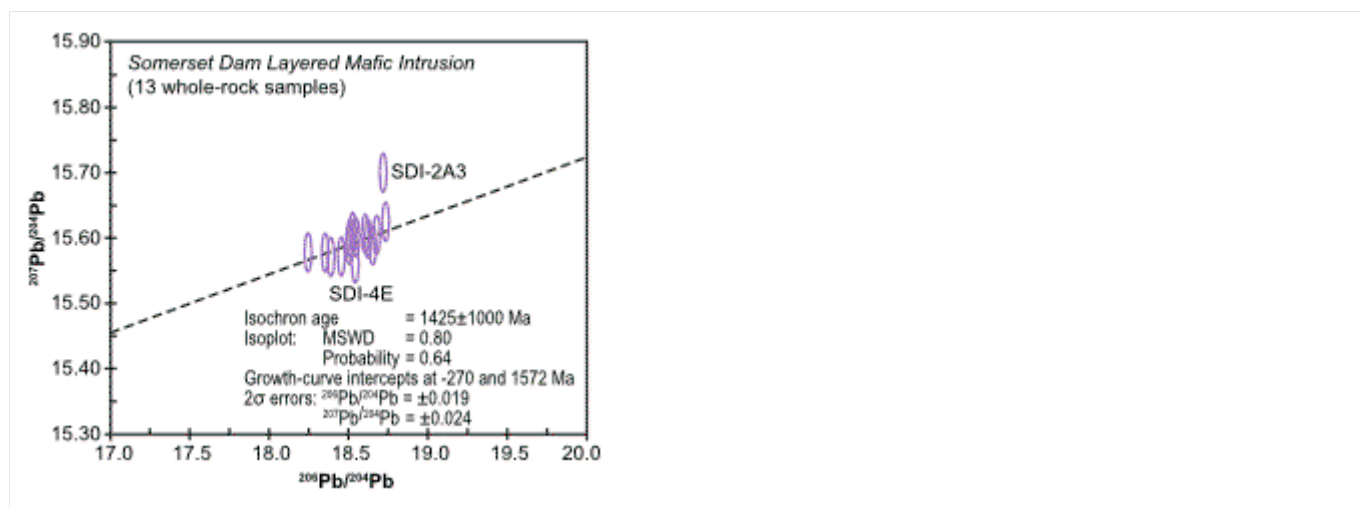


图 7. 萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体的 $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ 与 $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ 图。等时线和年龄计算仅使用了 15 个样品中的 13 个。误差椭圆代表两倍标准差不确定度。图 7 显示了表 3 所列萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体中 15 个全岩样品的 $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ 与 $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ 比值关系图。回归分析仅使用了 15 个样品中的 13 个

（氧化物辉长岩样品 SDI-2A3 显然是一个异常值），得到的等时线拟合结果的“年龄”为 1425 ± 1000 Ma。该拟合的概率中等，MSWD 值也相对较低，数据点的 2σ 不确定度（在图 7 中以误差椭圆表示）绝对值也相对较小，但由于数据点分布极其狭窄，等时线“年龄”的 2σ 误差却大得不可接受。否则，除了本研究中获得的 Rb-Sr 等时线“年龄”之外，它将被认为与该侵入体上获得的所有其他等时线“年龄”不一致。

讨论

萨默塞特大坝层状辉长岩侵入体被认为是一个位于地下约 3-5 公里深处的小型次火山岩浆房，其中每个循环单元都是由新岩浆注入岩浆房形成的。

⁹⁴、⁹⁵ 因此，问题在于，当每个循环单元实际上代表了该次火山岩浆房充填时间序列中的一个独立事件时，使用这些放射性同位素等时线技术来确定该侵入体的年代是否合理。然而，即使在常规时间尺度下，这些过程也可能极其迅速，可能在数百年甚至更短的时间内发生（以常规时间尺度而言）。这些放射性同位素测年技术无法检测到如此大的时间差异，因此该侵入体中的循环单元不仅是同源同成因的，而且本质上是同时发生的，而这些都是应用这些放射性同位素等时线技术的必要条件。总之，这个小型火山下岩浆房被认为是一个与地表相连的开放系统，

因为封闭系统会导致连续循环单元中分异程度逐渐增加，这种现象在许多大型层状镁铁质侵入体（例如斯凯尔加德岩体和布什维尔德岩体）中均有观察到⁹⁶、⁹⁷、⁹⁸，但在萨默塞特大坝的这个层状镁铁质侵入体中却没有观察到。作为一个开放系统，这个岩浆房通过上覆火山与地表相连，通过周期性地向地表同时喷发大量火山熔岩，为后续岩浆的更新提供了空间。遗憾的是，由于侵入体顶部已被侵蚀，该岩浆房的假定喷发系统现在已无法暴露。

Walker⁹⁹提出了一种循环模型，该模型认为岩浆房内的压力会经历逐渐升高和突然释放的过程，从而解释了这种层状辉长岩侵入体的诸多特征，包括其层序、层状结构的不均匀性和横向延伸范围、颗粒大小的变化、各循环单元之间的接触性质，以及循环单元内宏观层状岩石类型的相似性。压力会在出口通道堵塞后逐渐升高，然后在下一次喷发清除堵塞物后突然下降。因此，显然，造成该侵入体宏观层状结构的循环序列并不需要很长时间。因此，如本研究所示，将来自多个循环单元的宏观层状岩石样本纳入回归分析以获得等时线“年龄”是完全合理且允许的。

同位素图谱显示，

⁴⁰K-⁴⁰Ar、
⁸⁷Rb-⁸⁷Sr、
¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd 和

^{207}Pb - ^{206}Pb - ^{204}Pb 放射性同位素体系均呈现出极佳的线性关系。这四对放射性同位素分别生成一个包含 15 个数据点的全岩图。四个数据图（图 4 至图 7）共包含 60 个数据点，其中 57 个数据点符合线性趋势。值得注意的是，仅有三个全岩数据点略微偏离线性趋势。对此尚无明显解释，或许是由于样品中铅等元素的含量较低，导致分析程序难以获得精确度和可重复性结果，阿姆斯特朗（私人交流）曾就图 7 中绘制的铅放射性同位素结果提出过类似的观点。图 5 中的异常数据点则更为棘手，唯一可能的解释是侵入体中已知存在的捕虏岩造成的污染。 100

Giem 101 提出，等时线图中显著的线性放射性同位素比值可能并非源于放射性衰变，而是两种成分不同的岩浆混合所致。Snelling、Austin 和 Hoesch 102 曾讨论过类似的模型，他们认为，大峡谷巴斯急流岩床是由花岗斑岩浆（高钾、氩、铷、钐、钕和铀含量）与辉绿岩浆（低钾、氩、铷、钐、钕和铀含量）以不同比例混合而成。若将类似的混合模型应用于萨默塞特大坝的层状镁铁质侵入体，则必须假设其宏观层理和旋回单元是由两种成分不同的玄武质岩浆混合而成。这两种岩浆及其各种混合物，永远不可能处于同位素均一的状态，因此其中

的放射性同位素可能在没有岩石内部发生放射性同位素衰变的情况下，在图 4 至图 7 中形成了混合线。

然而，矿物等时线图提供了检验该岩浆混合模型的关键数据。103 任何单一岩石中的矿物相都应该是均质的，因为混合模型假设岩石是由大量局部混合的熔体结晶而成，而且结晶过程中的放射性同位素衰变很小。然而，在巴斯急流岩床中，Snelling 等人 104 发现辉绿岩样品中不同矿物相的放射性同位素含量存在显著差异。同样，从萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体中的辉长岩样品的矿物相获得的初步数据显示，它们的放射性同位素含量也存在显著差异。因此，等时线图中异常线性的解释倾向于认为是显著的放射性同位素衰变，而不是混合作用。此外，萨默塞特大坝侵入体的岩相学和地球化学数据，以及其他层状镁铁质侵入体的岩相学和地球化学数据，都强烈表明，并非混合，而是“分离”过程，即结晶分异和岩浆分异导致化学成分和重力作用使单一玄武质岩浆从最初均质的熔融状态中分离出来。因此，最佳解释恰恰与混合模型相反。

因此，本研究获得的

^{40}K - ^{40}Ar 、
 ^{87}Rb - ^{87}Sr 、
 ^{147}Sm - ^{143}Nd 和

^{207}Pb - ^{206}Pb - ^{204}Pb 放射性同位素数据有力地证明，萨默塞特大坝层状辉长岩侵入体中的旋回单元均来自同一均质岩浆源，且侵入时处于同位素混合状态。事实上，全岩放射性同位素数据图（图 4 至图 7）中呈现出的显著线性关系，为岩浆源以及层状侵入体所有取样旋回单元中 Ar、Sr、Nd 和 Pb 同位素的原始均质混合提供了主要证据。这一证据也与其他关于侵入体旋回单元快速连续侵入和分异的推论相一致，这些旋回单元均来自化学和同位素均质的玄武质岩浆源。尽管约有 30% 的母岩浆在进入岩浆房之前可能已经结晶，但随后在每个旋回单元内形成宏观层的矿物分离，是由于残余岩浆流体成分的变化，通过晶体堆积、分异结晶和晶体分异作用实现的。因此，在侵入发生时，每个旋回单元及其内部的宏观层都具有相同的 Ar、Sr、Nd 和 Pb 同位素比值，这些比值继承自均质的母岩浆源。为了能够对侵入体进行放射性同位素定年，这必须隐含在并通常被定义为这些同时期宏观层和旋回单元的公认初始条件。

然而，目前该侵入体全岩样品中的母子放射性同位素比值并不能清晰地反映该层状侵入体的形成年龄。事实上，四种放射性同位素体系得到的全岩等时线“年龄”并不一致，因此难以确定该侵入体的年龄。不过，K-Ar 全岩等时线的年龄约束性最强，回归统计结果也

最佳，这表明 174 ± 8 Ma（两倍标准差误差）可能是该侵入体的真实年龄。另一方面，该 15 点全岩 K-Ar 等时线年龄与 Walker 107 获得的 12 点全岩和矿物 Rb-Sr 等时线“年龄” 225.3 ± 2.3 Ma（两倍标准差误差）强烈不一致，而 Walker 107 的年龄又与本研究获得的 14 点全岩 Rb-Sr 等时线年龄 393 ± 170 Ma（两倍标准差误差）不一致。然而，沃克利用来自同一碱性长石花岗岩（花岗斑岩）样品的四个数据点（添加和未添加元素的全岩测定值，以及添加元素的钾长石和白云母测定值），显著改善了在

$^{87}\text{Rr}/^{86}\text{Sr}$

与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图上绘制的数据离散度。他假设花岗斑岩与层状辉长岩侵入体相关，是同一岩浆源晚期分异形成的。然而，野外关系限制了相对年龄，表明花岗斑岩侵位于石英闪长岩之后，而石英闪长岩又侵位于层状镁铁质侵入体之后。

108 · 109 因此，如果将四个花岗斑岩数据点从沃克的回归分析中排除（因为除了花岗斑岩相对年龄较轻之外，尚不清楚它与层状侵入体的具体关系），那么他剩余的八个数据点就无法定义 Rb-Sr 等时线，也无法得出层状镁铁质侵入体的年龄。他的数据离散度很大，而数据分布范围却很小。

但是，基于对三颗钾长石、四颗白云母、一颗角闪石和四颗黑云母颗粒的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 测定，

得出的“综合表观年龄”为 224.2 ± 4.8 Ma（两倍标准差误差），该年龄被认为是对 12 点 Rb-Sr 等时线“年龄” 225.3 ± 2.3 Ma 的佐证，那么这个结果又该如何解释呢？

¹¹⁰这种惊人的吻合是真实存在的，还是人为造成的？事实上，所分析的三颗钾长石和四颗白云母颗粒均来自碱性长石花岗岩（花岗斑岩），而四颗黑云母颗粒则来自石英二长闪长岩。与花岗斑岩一样，石英二长闪长岩的年龄也相对较小，而它们与层状镁铁质侵入体的关系尚未得到明确证实。因此，在计算该“合并表观年龄”时，仅使用了来自镁铁质层状侵入体中橄榄辉长岩的一颗角闪石颗粒，而这仅仅是因为它与来自花岗斑岩和石英二长闪长岩的钾长石、白云母和黑云母颗粒的年龄相近。¹¹¹事实上，仅从该镁铁质层状侵入体的两个样品（橄榄辉长岩和纯橄岩）中获得了七个角闪石颗粒的“综合年龄”，但这些年龄范围从 55.2 ± 6.7 Ma 到 221.5 ± 0.9 Ma（两倍标准差误差），这显然是一个无法接受的结果。因此，无论是合并的 Ar-Ar 结果还是 Walker 的 Rb-Sr 等时线，都无法为萨默塞特大坝的镁铁质层状侵入体提供可接受的一致性常规年龄。因此，必须得出结论，本研究获得的 15 点全岩 K-Ar 等时线“年龄”为 174 ± 8 Ma（两倍标准差误差），是萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体最可靠的常规年龄测定结果，这意味着文献中报道的常规年龄应该从晚三叠世向上修正到中侏罗世。

因此，该层状镁铁质侵入体的传统年龄为 174 ± 8 Ma，这定义了侵入体在 Ar 同位素方面均一的时期。然而，15 点 Sm-Nd 等时线图（图 6）呈强线性，给出的初始均一 Nd 的“年龄”为 199 ± 48 Ma（双 σ 误差）；14 点 Rb-Sr 等时线图（图 5）也呈强线性，给出的初始均一 Sr 的“年龄”为 393 ± 170 Ma（双 σ 误差）。尽管这些 Rb-Sr 和 Sm-Nd 全岩等时线的误差较大，但它们的“年龄”与 K-Ar 等时线的“年龄”存在一定程度的不一致，尤其是 Rb-Sr 的“年龄”。那么，同一套全岩样本中，铯同位素为何能在 393 ± 170 Ma 发生混合（图 5），却未经历 199 ± 40 Ma（图 6）导致钕同位素彻底混合的事件，而 $^{40}\text{Ar}^*$ 的产生却仅在 174 ± 8 Ma 才开始（图 4），假设不存在初始的 ^{40}Ar 事件（该事件理应同时混合同一套全岩样本中的铯和钕同位素）？尽管 174 ± 8 Ma 的 15 点钾氩全岩等时线“年龄”似乎最有可能代表初始同位素混合的真实“年龄”，但这些放射性同位素数据并未得出内部一致的“年龄”。

Austin [112](#) 已记录了在同源岩系中发现的四类不一致性，这些不一致性检验了放射性同位素测年的假设。第一类不一致性是指两个或多个全岩等时线“年龄”不一致。本文报道的来自萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体的全岩放射性同位素数据因此对放射性同位素测年的假设提出了质疑。然而，正如前文所述，有佐证

证据表明，该层状辉长岩侵入体最初具有与其母岩浆相同的 Ar、Sr、Nd 和 Pb 同位素比值的均质混合物。因此，尽管存在等时线年龄不一致的情况，但关于侵入体初始条件和这些放射性同位素体系的假设仍然是有效的。此外，开放系统行为的证据可能仅限于一个辉长岩样品中 Rb-Sr 放射性同位素体系中 Sr 的污染，因此封闭系统假设并非不合理。因此，正如 Snelling 等人¹¹³所提出的，这些等时线年龄的差异可能是由于过去某个或某些时期不同放射性同位素体系的衰变速率发生变化所致，而非放射性同位素衰变“常数”测定误差所致。Steiger 和 Jäger¹¹⁴指出，U 的衰变常数已测量到四位有效数字，因此 Pb-Pb 体系中预计不会出现显著误差。Steiger 和 Jäger 还推荐了广泛使用的⁸⁷Rb 衰变常数 1.42×10^{-11} ，但 Begemann 等人¹¹⁵推荐的数值为 $1.406 \pm 0.008 \times 10^{-11}$ 。然而，衰变常数的这一微小变化并不能消除 Rb-Sr 体系与 Pb-Pb 体系或 Sm-Nd 体系之间的差异。此外，Begemann 等人报道，^{147Sm} 的衰变常数已被普遍认为精确到三位有效数字 (6.54×10^{-12})。

Snelling 等人¹¹⁶提供的数据表明，当用于测定同一地质事件的年龄时， α 发射放射性同位素 (²³⁸U、²³⁵U 和

^{147}Sm) 得到的“年龄”比 β 发射放射性同位素 (^{87}Rb 和 ^{40}K) 得到的年龄更老。换句话说, 他们

计算出的等时线“年龄”的差异是由于不同的母体放射性同位素在同一地质事件发生后的 *同一时间*

段内衰变速率不同造成的。他们发现, 他们的数据与 α 衰变在过去某些或某些时期比 β 衰变加速的可能性相符。虽然在萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体的放射性同位素全岩等时线测年中, α 发射放射性同位素和 β 发射放射性同位素之间的差异模式并不那么明显, 但仍然存在一定的一致性。或许造成这种不一致的原因在于, 萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体的传统年龄 (中侏罗世) 比大峡谷巴斯急流辉绿岩岩床的传统年龄 (上前寒武纪) 要年轻。此外, 层状侵入体中所有辉长岩的矿物组成相似, 导致母体放射性同位素的浓度分布范围不大, 因此, 如果实际加速衰变的时间更短, 则产生的子体放射性同位素的浓度分布范围会更小。

此外, Snelling 等人 [117](#) 报告称, 他们的数据也与以下可能性相符: α 或 β 放射性同位素的半衰期越长, 其衰变速度相对于其他 α 或 β 放射性同位素在过去的某些时期可能越快。在萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体的放射性同位素数据中, β 放射性同位素也呈现出同样的模式。 Rb-Sr 全岩等时线“年龄”为 $393 \pm 170 \text{ Ma}$ (图 5), 比 K-Ar 全岩等时线“年龄” $174 \pm 8 \text{ Ma}$ (图 4) 更老, 这与 ^{87}Rb 的半

衰期比⁴⁰K 更长相一致。然而，在萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体中， α 放射性同位素的等时线“年龄”并未呈现相同的模式。为了继续检验这种提出的模式，即过去加速衰变对这些放射性同位素系统的影响，目前正在对合适的岩石单元进行进一步的类似研究。

最后，斯内林 (Snelling) ¹¹⁸广泛记录了地球地幔和地壳中地球化学过程的作用。这些过程导致了地幔和地壳岩浆源区放射性同位素比值的继承，这些岩浆源区如今存在于地球表面。通过对现今海洋玄武岩的研究表明，锶 (Sr)、钕 (Nd) 和铅 (Pb) 同位素可以非常有效地用于识别地幔储库的独特地球化学特征，这些储库是如今在海洋岛屿上发现的玄武质海洋地壳和熔岩的岩浆源区。¹¹⁹由于侵入地壳的镁铁质岩石也来源于上地幔源区的部分熔融，因此锶、钕和铅同位素同样可以提供有关过去全球构造运动过程中地幔地球化学历史的重要信息。

表 4. 澳大利亚布里斯班附近萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体的全岩 Rb-Sr、Sm-Nd、Pb-Pb 放射性同位素数据。（分析员：RA Armstrong 博士，PRISE，澳大利亚国立大学，堪培拉；2002 年 3 月至 7 月）。

样	号	铷	锶	⁸⁷ R	⁸⁷ S	钐	钕	¹⁴⁷ N	¹⁴³ e	T	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb
---	---	---	---	-----------------	-----------------	---	---	------------------	------------------	---	-------------------	-------------------	-------------------

本	不	((b/ ⁸⁶	r/ ⁸⁶	((厘	d/ ⁴⁴	¹		/	/	/
		pp	pp	r	r	m)	m)	米	N	Nd	DM	4Pb	4Pb	4Pb
		(m)	(m)					厘米	d	((
								厘米		到	M			
								厘米		。	a			
))			
SD	第	21.	50	0.01	0.70	2.	10	0.	0.51	+	68	18.	15.	38.
I-	作	92	3.	10	2929	98	.1	17	2989	6	6.	660	589	529
2A	物		89			5	50	78		.	5			
1	光							2		0				
	长									3				
	岩													
SD	第	22.	56	0.01	0.70	2.	7.	0.	0.51	+	29	18.	15.	38.
I-	作	71	0.	40	2944	63	75	20	2990	6	23	721	702	748
2A	物		94			2	3	53		.	.0			
3	光							1		0				
	长									5				
	岩													
SD	第	27.	59	0.03	0.70	4.	18	0.	0.51	+	53	18.	15.	38.
I-	作	83	6.	80	3103	87	.6	15	2956	5	2.	518	600	396
2A	物		40			8	73	79		.	3			
4	光							7		3				

	长									8				
SD	牛	21.62	0.00	0.70	0.1	0.0	0.51	+	44	18.	15.	38.		
I-	牛	382.64		2916	3667	13	2913	4	2.458	572	310			
2A	牛	82			69	17		.	3					
6	牛					8		5						
	长								4					
SD	牛	32.71	0.00	0.70	0.3	0.0	0.51	+	43	18.	15.	38.		
I-	牛	050.83		2827	8257	13	2939	5	2.520	578	382			
2B	牛	08			11	90		.	3					
	区					8		0						
	院							5						
SD	牛	33.53	0.02	0.70	1.5	0.0	0.51	+	51	18.	15.	38.		
I-	牛	774.04		2740	3040	14	2923	4	0.538	578	422			
3A	牛	20			10	56		.	2					
	牛					8		7						
	牛							4						
SD	牛	31.49	0.00	0.70	0.3	0.0	0.51	+	43	18.	15.	38.		
I-	牛	268.73		2777	7226	13	2922	4	7.510	590	389			
3B	牛	63			45	41		.	9					
	牛					1		7						

	2													
SD I- 3C	抄 洋 瓦 抄 瓦 抄 瓦	32.60 194.5 88	0.01	0.70	0.3 8271 3839	0.051 2906	+	46 47.6 41	18.15 532610 443	38.				
SD I- 3D	相 木 石 光 七 石	32.64 854.28 68	0.01	0.70	1.5 6458 3478	0.051 2986	+	70 50.6 97	18.15 632598 550	38.				
SD I- 3E	瓦 该 物 区 陈	43.63 231.48 03	0.01	0.70	1.5 3757 4989	0.051 2931	+	51 46.9 90	18.15 393570 252	38.				
SD I- 4A	抄 洋 瓦 抄 瓦	44.61 385.06 34	0.02	0.70	1.5 1726 0643	0.051 2902	+	47 47.9 3	18.15 739625 690	38.				

	类 牛									3				
SD I- 4B	和 木 石 光 七 岩	43.62 59 00	0.01 66 00	0.70 2925	1.4 130	4.0 148	0.0 1647	0.51 2951	+	65 5 .2 2 9	18.15 7.551 601	38.455 601		
SD I- 4C	阜 作 物 光 七 岩	41.45 33 68	0.00 85 68	0.70 2979	1.4 427	4.0 394	0.0 1964	0.51 2986	+	14 5 .9 7	18.15 54613 605	38.513 513		
SD I- 4D	钱 钱 石	55.82 06 25	0.01 78 25	0.70 3041	1.4 44	4.0 867	0.0 1421	0.51 2906	+	52 4 .4 1	18.15 1.861 604	38.611 611		
SD I- 4E	钱 钱 石	51.67 .46 068	0.06 03 68	0.70 3138	1.6 44	0.0 242	0.51 2909	+	47 4 .9 4	18.15 9.547 562	38.395 395			

笔记:

1. 测得的现今 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ 比值 ($\pm 2s$) 已归一化为 $^{86}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr} = 0.1194$
2. 报告的 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ 比值是相对于 NBS 标准 SRM987 的 0.710207 ± 26 ($\pm 2s$) 值而言的。
3. 测得的现今 $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ 比值 ($\pm 2s$) 已归一化为 $^{146}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0.7219$
4. $e_{\text{Nd}}(t_0)$ 指的是相对于 BCR-1 亏损地幔值 0.51268 的当前计算值。
5. 利用现今亏损地幔的 $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0.51315$ 和 $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd} = 0.2136$ 值计算亏损地幔模式年龄 (T_{DM})。
6. $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ 比值以 NBS 标准 SRM981 进行质量分馏归一化, 而所有其他比值均通过双重加标程序计算。

表 3 列出了萨默塞特大坝层状辉长岩侵入体中所有 15 个宏观层状岩样的相关 Sr、Nd 和 Pb 同位素比值。这些数据绘制在图 8 的同位素相关图上, 该图还显示了已定义的地幔储库的同位素特征。¹²⁰表 3 还提供了各个样品在现今 (t_0) 的 ϵ_{Nd} 值, 即 ϵ_{Nd}

$\epsilon_{Nd}(t_o)$ ，并与地幔中碳氢陨石均匀储库（CHUR）的现今值进行了比较。^{121, 122} $\epsilon_{Nd}(t_o)$ 值的大小反映了相对于 CHUR 的 Nd 值随时间累积的亏损程度。此外，表 3 还列出了每个样品的计算亏损地幔 Nd 模型“年龄”（ T_{DM} ）。这些数值是根据现今亏损地幔（DM）储库的同位素值计算得出的，大陆地壳被认为大部分是从该储库中逐渐提取出来的。^{123, 124, 125}

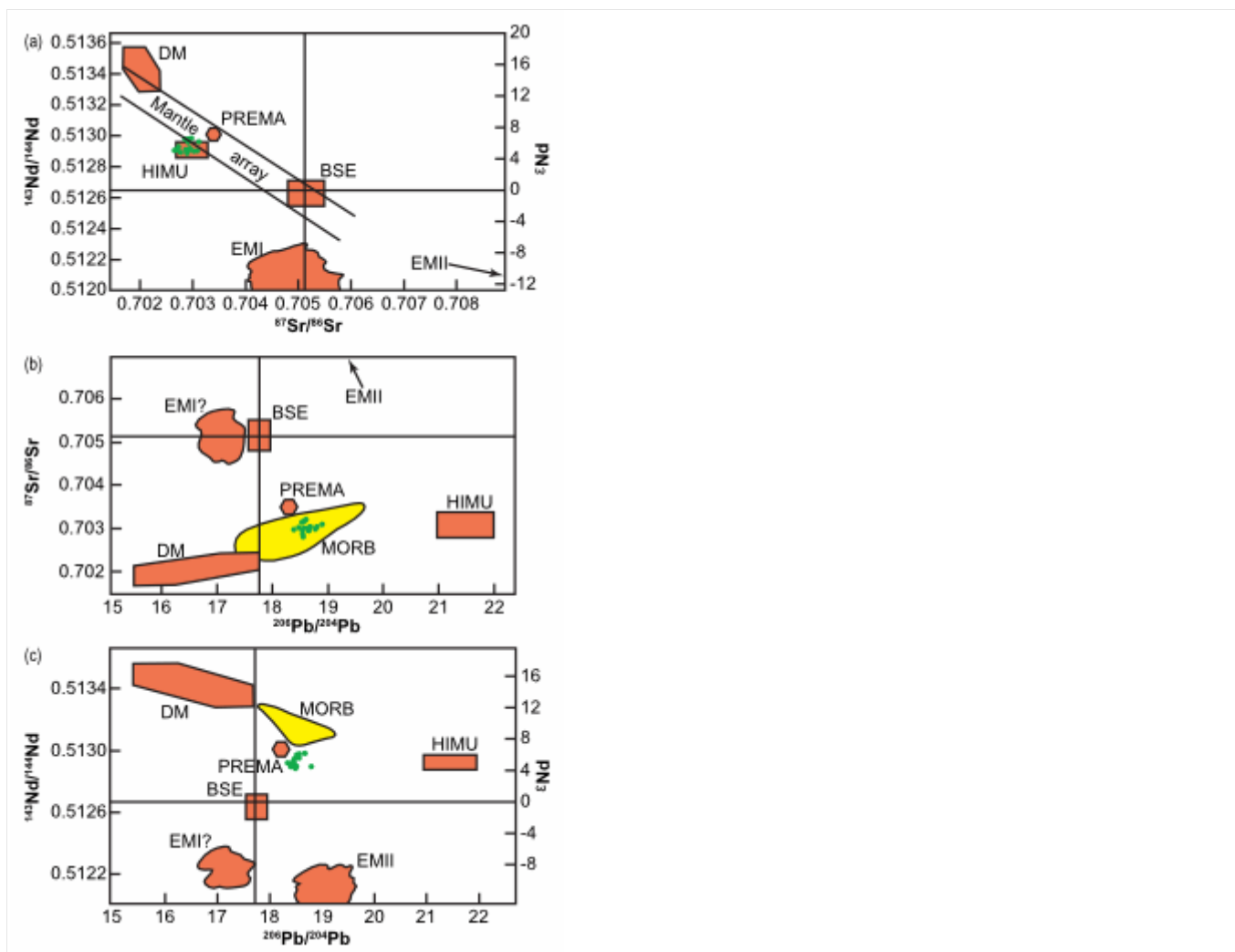


图 8. 同位素相关图，图中绘制了来自萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体的全部 15 个样品（据

Rollinson 129)。图中显示了 Zindler 和 Hart 130 确定的主要海洋地幔储库的位置: DM = 亏损地幔, BSE = 地球整体硅酸盐, EMI 和 EMII = 富集地幔 I 和 II, HIMU = 高地幔 U/Pb 比值, PREMA = 常见地幔成分。(a) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的关系。地幔阵列由许多海洋玄武岩定义, 可以从该趋势中获得地球整体的

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值。

(b) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的关系。(c)

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的关系。黄色区域为中洋脊玄武岩 (MORB)。地球整体的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值与 Allegre、Lewin 和 Dupre 的结果不同。

131

图 8(a) 中绘制的样品 Nd 和 Sr 同位素比值与 Walker 从萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体中获得的比值完全一致。126 大多数中洋脊玄武岩 (MORB) 所在的亏损地幔 (DM) 区域通过地幔阵列与整体硅酸盐地球 (BSE) 区域相连, 来自海洋岛屿、洋内岛弧和大陆的大多数玄武岩, 包括与地幔柱相关的陆相溢流玄武岩和热点陆相玄武岩, 都位于该地幔阵列上。127 萨默塞特大坝层状侵入体的辉

长岩位于地幔阵列的外侧边缘，介于亏损地幔库和整体硅酸盐地球之间，位于被称为高 U/Pb 比值地幔 (HIMU) 的地幔库内，并且与常见的普遍地幔库 (PREMA) 相邻。这表明，形成层状辉长岩侵入体的母玄武质岩浆的地幔源物质，此前已因地壳岩浆物质的抽取而有所损耗。也就是说，该地幔源区此前已发生过玄武质岩浆通过部分熔融而抽取的过程。此外，没有证据表明，在母玄武质岩浆从地幔源区上升到上地壳的过程中，其受到任何显著的地壳物质混染，最终形成了萨默塞特大坝的层状辉长岩。

在图 8(b) 和 (c) 中，萨默塞特大坝层状辉长岩也位于地幔亏损区域，同样靠近 PREMA 地幔储库，但这次更靠近 MORB 区域，而非 HIMU 地幔储库。这与图 8(a) 的结论一致，即层状辉长岩母岩浆的地幔源区此前已经历过部分熔融导致的亏损，并且母岩浆在从地幔源区上升到火山下岩浆房的过程中，几乎没有受到地壳混染。此外，图 8 中数据点的紧密聚集也证实了萨默塞特大坝层状辉长岩侵入体中所有旋回单元的母岩浆均来自同一地幔源区。

与母玄武质岩浆源自亏损地幔的证据相一致的是表 3 中列出的辉长岩宏观层的亏损地幔 Nd 模式“年龄” (T_{DM})。这些年龄通常介于 432.3 Ma 和 700.5 Ma 之间，但有两个氧化物辉长岩样品的年龄则

高得多，分别为 1454.4 Ma 和 2923.0 Ma。亏损地幔 Nd 模式“年龄”被解释为岩浆（最终形成样品所代表的辉长岩）从地幔储库分离的过去时间。

¹²⁸ 然而，所有矿物学、地球化学和其他同位素证据都表明，层状辉长岩侵入体所有循环单元的母玄武质岩浆均在同一时期从同一地幔源区提取而来。如果层状辉长岩的传统“侵入年龄”为 174 ± 8 百万年，但其母岩浆（玄武质岩浆）从地幔源区分离的时间例如为 432.3 百万年，那么这是否意味着岩浆需要超过 2.5 亿年的时间才能从地幔上升到上地壳？显然不是，如果以当今岩浆仅需数年即可上升的速度为参考的话。或许，这些层状辉长岩亏损地幔钕同位素模型“年龄”的巨大差异，进一步证明了在母岩浆从地幔源区部分熔融，然后上升到上地壳并进入火山下岩浆房形成层状侵入体的过程中，放射性同位素衰变速率显著加快。

然而，如果假设的 ⁸⁷Rb 衰变相对于 ⁴⁰K 衰变的加速程度与半衰期成正比，那么 ¹⁴⁷Sm 衰变也应该相应加速。
¹⁴⁷Sm / ⁴⁰K 半衰期比为 83，而 ⁸⁷Rb / ⁴⁰K 半衰期比为 37。然而，Sm-Nd 和 K-Ar 等时线“年龄”几乎相等（分别为 199 ± 48 Ma 和 174 ± 8 Ma）。¹⁴⁷Sm / ⁸⁷Rb 半衰期比为 2.2，但 Sm-Nd 等时线

“年龄” (199 ± 48 Ma) 仅约为 Rb-Sr 等时线“年龄” (393 ± 170 Ma) 的一半。另一方面, Pb-Pb 等时线“年龄”为 1425 ± 1000 Ma, 其年龄范围 ($425 - 2425$ Ma) 与亏损地幔 Nd 模式“年龄” ($432.3 - 2923.0$ Ma) 相似。因此, Pb-Pb 等时线“年龄”可能与亏损地幔 Nd 模式“年龄”类似, 是玄武质岩浆地幔源区的放射性同位素/地球化学特征, 该岩浆上升形成层状辉长岩侵入体。

基于此, 萨默塞特大坝层状辉长岩侵入体的放射性同位素“年龄”的另一种模型是: 玄武质岩浆的地幔源区最初的 K-Ar、Rb-Sr、Sm-Nd 和 Pb-Pb 放射性同位素比值对应的“年龄”在 $425 - 2425$ Ma 范围内。这些放射性同位素比值可能是地球及其地幔原始形成过程中的地球化学特征, 也可能是地球初始形成后, 地幔通过分异作用形成过程中发生的改变。

¹³² 随后, 在地幔源区部分熔融以及由此产生的玄武质岩浆上升和侵入的过程中, 这些放射性同位素比值发生了扰动, 其中 K-Ar 放射性同位素体系受到的影响最大, 因为氩是一种惰性气体, 而 Rb-Sr 比值受到的影响小于 Sm-Nd 比值。

然而, 加速核衰变提供热量, 驱动最初形成的地球分异成地核和地幔, 并在创世周早期地幔中形成地壳, 这种可能性并不矛盾。¹³³ 这种加速核

衰变可能因此产生了这些地球化学设计特征，例如地幔钕模型“年龄”的显著亏损，以及地幔源区铅放射性同位素“年龄”的分布。在洪水期间，母玄武岩浆通过部分熔融从该源区流出，形成了具有继承放射性同位素阵列的萨默塞特大坝辉长岩侵入体。洪水期间一些额外的少量加速核衰变也可能对该侵入体不同辉长岩宏观层中测得的放射性同位素比值有所贡献，特别是由于加速因子与每个放射性同位素系统的半衰期成正比，导致观测到的模式中不同放射性同位素系统之间存在不一致性。因此，加速核衰变是解释这种层状辉长岩侵入体中发现的放射性同位素系统学的首选模型。

总之，至少可以得出结论，萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体继承了其地幔源区的放射性同位素特征，因此，其目前的放射性同位素比率无法通过传统的放射性同位素测年技术提供侵入体的真实年龄。

结论

矿物学、地球化学和同位素证据均表明，萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体中辉长岩宏观层的旋回单元形成于同一时期，且源自同一母岩浆——玄武质岩浆。Ar、Sr、Nd 和 Pb 同位素的原始赋存均匀混合，这是成功进行常规放射性同位素测年（尤其是等时线法）的必要条件。然而，所分析的四种放射性同位素体系得到

的全岩等时线“年龄”并不一致。K-Ar 放射性同位素体系给出了一个极佳的 15 点等时线“年龄”：174 ± 8 Ma（中侏罗世）。由于先前发表的与其不一致的“年龄”均基于花岗岩的放射性同位素测定，而花岗岩与该层状辉长岩侵入体的关系尚不明确，因此该年龄应被视为该层状侵入体的修正常规年龄。因此可以得出结论，这些放射性同位素体系在测定同一地质事件的年代时出现的差异，很可能是由于不同放射性同位素体系的衰变速率在过去的某个或某些时期发生了变化。此外，在发射 β 射线的放射性同位素中，半衰期更长的⁸⁷Rb 测得的“年龄”似乎比⁴⁰K 更老，这表明⁸⁷Rb 的衰变速度比⁴⁰K 更快。

锶、钕和铅同位素分析表明，萨默塞特大坝层状辉长岩侵入体的母岩浆来自亏损地幔，并在一次熔融事件中发生部分熔融，且在上升进入火山下岩浆房的过程中几乎未受到地壳混染。然而，辉长岩的钕同位素模型“年龄”表明，其与地幔源的分离发生在数亿年前，早于最终形成层状侵入体的玄武岩浆。这种现象或许可以用部分熔融和岩浆上升过程中放射性同位素衰变速率的加速来更好地解释。尽管如此，结论是萨默塞特大坝层状镁铁质侵入体继承了其地幔源的放射性同位素特征，因此，其目前的放射性同位素比值无法通过传统的放射性同位素测年技术确定其真实年龄。

致谢

本研究的初期工作得益于“创世记解答”（澳大利亚）机构为首次野外样本采集提供的后勤支持，但此后该项目一直由**创造**研究所全力资助。在此感谢塔斯·沃克早期提供的帮助和讨论，但本文报告的所有工作均为本人独立完成。全岩地球化学和放射性同位素分析的巨额费用全部由“放射性同位素与地球年龄”（RATE）项目的捐助者提供，在此对他们的贡献表示衷心的感谢。

读完这篇文章，你心里是否有一些触动？有没有一些新的想法，或者值得你认真思考的问题？或许，你也开始重新思考自己的信仰和人生的方向。

如果你愿意，现在就可以向上帝祷告，打开心门，成为祂的儿女。祷告不需要华丽的言辞，只要一颗真诚的心。你可以这样祷告：

天父上帝，

今天我来到你面前，愿意立定心志，宣告我相信耶稣基督是我的救主，是我生命的主。我愿意离开过去那些不讨你喜悦的生活方式，求你赦免我的过犯。靠着你的恩典，帮助我学习顺服你、爱人如己，活出你所赐的新生命。求圣灵每天引导我、扶持我，使我一生荣耀你的名。奉主耶稣基督的名祷告，阿们。

如果你已经做了这个祷告，愿你知道，你并不孤单。信仰的道路需要陪伴和成长。鼓励你在自己居住的地方，寻找一间合适的教会，与弟兄姐妹一同聚会、学习和成长。

如果你有任何疑问，或在信仰上需要帮助，欢迎随时写信与我们联系。我们愿意倾听，也愿意与你一同前行。