

Rb-Sr、Sm-Nd 和 Pb-Pb 同位素体系对阐明新西兰瑙鲁霍伊山近期安山岩流的成因和历史的意义及其对放射性同位素测年的影响

抽象的

新西兰陶波火山带的瑙鲁霍伊火山分别于 1949 年和 1954 年喷发了安山岩熔岩流，并于 1975 年形成了雪崩沉积物。正如预期的那样，对这些安山岩样品进行的 Rb-Sr、Sm-Nd 和 Pb-Pb 放射性同位素分析并未提供任何“年龄”信息，尽管 Pb 同位素数据呈现出很强的线性关系。与邻近的鲁阿佩胡火山近期喷发的安山岩流相比，绘制在相关图上的 Sr-Nd-Pb 放射性同位素体系提供了有关母玄武岩岩浆亏损地幔源区以及导致安山岩熔岩形成的地壳混染源区的信息。亏损地幔钕“模式年龄”和铅同位素的变化均表明，火山下方 80 公里处的地幔楔存在放射性同位素非均质性，该区域曾发生部分熔融，并受到从俯冲板块界面刮取的海沟沉积物的污染。因此，近期瑙鲁霍伊安山岩流中的放射性同位素比值是继承而来的，反映了岩浆来源的地幔和地壳源区的起源和历史。由此推断，地质记录中古代熔岩的放射性同位素比值很可能是其地球化学性质的基础，反映了其起源和历史，而未必能提供有效的传统“年龄”。

关键词：安山岩，1949 - 1975 年熔岩流，瑙鲁霍伊火山，新西兰，Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, 放射性同位素，岩石成因，亏损地幔，岩浆成因，地壳污染，俯冲作用，混合作用，继承的放射性同位素比值，无效的常规“年龄”

本文最初发表于第五届国际创造论会议论文集，第 285-303 页（2003 年），经匹兹堡创造科学协会 许可在此转载。

介绍



图 1. 新西兰陶波火山带（TVZ）瑙鲁霍伊山的位置，图中显示了主要构造特征。阴影区域为安山岩弧，实心三角形为玄武安山岩火山。插图显示了新西兰地区

澳大利亚板块和太平洋板块边界的主要组成部分（箭头表示相对运动）。¹²

过去 35-40 年间，随着同位素地球化学的发展，人们逐渐意识到放射性同位素并非总能提供可靠的年龄测量结果。研究发现，近期和历史上的熔岩，尤其是在海洋岛屿上形成的熔岩，其放射性同位素“年龄”异常古老。^{1, 2, 3}这使得人们认识到，这些熔岩中的放射性同位素反映了其地幔源区的同位素组成，以及岩浆在上升和喷发过程中可能混入的任何地壳物质。^{4, 5, 6, 7}目前蓬勃发展的同位素地球化学文献报道了越来越多的、越来越精确和复杂的放射性同位素

测定结果，这些文献仅仅完善了地幔源区的建模及其成因的讨论，却忽略了这些结果对同一文献中发表的古代熔岩放射性同位素“年龄”测定结果的明显影响。

因此，对一些此前未被研究过的近期熔岩进行同位素地球化学研究显得尤为及时。有两个目标——探索放射性同位素比率在熔岩成因方面的意义；从而认识到其对近期和古代熔岩放射性同位素“年龄”测定的影响。

本研究选取了瑙鲁霍伊山（Mt. Ngauruhoe）作为研究对象。瑙鲁霍伊山是一座安山岩层状火山，位于新西兰北岛陶波火山带的汤加里罗火山中心，海拔 2291 米（图 1）。^{8, 9}虽然瑙鲁霍伊山不如其活跃的邻居鲁阿佩胡山（Mt. Ruapehu，位于其南部约 12 公里处）那样广为

人知，但它仍然是一座雄伟壮观、近乎完美的锥形火山，高出周围地貌 1000 多米。火山口直径 400 米，喷发形成了火山锥陡峭（ 33° ）的外坡。^{10, 11}

</sup>

地质背景

陶波火山带是陶波-希库朗伊弧沟（俯冲带）系统的一个火山弧和边缘盆地^{13, 14}，是汤加-克马德克弧向

南延伸至新西兰北岛大陆地壳环境的一部分。它被认为是太平洋板块斜

向俯冲到澳大利亚板块之下的结果（图 1）。该火山带从奥哈库尼延伸至怀特岛，横跨北岛，呈东北走向，长约 300 公里，中部最宽处达 50 公里，向北和向南逐渐变窄。这个火山构造洼地（陶波-罗托鲁瓦洼地¹⁵）由流纹岩火山中心（罗托鲁瓦、奥卡泰纳、马罗阿和陶波）以及钙碱性汤加里罗火山中心组成。后者是年轻（ <0.25 Ma）的安山岩-英安岩火山弧的一部分，没有相关的流纹岩火山活动沿该带东侧延伸。¹⁶

汤加里罗火山中心从陶波火山带南端的陶波湖向西南偏南延伸 65 公里（图 1），由四座大型安山岩火山组成——卡卡拉梅亚火山、皮汉加火山、汤加里罗火山和鲁阿佩胡火山（图 2）；芒加卡托特火山和豪洪加塔希火山两个较小的侵蚀中心；普克奥纳克火山的卫

星锥及其相关熔岩流；以及奥哈库内火山的四个火山口（图 2）。¹⁷、¹⁸、¹⁹、²⁰

大多数喷气孔位于一个大型地堑的轴线附近，该地堑中第四纪火山岩覆盖在中生代杂砂岩和第三纪沉积岩构成的基底之上。^{21, 22} ^北北东走向的正断层，落差可达 30 米，切割了地堑内的火山。过去 1 万年内活跃的几乎所有喷气孔都位于一个缓弧上，该弧从鲁阿佩胡火山南坡的朗加陶阿喷气孔向北北东延伸 25 公里，途经鲁阿佩胡山顶和北侧喷气孔、塔玛湖、瑙鲁霍伊火山、红火山口、蓝湖和特马里火山口。没有一个年轻的喷气孔位于已绘制的断层上，这些断层大多向下倾，朝向地堑轴线。喷气孔线理沿着这条轴线分布，这条轴线被认为标志着基底的主要裂缝²³、²⁴、²⁵，使得安山岩岩脉得以侵入。

汤加里罗火山岩不整合覆盖于豪洪加塔希火山下方的晚中新世海相粉砂岩之上。旺加努伊盆地南部早更新世砾岩中安山岩砾石的涌入表明了火山活动的最小起始年龄。^{26, 27} Wilson 等人²⁸基于豪洪加罗阿火山锥最早熔岩的钾氩法测年结果，认为其最大年龄为 2.0 Ma（上新世晚期）。²⁹汤加里罗火山中心测年最古老的熔岩是角闪安山岩：在瑙鲁霍伊火山和鲁阿佩胡火山之间的塔玛湖地区出露，测年结果为 0.26 ±

0.003 Ma; 在鲁阿佩胡火山出露，测年结果为 0.23 ± 0.006 Ma。来自卡卡拉梅亚的地层，其年代为 0.22 ± 0.001 Ma（均为钾氩法测年）。³⁰

汤加里罗火山本身是一座大型火山群，由至少十二个复合火山锥组成，其中最年轻、最活跃的是瑙鲁霍伊火山。根据熔岩的形成时间，大致可将其分为较老 (>20 ka) 和较新 (<20 ka) 两类。³¹、³² 汤加里罗火山较年轻的喷气孔呈北北东走向排列，在特马里喷气孔和瑙鲁霍伊喷气孔之间尤为明显。

瑙鲁霍伊

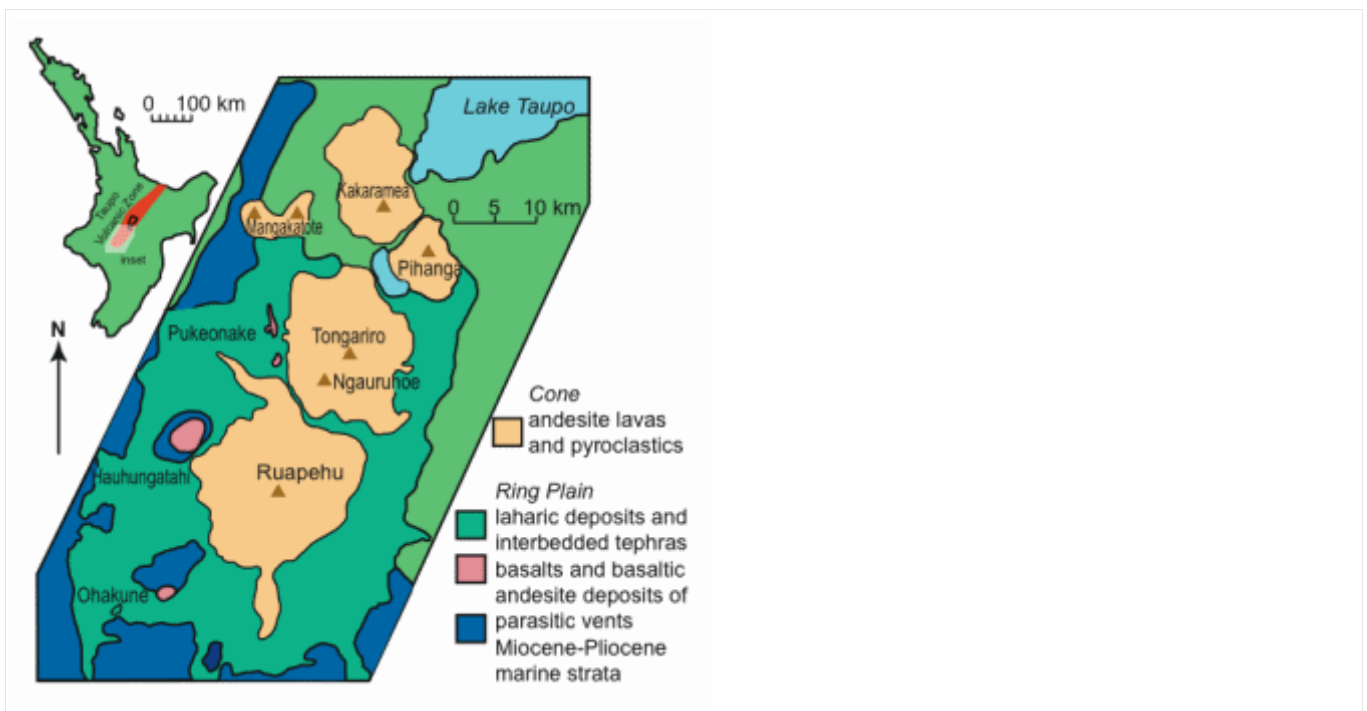


图 2. 汤加里罗火山中心的位置和沉积物。

⁴⁵、⁴⁶、⁴⁷

瑙鲁霍伊火山是汤加里罗火山中心最新的火山锥，至少在 2500 年前就已经活跃了。

[33](#) · [34](#) · [35](#) 它一直是新西兰最活跃的火山之一，自 1839 年欧洲殖民者记录到第一次蒸汽喷发以来，已经发生了 70 多次喷发事件。

[36](#) · [37](#) · [38](#) 在欧洲殖民者到来之前，毛利人目睹了这座火山的多次喷发。

[39](#) 欧洲殖民者目睹的第一次熔岩喷发发生在 1870 年 4 月至 8 月之间，7 月 7 日，他们目睹了两到三股熔岩流从火山西北侧倾泻而下。

[40](#) · [41](#) 此后，每隔几年就会发生一次火山碎屑（火山灰）喷发，其中 1948 年 4 月至 5 月发生了一次大规模的爆炸性喷发。[42](#)

下一次熔岩喷发发生在 1949 年 2 月，起初是突然喷出炽热的岩块，随后在 2 月 9 日，一系列炽热的岩块和火山灰流沿着西北坡向下流动。[43, 44](#) [南部](#)的副火山口被熔岩填满，到 2 月 10 日晚些时候，熔岩流过火山口边缘的最低处，并沿着锥体的西北坡向下流动。到 2 月 12 日，熔岩流停止。随后的测绘显示，其体积约为 575,000 立方米（图 3）。[48, 49](#) [之后](#)又发生了多次爆炸性火山碎屑（火山灰）喷发，在 2 月 19 日至 21 日左右达到高峰。喷发于 3 月 3 日结束。

1954 年 5 月 13 日至 1955 年 3 月 10 日的火山喷发始于火山灰和岩块的爆炸性喷射。五个月前，人们曾在

火山口内发现炽热的熔岩。 ⁵⁰ , ⁵¹ 此次喷发的显著之处在于，据估计，从 1954 年 6 月到 9 月，有近 800 万立方米^的熔岩从火山口流出，据称这是新西兰（即欧洲殖民者）观测到的最大规模的熔岩流。 ⁵² , ⁵³ 实际上，熔岩分 17 次从火山口喷出，具体日期如下： ⁵⁴ , ⁵⁵

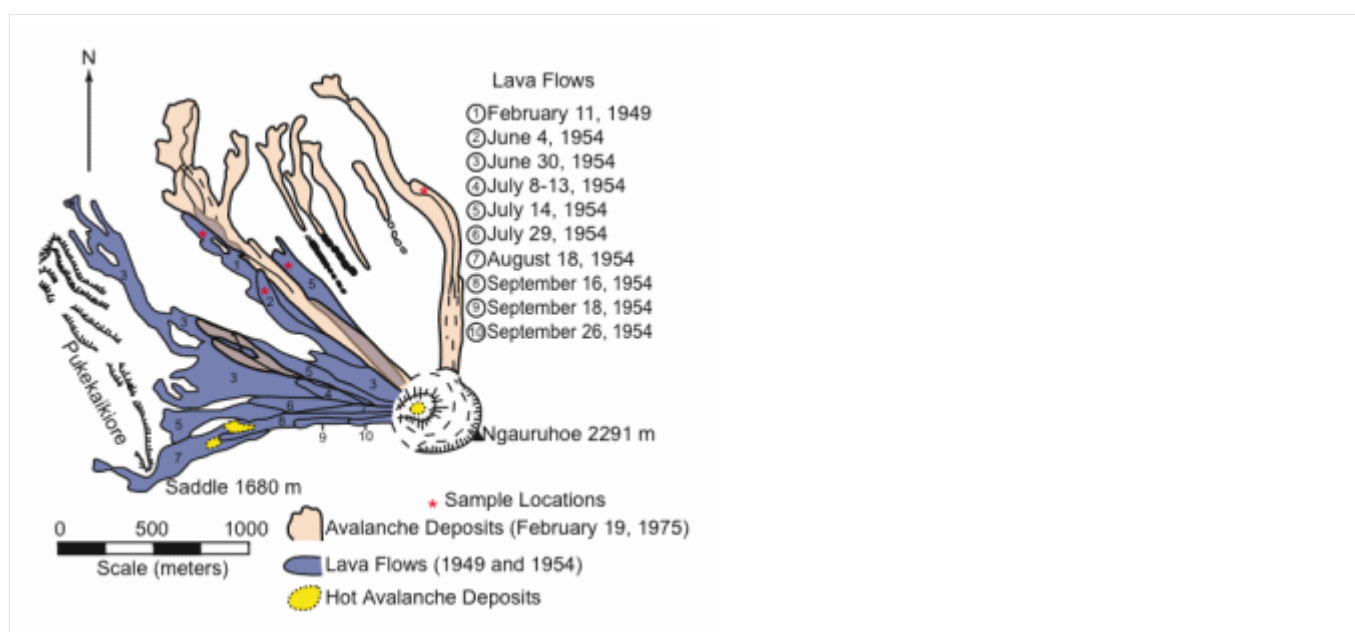


图 3. 瑙鲁霍伊火山西北坡地图，显示了 1949 年和 1954 年的熔岩流以及 1975 年的雪崩沉积物。

⁵⁶ , ⁵⁷ , ⁵⁸ , ⁵⁹ , ⁶⁰ 图中标记了本研究采集样本的位置。

- 6 月 4 日、30 日；
- 7 月 8 日、9 日、10 日、11 日、13 日、14 日、23 日、28 日、29 日、30 日；
- 8 月 15 日（? ），18 日；以及
- 9 月 16 日、18 日、26 日。

图 3 展示了瑙鲁霍伊火山西北坡和西坡上仍可辨认的 1954 年熔岩流分布情况。所有熔岩流均为 aa 型熔岩（与 1949 年 2 月 11 日的熔岩流相同），其特征是表面粗糙、锯齿状且布满凝固熔岩块。这些熔岩流黏度较高，近距离观察发现部分熔岩流以每分钟约 20 厘米的速度缓慢推进。8 月 18 日的熔岩流厚度超过 18 米，喷发近一年后仍保持温热。1954 年 6 月和 7 月间断的爆炸性喷发和壮观的熔岩喷泉在南侧副火山口周围形成了一个喷溅火山渣锥，改变了山峰西侧的地貌。在 9 月 26 日最后一次熔岩流结束后，火山活动减弱了两个月，但在 1954 年 12 月和 1955 年 1 月期间再次增强，出现了熔岩喷泉和多次剧烈的火山碎屑（火山灰）喷发。最后一次火山灰喷发记录于 1955 年 3 月 10 日，但炽热的熔岩一直留在火山口内，直到 1955 年 6 月。

1954-1955 年喷发后，瑙鲁霍伊火山持续半连续地冒着蒸汽，并伴有多次小型火山灰喷发，这些火山灰源自破碎的喷气孔碎屑。1973 年 1 月观测到炽热的喷发物，1973 年 12 月喷发了含有幼年玻璃质安山岩碎片的火山灰。1974 年 1 月和 3 月发生了 66 次炮击式的剧烈爆炸性喷发，这是自 1954-1955 年以来规模最大的一次，喷发出大量的火山灰和炽热的岩块，据报道其中一块重达 3000 吨，抛射距离达 100 米。

1974 年 1 月和 3 月发生了 66 次炮击式的剧烈爆炸性喷发，这是自 1954-1955 年以来规模最大的一次，喷发出大量的火山灰和炽热的岩块，据报道其中一块重达 3000 吨，抛射距离达 100 米。

山^{碎屑流从大型对流喷发柱的}底部流下，沿着火山锥的西坡和北坡向下流动；火山口也因此显著变浅。69, 70

1975年2月19日，发生了一系列类似但更为剧烈的爆炸，伴随着清晰可见的大气冲击波和凝结云。

^{71 ' 72 ' 73 ' 74}火山灰和直径达30米的岩块被喷射而出，散布在距离山顶3公里半径的范围内。这九次炮击般的独立喷发发生在持续1.5小时的大量气体喷发之后，这些气体喷发形成了一股11至13公里高的对流喷发柱。

^{75 ' 76 ' 77}爆炸以20至60分钟的间隔持续了五个多小时。持续的喷发柱还引发了多次火山碎屑流。这些火山碎屑流是由火山灰、火山弹和较大岩块组成的湍流混合物，以约60公里/小时的速度从瑙鲁霍伊火山的山坡上迅速滚落。78, 79 这些雪崩和后续爆炸产生的沉积物在火山锥底部山谷中堆积成层状碎屑，但并未延伸到距离山顶2公里以外的地方。据估计，当天7小时的喷发过程中，至少喷出了340万立方米的火山碎屑物质。80 图³显示了这些雪崩沉积物的位置。

自1975年2月以来，该火山一直没有喷发。多年来，人们经常可以看到火山顶上方冒出蒸汽或气体柱，这是由于火山口底部强大的喷气孔喷出高温气体所致。

自 1979 年以来，火山口底部这些喷气孔的温度持续下降，这表明主喷气孔可能已被堵塞。

样品采集

野外考察和样品采集工作于 1996 年 1 月进行。从 47 号国道经芒加特奥波波路（Mangateopopo Road）可到达瑙鲁霍伊（Ngauruhoe）地区。从路尽头的停车场出发，沿着芒加特奥波波谷步道（Mangateopopo Valley walking trail）即可到达瑙鲁霍伊火山锥的底部。从那里可以清晰地看到颜色较深的近期熔岩流，它们与颜色较浅的西北坡较老的熔岩流形成鲜明对比，易于识别（图 3）。

共采集了 11 个 2-3 公斤的样品——其中 2 个取自 1949 年 2 月 11 日、1954 年 6 月 4 日和 1954 年 7 月 14 日的熔岩流，2 个取自 1975 年 2 月 19 日的雪崩沉积物；3 个取自 1954 年 6 月 30 日的熔岩流。样品采集位置在图 3 中标出。采集过程中，我们仔细核查了每个熔岩流的来源，并确保所采集的样品能够代表每个熔岩流的特征，以及熔岩中纹理和斑晶的任何变化。

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。随后，所有切片均在岩相显微镜下仔细观察，并记录其矿物组成和结构。之后，每个样品选取一组代

代表性样品（约 100 克）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。另取一组代表性样品（每个样品 50-100 克）送往位于马萨诸塞州剑桥（波士顿）的 Geochron 实验室，进行全岩钾氩（K-Ar）定年。⁸¹第三组代表性样品（取自十个样品，每个熔岩流取两个样品，每个熔岩流取 50-100 克）送往位于澳大利亚堪培拉的澳大利亚国立大学地球科学研究院的 PRISE 实验室，进行 Rb-Sr、Sm-Nd 和 Pb-Pb 同位素测定。

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，然后使用电感耦合等离子体发射光谱法（ICP-OES）测定主要元素和次要元素，使用电感耦合等离子体质谱法（ICP-MS）测定微量元素和稀土元素。主要元素中的铁（Fe）以 Fe_2O_3 的形式通过 ICP-OES 进行分析，并按此结果报告。此外，还采用湿化学方法单独分析了 Fe（FeO），并同时测定了灼烧损失（主要为 H_2O 含量）。所有主要元素氧化物的检出限均为 0.01%。次要元素和微量元素的检出限在 0.5 至 20 ppm 之间，稀土元素的检出限在 0.5 至 1 ppm 之间。

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。虽然没有向实验室提供具体的样品位置或预期年龄信息，但

样品被描述为年轻的安山岩，以便实验室人员优化样品制备程序，从而获得最佳分析结果。在实验室中，样品被破碎并研磨，然后溶解于浓氢氟酸中，随后按照每种同位素体系的标准化学分离程序进行分离。分离后，每种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）进行分析，TIMS 是该实验室使用的最先进的技术。Sr 同位素的测量采用了质量分馏校正值 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0.1194$ 。报告的 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ 比值已根据 NBS 标准 SRM 987 的值 0.710207 进行归一化。Nd 同位素使用 $^{146}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 进行质量分馏校正，并根据 BCR-1 的现今 $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ 值 0.51268 进行归一化。Pb 同位素比值已根据 NBS 标准 SRM 981 进行质量分馏归一化。

岩相学和化学

Clark [82](#) 报告称，瑙鲁霍伊火山喷发的大部分熔岩流为拉长石-辉石安山岩，其中含有斜长石（拉长石）、紫苏辉石和少量普通辉石斑晶，基质为玻质微晶（针状微晶镶嵌于玻璃质基质中），富含磁铁矿。然而，20 世纪喷发的所有熔岩、火山砾和炽热块体均含有橄榄石；因此，根据 Gill [83](#) 的分类方案，从化学成分上看，它们可以归类为低硅（或玄武质）安山岩。先前发表的分析

⁸⁴、⁸⁵、⁸⁶、⁸⁷、⁸⁸、⁸⁹、⁹⁰、⁹¹表明，1928年至1975年间熔岩和火山碎屑的成分变化微乎其微。事实上，1954年和1974年的安山岩成分非常相似，以至于 Nairn 等人⁹²提出，1954年形成的一块固体安山岩岩塞在1974年被加热至炽热，并在上升的岩浆柱顶部部分重新活化。这块岩塞随后被破坏，并以喷出物的形式从喷口喷出，其结构从固体块状物、膨胀的火山渣到飞溅弹不等。

表1列出了本研究采集的11个样品的全岩主量元素、微量元素和稀土元素分析结果。将每个熔岩流的这些数据与已发表的瑙鲁霍伊火山熔岩数据

⁹³、⁹⁴、⁹⁵、⁹⁶、⁹⁷、⁹⁸、⁹⁹、¹⁰⁰进行比较，结果表明，所有分析的样品（以及所有熔岩流）的整体化学成分几乎完全相同，即使是微量元素和稀土元素之间的微小差异，也只能归因于分析误差、取样误差和自然变异等统计因素。因此，可以合理地得出结论：这些玄武安山岩是同源的，来源于同一岩浆和岩浆房，尽管它们已被观测到从同一座火山喷发而出。

表 1. 新西兰瑙鲁霍伊山五次近期（1949年、1954年、1975年）熔岩流的全岩、主量元素氧化物、微量元素

和稀土元素分析（分析员：AMDEL，阿德莱德；1996 年 4 月）。

样本	1A	1B	2A	2B	3A	3B	3C	4A	4B	5A	5B
流日期	1949 年 2 月 11 日		1954 年 6 月 4 日		1954 年 6 月 30 日			1954 年 7 月 14 日		1975 年 2 月 19 日	
SiO ₂ (%)	56 .7	56 .2	55 .3	55 .8	56 .3	55 .9	55 .6	56 .1	55 .6	56 .0	55 .4
二氧化钛 (%)	0. 79	0. 85	0. 74	0. 77	0. 76	0. 75	0. 74	0. 75	0. 84	0. 79	0. 78
Al ₂ O ₃ (%)	17 .2	17 .3	16 .5	17 .3	17 .0	16 .9	16 .7	16 .9	17 .5	17 .0	16 .5
Fe ₂ O ₃ (%)	9. 10	9. 63	9. 26	9. 23	9. 11	9. 17	9. 59	9. 29	9. 61	9. 25	9. 43
MgO (%)	4. 28	3. 84	5. 21	4. 71	4. 75	5. 00	5. 09	4. 71	3. 84	4. 31	5. 27

MnO (%)	0. 15	0. 16	0. 15	0. 15	0. 15	0. 15	0. 16	0. 15	0. 16	0. 15	0. 16
CaO (%)	7. 61	7. 93	8. 22	8. 29	7. 95	8. 16	8. 17	8. 00	8. 17	7. 83	8. 56
Na ₂ O (%)	3. 08	3. 19	2. 91	3. 03	3. 06	2. 98	2. 95	3. 02	3. 11	3. 08	2. 86
K ₂ O (%)	1. 15	1. 01	1. 05	1. 00	1. 10	1. 08	1. 06	1. 12	1. 04	1. 10	1. 09
P ₂ O ₅ (%)	0. 13	0. 13	0. 12	0. 12	0. 13	0. 13	0. 13	0. 13	0. 13	0. 14	0. 14
01 (%)	0. 42	0. 48	0. 51	0. 37	0. 38	0. 50	0. 53	0. 62	0. 42	0. 70	0. 41
全部的	10 0. 61	10 0. 72	99 .9 7	10 0. 77	10 0. 69	10 0. 72	10 0. 72	10 0. 79	10 0. 42	10 0. 31	10 0. 60
铬 (ppm)	60	60	12 0	80	80	10 0	10 0	80	40	60	10 0

Sc (ppm)	25	30	30	30	25	30	30	30	30	30	30
V (ppm)	220	240	220	220	220	220	220	220	260	240	240
镍 (ppm)	15	10	31	21	24	29	29	25	7	18	29
钴 (ppm)	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
铜 (ppm)	180	38	63	57	69	51	69	67	22	51	78
锌 (ppm)	87	93	87	84	86	89	85	84	91	88	87
镓 (ppm)	24	22	23	28	27	26	26	27	29	27	28
铷	36	26	29	32	32	30	29	35	32	31	31

(ppm)	.0	.5	.0	.0	.5	.0	.5	.5	.0	.5	.0
锶 (ppm)	220	165	200	240	240	240	220	260	260	240	320
Y (ppm)	19	18	15	19	18	19	18	18	20	19	17
锆 (ppm)	100	80	80	80	80	80	80	100	80	100	80
钨 (ppm)	10	6	4	4	3	3	3	4	4	3	3
铌 (ppm)	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
钡 (ppm)	200	165	175	185	220	200	200	220	190	200	220
Ta (ppm)	3	2	2	<2	<2	<2	<2	2	<2	<2	<2

m)											
铅 (pp m)	20	15	10	10	20	10	10	15	10	15	20
钍 (pp m)	5. 0	3. 0	2. 5	3. 0	3. 0	3. 0	3. 0	3. 5	3. 0	3. 0	3. 5
U (pp m)	2. 0	1. 5	1. 0	1. 0	1. 0	1. 0	1. 0	1. 5	1. 5	1. 0	1. 0
La (pp m)	12	8	9	11	11	11	11	11	11	11	12
铈 (pp m)	25	16	19	22	22	23	22	25	21	22	24
Pr (pp m)	4	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
钕 (pp m)	18 .5	14 .0	10 .5	12 .5	12 .0	13 .0	13 .5	14 .0	14 .0	11 .5	14 .0

(ppm)											
Yb (ppm)	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
镱 (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
钾/ 铷	31 9	38 1	36 2	31 3	33 8	36 0	35 9	31 5	32 5	34 9	35 1
钙/ 锶	34 6	48 1	41 1	34 5	33 1	34 0	37 1	30 8	31 4	32 5	26 8

然而, Nairn 等人¹⁰¹指出, 尽管 1949 年和 1954 年的熔岩均为含橄榄石的安山岩, 但分析结果表明, 1954 年的熔岩比 1949 年的熔岩碱性略强, MgO、CaO 和总铁氧化物含量略高, 而 SiO₂ 和碱含量略低。然而, 本研究的分析结果并未在统计学上显著地重复这些趋势(表 1)。至少他们发现, 1974 年熔岩块和熔岩弹的分析结果与 1954 年熔岩的分析结果在误差范围内一致, 本研究也证实了 1975 年雪崩物质与 1954 年熔岩的分析结果一致(表 1)。

Clark ¹⁰²和 Cole ¹⁰³根据斑晶矿物的模态比例，将汤加里罗火山中心的熔岩类型划分为五种。Graham¹⁰⁴基于矿物学和化学成分的综合分析，将此分类方案修改为六种类型。然而，鉴于瑙鲁霍伊火山的熔岩流具有均一的整体化学成分和岩石学特征，它们被归类为 Graham 分类中的“1 型”斜长石-辉石安山岩。Cole 等人¹⁰⁵指出，“1 型”熔岩在汤加里罗火山中心的体积占主导地位，并且随着二氧化硅含量的增加，其化学成分呈现出一致的趋势。它们相对富含铁，并在 AFM 图上呈现出典型的钙碱性趋势。

借用吉尔 (Gill) 的术语¹⁰⁶，瑙鲁霍伊熔岩被描述为基性安山岩 (SiO_2 含量为 53 - 58 wt%) ¹⁰⁷。它们被命名为斜长石-辉石安山岩是基于其主要斑晶，其中斜长石含量大于或等于辉石。本研究采集的样品中斑晶与基质的比例，以及斑晶中不同矿物的比例，与来自同一熔岩流的已报道样品非常相似^{108, 109}。

本研究中分析的五个熔岩流样品均呈现斑状结构，斑晶（直径最大可达 3 毫米）的体积占比始终为 35%至 40%。斑晶组合以斜长石为主（比例为 2:1），但斜方辉石和普通辉石（单斜辉石）也始终是主要成分，而

橄榄石和磁铁矿仅以痕量存在。这种 POAM（斜长石-橄榄石/斜方辉石-普通辉石-磁铁矿）斑晶组合是典型的无水矿物组合。基质由斜长石、斜方辉石和单斜辉石微晶组成，并富含磁铁矿和/或铁钛氧化物的细小颗粒。其中还含有少量（9-10%）棕色透明（酸残留）玻璃，整体纹理一般为轴状（板条状微晶一般以不规则的无序方式交织在一起）。

Steiner¹¹¹ 强调，捕虏体是 1954 年瑙鲁霍伊火山熔岩的常见成分，但也指出

Batley¹¹² 报告称 1949 年瑙鲁霍伊火山熔岩富含捕虏体。本研究中的所有样品均含有捕虏体，包括来自 1975 年雪崩物质的捕虏体。然而，这些聚集体中的许多更准确的描述是聚晶和镁铁质（辉长岩、韦伯斯特岩）结核¹¹³。它们直径为 3-5 毫米，通常具有半自形粒状结构，由不同比例的斜长石、正交辉石和单斜辉石组成，极少数情况下含有橄榄石。真正的捕虏体通常呈圆形，且总是由细石英质物质组成。Steiner¹¹⁴ 还描述了更大的石英长石成分的捕虏体和残余片麻岩结构。

斜长石斑晶的成分记录范围为 An₈₉ 至 An₄₀（安山岩至倍长石），但在瑙鲁霍伊火山熔岩中通常为拉长石（An₆₈₋₅₅）。它们呈半自形，通常表现出复杂的振荡环带，总体趋势是从钙质核到钠质边。

¹¹⁵、¹¹⁶、¹¹⁷薄的外缘通常与基质微晶成分相似。双晶和沙漏状结构很常见。

斜方辉石相对于单斜辉石含量较高 (>2:1)。半自形-自形斜方辉石通常具有多色性，有时可见环带。其成分范围从 $\text{Ca}_4\text{Mg}_{74}\text{Fe}_{22}$ 到 $\text{Ca}_3\text{Mg}_{47}\text{Fe}_{50}$ ¹¹⁸，¹¹⁹，但对 瑙鲁霍伊火山斜方辉石的代表性整体和局部分析¹²⁰、¹²¹、¹

²²表明，紫苏辉石成分占主导地位，光学测定也证实了这一点。¹²³，¹²⁴自形-半自形单斜辉石通常具有双晶和环带，但其成分范围较窄，从 $\text{Ca}_{43}\text{Mg}_{47}\text{Fe}_{10}$ 到约 $\text{Ca}_{35}\text{Mg}_{40}\text{Fe}_{25}$ ，均为普通辉石。¹²⁵、¹²⁶

所含橄榄石为强镁质橄榄石，分析表明其成分存在从 Fo_{88} 到 Fo_{78} 的环带结构。根据全岩分析中 TiO_2 的含量（表 1），基质中的磁铁矿为钛磁铁矿，但可能零星地伴生有少量钛铁矿。¹²⁷、¹²⁸

如前所述，表 1 中的微量元素和稀土元素数据表明，所有这些样品（以及所有熔岩流）几乎完全相同，细微的差异可归因于分析误差、取样和自然变异等统计因素，因此可以忽略不计。这些数据也与已发表的数据相符。¹²⁹、¹³⁰、¹³¹、¹³²正如 Graham 和 Hackett 所指出的，在这些“1 型”或斜长石-辉石安山岩中，Cr 和 Ni 的变化趋势与 MgO 相似，即 MgO 浓度较低的样品中，Cr 和 Ni 的浓度也较低，而 Al_2O_3 的浓度较高，这

反映出这些样品中橄榄石和辉石的含量较少。 K/Rb 比值介于 313 至 381 之间(平均值为 343),与 Cole 报道的斜长石-辉石安山岩的 K/Rb 比值范围一致,且平均值也接近该范围。¹³³正如预期, Rb 和 Ba 均与 K 呈正相关。同样, Sr 与 Ca 也呈正相关, Ca/Sr 比值介于 268 至 481 之间(平均值为 349),与已发表的数据相符。¹³⁴另一方面,这些熔岩流的 Zr 含量介于 80 至 100 ppm 之间(平均值为 85 ppm),低于已发表的斜长石-辉石安山岩的数据;而 Cu 含量介于 22 至 180 ppm 之间,高于已发表的数据。

这些熔岩流中微量元素的标准地球化学分布模式显示,与正常(N型)中洋中脊玄武岩(MORB)相比,钙碱性熔岩中大离子亲石元素(LILE)(如 Sr、K、Rb、Ba 和 Th)显著富集,而高场强元素(HFSE)(如 Nb、P、Zr、Ti 和 Y)则显著亏损。¹³⁵与球粒陨石值相比,这些熔岩流样品也显示出稀土元素的富集,并且轻稀土元素(LREE)的富集程度高于重稀土元素(HREE),这与已发表的数据一致。

¹³⁶这些斜长辉石安山岩均具有负 Eu 异常。

钾氩同位素系统学

Snelling¹³⁷报道，他利用 K-Ar 模型测得了近期瑙鲁霍伊山安山岩流的相同样品的年龄，范围为 0.27 至 3.5 Ma。这一结果在意料之中，因为通常无法从历史熔岩流中获得有意义的年代数据，这一点在标准科学文献中已有论述^{138, 139}。即使**是来自**同一熔岩流的相同样品的不同分样，也无法重复这些“年代”。这种明显的矛盾仅仅表明过量⁴⁰Ar*（放射性⁴⁰Ar 含量存在差异。事实上，如此低浓度的氩污染是常见的，但历史熔岩流中过量⁴⁰Ar*的问题在文献中仍有充分记载。结论是，这些过量⁴⁰Ar*是岩浆在上地幔形成过程中继承的，因此不具有年代意义。

铷-钐-铅同位素地球化学

表 2 列出了 Rb-Sr、Sm-Nd 和 Pb-Pb 同位素分析的结果。 ϵ 值衡量的是样品中同位素比值与均匀储层预期值的偏差。表 2 中计算了 Sr 和 Nd 同位素的 ϵ 值，方法是把这些样品中测得的现代同位素比值与假定岩浆源区——亏损地幔的现代同位素比值进行比较。正的 ϵ 值表明，这些岩石的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 和¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值高于其冷却来源的亏损地幔源区的相应比值。¹⁴¹ 计算单个样品的 ϵ 值可以检验样品的同源性或污染情况，也可以衡量

岩浆冷却形成岩石时，相对于其假定的亏损地幔源区发生分馏的程度。 T_{DM} 表示根据 Nd 同位素比值计算的亏损地幔模式年龄，它衡量的是每个样品与其最初来源地幔分离的时间长度。142 需要注意的是，这些模式年龄计算的基础是对形成这些样品的岩浆最初来源的地幔源区同位素组成的假设。值得注意的是，这些近期熔岩流的计算亏损地幔模式年龄范围为 724.5 Ma 至 1453.3 Ma。

表 2. 新西兰瑙鲁霍伊山五次近期（1949 年、1954 年、1975 年）熔岩流的 Rb-Sr、Sm-Nd 和 Pb-Pb 同位素分析（分析员：澳大利亚国立大学 PRISE 的 RA Armstrong 博士，堪培拉；1997 年 2 月至 2000 年 3 月）。

样本	1A	1B	2A	2B	3A	3C	4A	4B	5A	5B
流日期	1949 年 2 月 11 日		1954 年 6 月 4 日		1954 年 6 月 30 日		1954 年 7 月 14 日		1975 年 2 月 19 日	
铷 (ppm)	36. 19	45. 73	36. 85	104 .92	37. 80	24. 78	69. 85	50. 33	55. 16	36. 13
⁸⁷ Rb (nm/ g)	117 .94	149 .01	120 .08	341 .88	123 .18	80. 74	227 .62	163 .99	179 .73	117 .74

锶 (ppm)	237 .27	203 .03	249 .44	228 .36	238 .86	236 .23	239 .50	269 .70	232 .20	304 .81
⁸⁶ Sr (nm/g)	267 .17	228 .62	280 .87	257 .13	268 .95	266 .00	269 .68	303 .70	261 .45	343 .22
⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	0.4 414	0.6 517	0.4 275	1.3 296	0.4 580	0.3 035	0.8 440	0.5 400	0.6 874	0.3 431
⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr	0.7 055	0.7 051	0.7 055	0.7 054	0.7 056	0.7 054	0.7 055	0.7 051	0.7 055	0.7 052
ϵ_{Sr} (t ₀)	+42 .41	+36 .34	+41 .56	+40 .72	+43 .55	+39 .87	+41 .83	+36 .47	+42 .68	+38 .29
钐 (ppm)	5.3 19	3.4 99	3.2 25	4.0 57	3.6 67	3.3 61	3.1 21	3.5 84	3.8 16	4.6 71
¹⁴⁷ Sm (nm/g)	5.3 03	3.4 90	3.2 15	4.0 35	3.6 56	3.3 52	3.1 13	3.5 73	3.8 05	4.6 57
钕	20.	15.	13.	14.	14.	13.	13.	14.	15.	19.

204Pb	749	701	716	740	735	735	694	748	740	687
-------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

笔记:

1. 测得的现今 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ 比值 (± 2 秒) 已归一化为 $^{86}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr} = 0.1194$
2. 报告的 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ 比值是相对于使用本样品运行的 NBS 标准 SRM 987 的比值 0.710207 ± 26 ($\pm 2\sigma$) 而言的。
3. $\epsilon_{\text{Sr}}(t_0)$ 指的是相对于亏损地幔的现今计算值, $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ 比值目前为 0.7026 ^{143, 144}
4. 测得的现今 $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ 比值 ($\pm 2s$) 已归一化为 $^{146}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0.7219$
5. $\epsilon_{\text{Nd}}(t_0)$ 指的是相对于亏损地幔值 0.51268 (BCR-1) 的当前计算值。
6. $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ 比值以 NBS 标准 SRM 981 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。

由于这些样本取自近期形成的熔岩流 (仅有 28-54 年历史), 因此预计这些样本的同位素比值无法提供任何年龄信息。尽管如此, 我们仍然对数据进行了全面分析, 以检验它们是否仍然能够提供任何“年龄”信息。对数据进行选择性绘图确实得到了一些看似有效的等时线, 例如, 一条 5 点 Rb-Sr 等时线得出的表观

年龄为 133 ± 87 Ma，一条 5 点 Sm-Nd 等时线得出的表观年龄为 197 ± 160 Ma。这两条等时线的“拟合优度”统计数据分别得出较低的 MSWD 值（加权偏差均方——衡量观测到的与最佳拟合线的偏差与预期偏差之比，预期偏差由指定的误差和误差相关性决定）。然而，这些拟合结果有意义的概率仅为中等，且用于约束拟合的每个已确定同位素比值的误差范围都过大，导致最终误差范围超过表观等时线年龄的 50%。因此，这种对数据的选择性处理不仅具有误导性，而且完全没有意义。然而，使用铅同位素数据可以获得更好的表观结果，一条 7 点等时线得到的 ^{207}Pb - ^{206}Pb 年龄为 3908 ± 390 Ma。该拟合的统计特性要好得多，每个数据点的误差范围都很小，MSWD 值也合理，为 1.07，但拟合的概率仅为中等，且该表观等时线与铅同位素增长曲线的交点分别为 -92 Ma 和 3921 Ma。作为对比，铅同位素数据也得出了一条 9 点 ^{208}Pb - ^{206}Pb 最佳拟合线，其 MSWD 值较低，为 0.45，概率较高，为 0.87。因此，这些结果似乎具有一定的有效性和意义，暗示了铅同位素数据的这些趋势具有一定的意义。

讨论

陶波火山带的安山岩展现出与全球大陆弧熔岩相似的成分特征¹⁴⁵，因此它们很可能是由类

似的机制形成的，即地幔来源的玄武质岩浆的分异作用¹⁴⁶。Gamble 等人¹⁴⁷对陶波火山带玄武岩的岩相学研究表明，结晶分异和堆积作用可能是造成其主量元素组成差异的主要原因。他们得出结论，母岩浆玄武质岩浆彼此之间必然具有大致的相似性，因此，安山岩中观察到的大部分差异可归因于岩浆在火山弧下方地幔和地壳的复杂管道系统中上升过程中发生的次生作用。尽管一些火山弧被认为起源于原生安山岩浆¹⁴⁸，且一些实验研究表明，安山岩浆可能由俯冲带上方地幔中的水合橄榄岩生成^{149, 150}，但目前普遍认为，这种机制无法解释陶波火山带大部分安山岩的成因和形成，包括瑙鲁霍伊火山近期喷发的安山岩流。这些安山岩几乎都不具备直接源自地幔中生成的安山岩浆所需的特征（橄榄石成分大于 Fo_{90} ，Cr、Ni 和 Mg 含量高，斑晶含量低）。Cole（151、152）倾向于认为陶波火山带的安山岩起源于俯冲洋壳熔融产生的原生安山岩浆，以及随俯冲洋壳板块带入地幔的杂砂岩和其他沉积物。但来自俯冲板块或下地壳的熔体也不太可能是安山岩成分。（153）

在对陶波火山带火山岩成因的早期研究中，不仅分析了熔岩和火山碎屑岩，还分析了与火山岩空间相关且位于其下伏的二叠纪至侏罗纪互层的杂砂岩、粉砂岩

和页岩，这些岩层被认为是潜在的地壳污染源。

¹⁵⁴、¹⁵⁵通过分析这些岩石中的 Sr、Rb、K、U 和 Th 丰度及其 $\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$ 比值，得出结论：数据最符合以下假设：安山岩是由源自上地幔的玄武质岩浆部分同化沉积物形成的；邻近的杂砂岩、粉砂岩和页岩很可能是沉积物；而未被同化的片麻岩捕虏体可能代表了这些沉积物的基底岩石。Cole 等人¹⁵⁶ 发现，安山岩的稀土元素地球化学特征表明，安山岩岩浆生成于与俯冲到澳大利亚板块之下的太平洋板块相关的上地幔楔中（图 1 插图），但也存在一些地壳混染。事实上，有几个指标表明安山岩在喷发前经历了地壳混染。这些指标包括频繁出现的地壳捕虏体^{157, 158}、升高且相关的放射性同位素和稳定同位素比值^{159, 160, 161}，以及相对富集的 LILE 含量，其显著高于仅由结晶分异过程预测的含量^{162, 163}。

在可能的同化物中，最有可能的是托尔斯地体和/或怀帕帕地体的变质杂砂岩基底。放射性同位素和稳定同位素组合之间的强相关性总体上趋向于这些基底岩石的成分范围，与怀帕帕地体的成分部分或全部重叠。

¹⁶⁴在已发表的假定同化模型中，硅含量和放射性含量更高的托尔斯变质杂砂岩优于怀帕帕地体，因为满足由此产生的岩石成因模型所需的体积要

小得多。¹⁶⁵、¹⁶⁶、¹⁶⁷、¹⁶⁸然而，尽管陶波火山带安山岩的大部分同位素数据似乎可以用原始玄武岩浆和变质沉积岩之间的二元混合来解释，¹⁶⁹但实际过程无疑更为复杂。从热化学角度来看，整体同化作用不太可能发生，¹⁷⁰考虑到安山岩相对较低的岩浆温度和高度斑状的构造特征，这表明同化作用和分异结晶作用（AFC）¹⁷¹可能同时发生。因此，正如 Graham 和 Hackett 所提出的，真正的同化物可能是变质杂砂岩的最低限度部分熔融体，其 SiO₂ 和 LILE 含量高于其母岩，¹⁷²但同位素组成相似（假设已发生平衡熔融）。¹⁷³

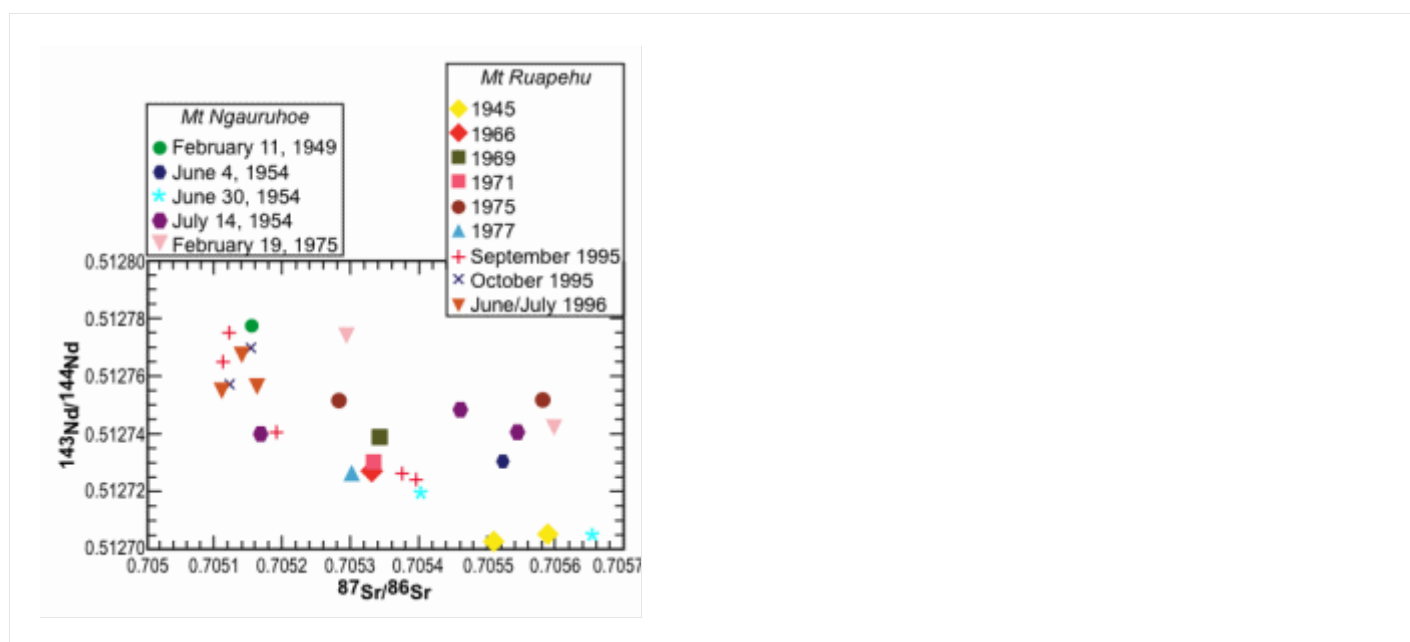


图 4. 现代（1945 - 1996 年）鲁阿佩胡安山岩（据 Gamble 等人 ¹⁷⁴）和本研究中的现代（1949 年、1954 年、1975 年）瑙鲁霍伊安山岩样品的 Sr 和 Nd 同

位素组成图，显示了这些安山岩的同位素组成是多么相似。

Graham 和 Hackett ¹⁷⁵以及 Graham 和 Cole ¹⁷⁶ 提出，1 型安山岩是由低铝玄武岩（例如鲁阿佩胡玄武岩）经同化和分异结晶作用（AFC）形成的，其中涉及斜长石、橄榄石/斜方辉石、普通辉石和磁铁矿（POAM）¹⁷⁷的分异作用以及托勒斯变质杂砂岩的同化作用。事实上，Graham 和 Hackett ¹⁷⁸利用最小二乘地球化学模型展示了 1954 年瑙鲁霍伊火山熔岩冷却所源自的安山岩岩浆¹⁷⁹是如何由成分与鲁阿佩胡玄武岩相似的母岩浆，通过地壳物质的同化作用（添加 6% 的同化物）和晶体分异作用（晶体未去除）的综合过程形成的。此外，瑙鲁霍伊安山岩流中捕虏体的存在，特别是玻璃化的变质杂砂岩和片麻岩捕虏体，确凿地证实了同化物很可能是由变质杂砂岩组成的片麻岩的部分熔融，而该片麻岩最初是托勒斯地体（Torlesse Terrane）邻近的杂砂岩-粉砂岩-页岩沉积物中的杂砂岩。托勒斯地体出露于瑙鲁霍伊山和鲁阿佩胡山的东侧，并在陶波火山带下方的钻孔中被发现。¹⁸⁰，¹⁸¹，¹⁸²

鉴于瑙鲁霍伊火山和鲁阿佩胡火山彼此距离很近，且这两座相邻的火山均由汤加里罗火山中心的相关喷气

孔发育而来^{^{183 , 184 , 185}}, 可以推测, 这两座火山近期喷发的安山岩熔岩流很可能源自同一岩源, 并以类似的方式形成。Gamble 等人^{¹⁸⁶}收集并回顾了 1945 年至 1996 年间鲁阿佩胡火山安山岩熔岩流的地球化学和同位素数据, 并得出结论: 总体而言, 这些数据显示出二氧化硅含量随时间增加和^{⁸⁷Sr/^{⁸⁶Sr}比值升高的趋势。这与岩浆化学成分 (进而影响最终形成的安山岩熔岩) 主要受同化和结晶分异 (AFC) 过程控制的观点相符。此外, 他们发现, 鲁阿佩胡火山在这 50 年间喷发的岩浆的地球化学成分变化范围几乎涵盖了该火山整个喷发历史中所有熔岩的地球化学成分变化范围。将本研究分析的瑙鲁霍伊安山岩熔岩的地球化学数据与鲁阿佩胡安山岩进行比较, 可以明显看出二者在主要元素组成方面存在显著差异 (例如, 鲁阿佩胡安山岩的二氧化硅含量均较高)。然而, 如图 4 所示, 这两座相邻火山近期安山岩熔岩流的^{87Sr / 86Sr}和^{143Nd / 144Nd}比值非常相似。由于近期熔岩的 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学特征常被用于阐明其岩石成因^{^{187 , 188 , 189}}, 因此, 将近期 Ngauruhoe 安山岩熔岩的 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学特征与 Ruapehu 密切相关的近期安山岩流的可比且几乎相同的同位素数据, 并结合这两座火山安山岩的岩石成因解释框架进行解释, 是合理的。}

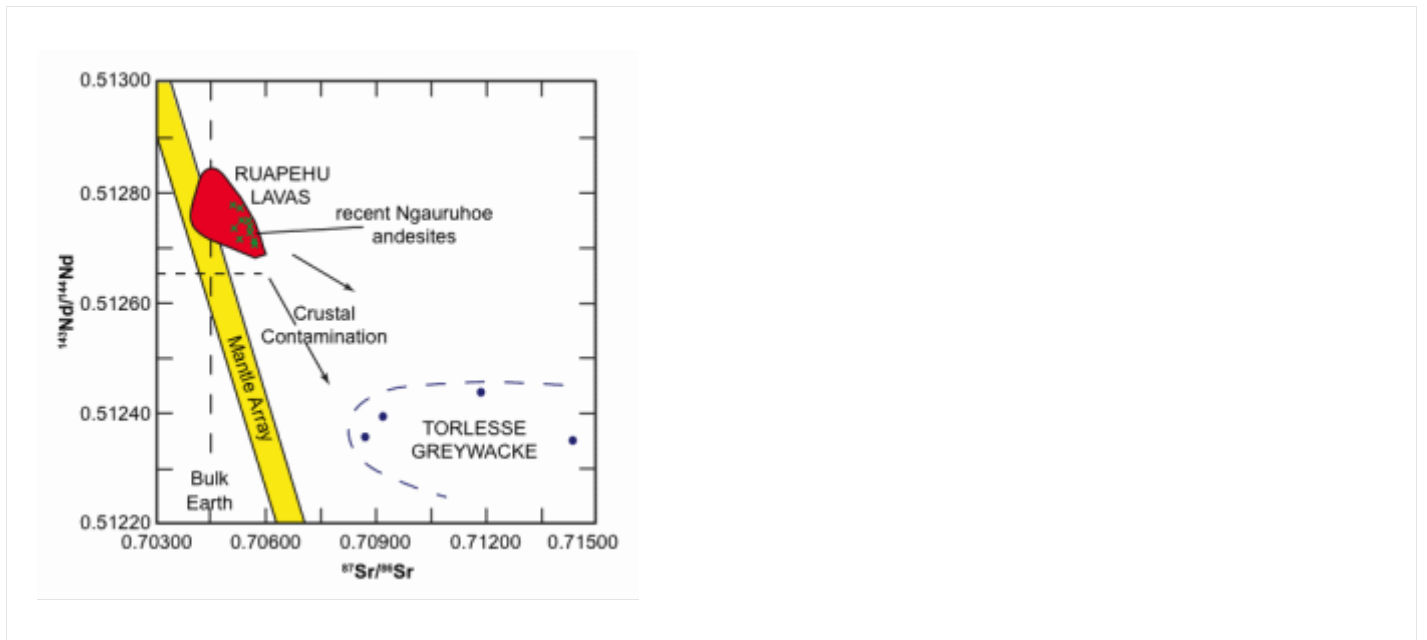


图 5. Sr-Nd 同位素相关图，显示了近期瑙鲁霍伊火山熔岩的 Sr 和 Nd 同位素组成，其落在空间和成因相关的鲁阿佩胡安山岩熔岩的成分范围内。地幔阵列由 MORB 和 OIB 定义。¹⁹⁰ 托勒斯杂砂岩的成分范围由两个变质沉积岩样品和两个玻璃化变质沉积岩捕虏体定义。¹⁹¹

在更广阔的 Sr-Nd 同位素相关图上，近期形成的瑙鲁霍伊安山岩熔岩不仅落在近期形成的鲁阿佩胡安山岩熔岩所定义的区域，而且落在地幔阵列的右侧，该地幔阵列是由中洋脊玄武岩 (MORB) 和洋岛玄武岩 (OIB) 定义的同位素组成带¹⁹² (图 5)。图 5 还显示了托勒斯杂砂岩的 Sr 和 Nd 同位素组成区域，该区域由两个变质沉积岩样品和两个玻璃化变质沉积岩捕虏体定义¹⁹³。由于这些近期形成的瑙鲁霍伊和鲁阿佩胡熔岩喷出的岩浆最初来源于

地幔，因此它们的组成最初应该位于地幔阵列区域内。

（这些岩浆必定源自地幔，因为下地壳的温度不足以生成玄武质岩浆，而且下地壳为花岗岩质，而地幔为玄武质。）因此，尽管瑙鲁霍伊火山和鲁阿佩胡火山的岩浆最初是玄武质的，但在喷发时却变成了安山质岩。图 5 所示的数据表明，地壳混染是造成安山质岩成分的原因，而托勒斯杂砂岩的同位素组成与岩浆成分因地壳混染而偏离地幔岩浆群的转变相一致。

Graham 和 Hackett ¹⁹⁴发现，在鲁阿佩瓦火山近期熔岩分布的广阔区域内（位于地幔阵列右侧），从玄武岩经安山岩到英安岩，1 型熔岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值呈现递增趋势，而 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值则呈递减趋势。其他地区火山岩中类似的趋势也用地壳同化作用进行了解释¹⁹⁵。这些数据，包括近期瑙鲁霍伊火山的安山岩，与 Nohda¹⁹⁶将陶波火山带划分为大陆岛弧的结论相符。

这种解释安山岩成分的污染趋势在图 6 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与 ϵ_{Nd} 图中更为显著，因此也得到了更直观的展示。近期形成的瑙鲁霍伊安山岩的分布点位于陶波火山带其他 1-3 型安山岩所界定的区域内和区域外。

¹⁹⁷大多数瑙鲁霍伊 1 型安山岩熔岩的分布点位于该区域之外，似乎与分布在同一区域的陶波火山带流纹岩相似，¹⁹⁸这或许表明

其分异结晶程度甚至高于其他安山岩。根据 DePaolo¹⁹⁹ 的方法，我们构建了具有代表性的同化和分异结晶 (AFC) 曲线，这些曲线基于鲁阿佩胡玄武岩母岩、托勒斯和怀帕帕同化岩以及整体分配系数 (D_{Sr} , D_{Nd}) 的各种组合。显而易见，怀帕帕地体 (Waipapa Terrane) 名义平均变质杂砂岩的 AFC 混合曲线位于 1-3 型安山岩区域右侧较远的位置，且结晶度超过 90% 时，其 AFC 混合曲线远低于该区域，尤其与瑙鲁霍伊 (Ngauruhoe) 安山岩的情况更为相似。相比之下，低铝的鲁阿佩胡 (Ruapehu) 玄武岩-托尔斯地体 (Torlesse Terrane) 变质杂砂岩的 AFC 曲线位于 1-3 型安山岩区域内且偏右，因此任何显著的怀帕帕组分都会使其进一步向右偏移。这似乎排除了怀帕帕组分的可能性。与近期瑙鲁霍伊安山岩数据趋势最吻合的曲线与鲁阿佩胡玄武岩-托尔斯地体的 AFC 曲线之一非常接近，解释同位素偏移所需的结晶度在 40% 至 70% 之间。尽管这种 $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 与 ϵ_{Nd} 的趋势可以解释为源区相关过程所致，正如阿留申弧所表明的那样²⁰⁰，但 Graham 等人²⁰¹ 发现，对于陶波火山带 1-3 型安山岩的 $\delta^{18}O$ 与 $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 的趋势而言，情况并非如此。在这些安山岩中， $\delta^{18}O$ 相对于

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的初始急剧增加无疑是由于地壳同化作用所致^{202, 203}。小安的列斯弧的安山岩也存在类似的解释²⁰⁴。

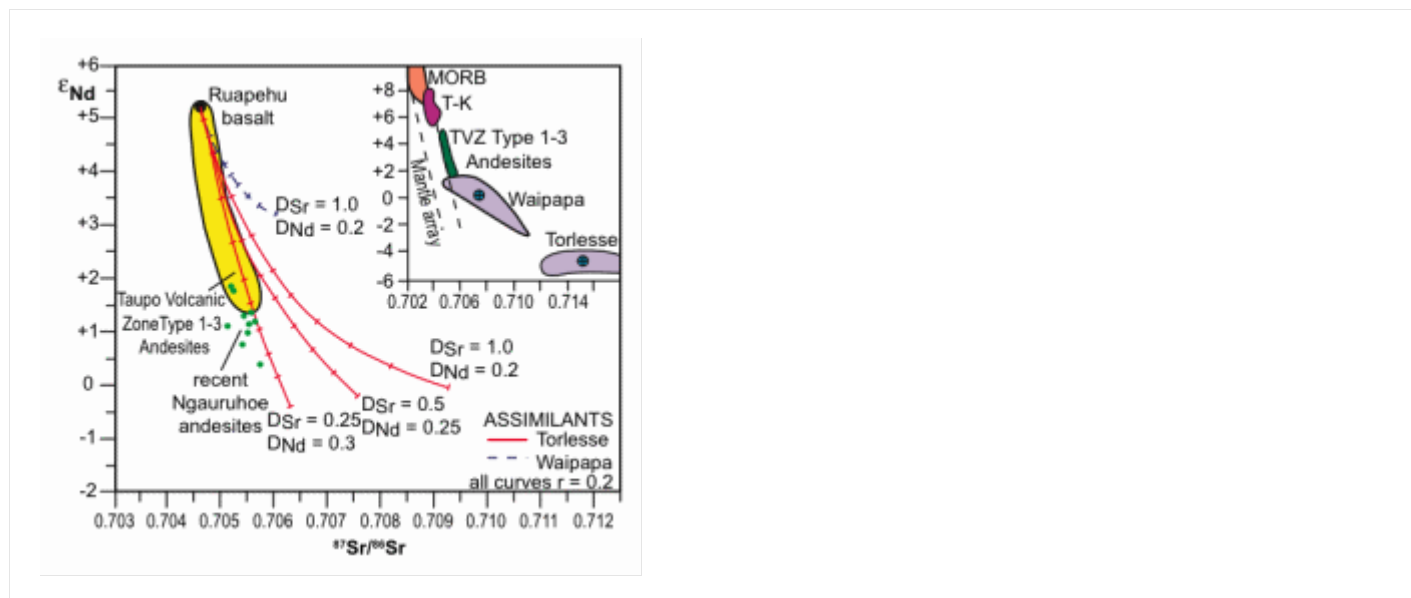


图 6. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与 ϵ_{Nd} 图,展示了本研究中 Ngauruhoe 安山岩的成分与陶波火山带 1-3 型安山岩成分范围的相对位置。²⁰⁸ 代表性的 AFC 曲线代表了假定的 Ruapehu 玄武岩母岩浆的各种组合,²⁰⁹ 以及同化物和整体分配系数 (D_{Sr} , D_{Nd})。刻度线表示结晶度,间隔为 0.1 至最大 0.9。插图中的 TK 区域代表汤加-克马德克弧的熔岩。

图 6 的插图展示了近期瑙鲁霍伊安山岩更广泛的同位素背景。汤加-克马德克弧的火山岩²⁰⁵源自比中洋脊玄武岩 (MORB)²⁰⁶ 亏损程度更低的地幔源区,

而陶波火山带 1-3 型安山岩的母岩浆似乎源自亏损程度更低的地幔源区。此外，汤加-克马德克熔岩和陶波火山带安山岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的升高使其偏离地幔阵列²⁰⁷，这表明存在地壳混染/同化作用，近期瑙鲁霍伊安山岩的高正 ϵ_{Sr} 值（表 2）也支持这一观点。尽管部分高正值也可能表明岩浆相对于其假定的亏损地幔源区发生了高度分馏。然而，托勒斯同化物极高的 Sr 和 Nd 同位素富集（已被证实是这些安山岩中最可能的地壳混染物）强调了仅需少量（推测约为 6%）²¹⁰ 该混染物即可发挥作用。

铅同位素数据的图表也直观地展示了这些趋势(图 7)。Gamble 等人²¹¹发现，近期鲁阿佩胡安山岩的铅同位素数据随时间推移没有系统性的变化，而 1995-1996 年鲁阿佩胡熔岩样品的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值涵盖了过去 50 年间的所有成分范围。尽管如此，现代安山岩熔岩的放射性低于大多数史前鲁阿佩胡安山岩和陶波火山带玄武岩，所有样品都呈现出向托勒斯地体变质杂砂岩基底的潜在混合序列，该基底是该地区的主要上地壳成分，因此也是大多数陶波火山带岩浆的假定地壳混染物。^{212、213、214}此外，铅同位素数据表明，^{陶波火山带玄武岩源自亏损地幔，其放射性比太平洋洋中脊玄武岩（MORB）}的源区更强。由于形成安山岩熔岩的母玄武岩浆可能与生成陶波火山带

玄武岩的岩浆源自相同的亏损地幔，图 7 中安山岩区域放射性较低的部分表明，所有母玄武岩浆的源区成分都更接近太平洋洋中脊玄武岩的亏损地幔源区，而陶波火山带玄武岩的母岩浆必定受到了与安山岩类似的某种地壳混染，正如锶钕同位素数据所表明的那样。

215

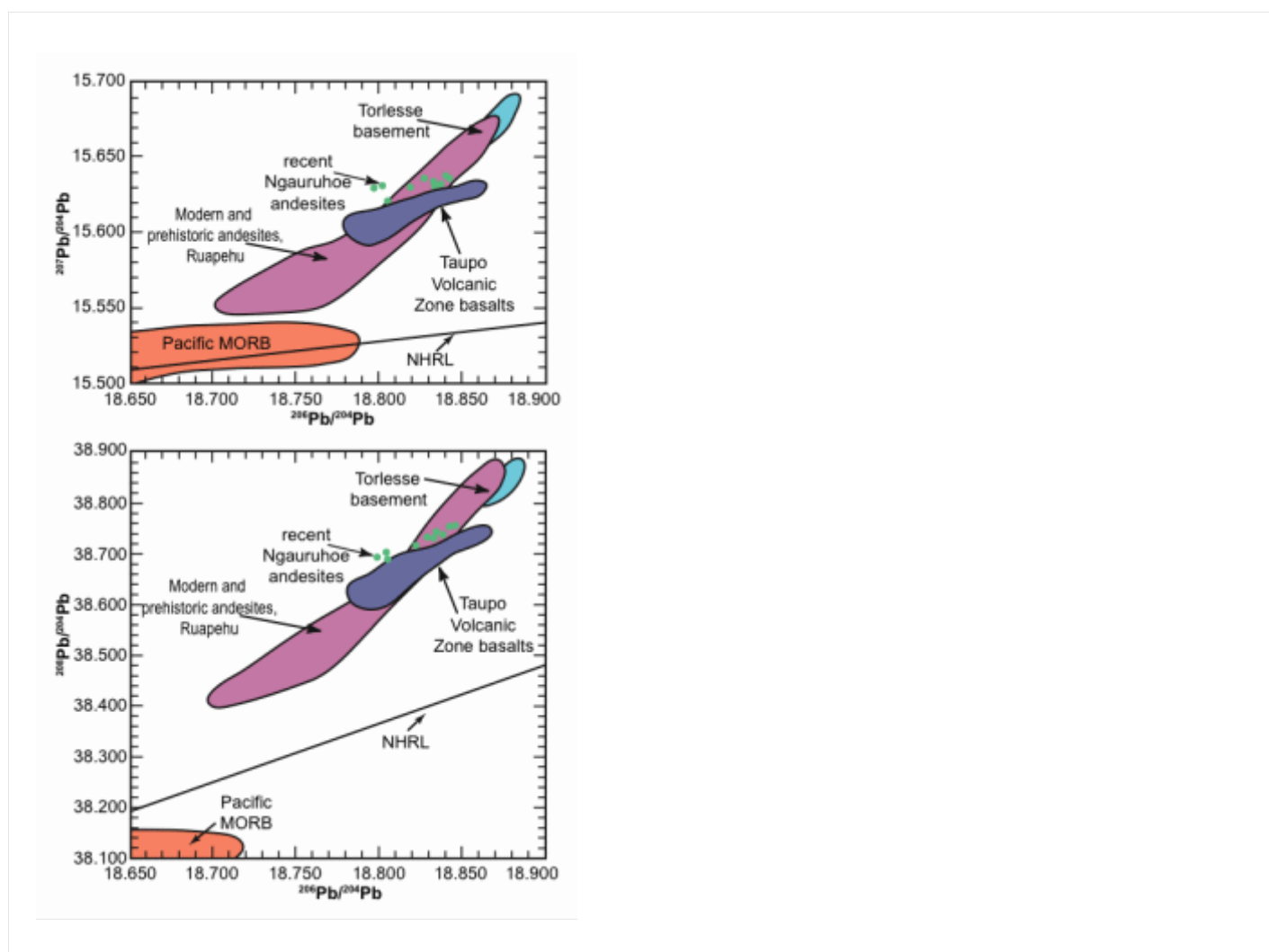


图 7. 现代（1945 - 1966 年）和史前鲁阿佩胡安山岩、陶波火山带玄武岩以及近期瑙鲁霍伊安山岩（本研究）的 $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ 与

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值图。 ^{224}Pb 同位素数据表明，太平洋中脊玄武岩 (MORB) 源区

^{227}Th 受到托勒斯基底变质沉积岩的污染。 $^{228, 229}\text{Th}$ 为北半球参考线。 ^{230}Th

如前所述，近期瑙鲁霍伊安山岩熔岩的铅同位素数据呈强线性关系，尤其是

$^{208}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ 数据。

$^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ 数据则呈现出一条明显的 7 点等时线，其“年龄”为 $3908 \pm 390 \text{ Ma}$ 。然而，根据拟合统计结果，这个“年龄”不仅意义不大，而且这些数据还位于地质年代线（即对应于地球假定年龄的铅同位素等时线）的右侧。

^{216}Th 、 ^{217}Th 、 ^{218}Th 这就是所谓的“铅悖论”，它意味着亏损地幔的平均放射性成分高于地质年代线。这与传统放射性同位素地质学中预期的行为截然相反。然而，近期瑙鲁霍伊安山岩数据中的这些线性排列不仅暗示了同化的托勒斯污染物与母体玄武岩浆的铅同位素混合，也暗示了这些岩浆亏损地幔源区中不同同位素组成的铅的混合。

^{219}Th 、 ^{220}Th 同样具有重要意义的是，近期瑙鲁霍伊安山岩铅同位素数据的线性排列与陶波火山带玄武岩的铅同位素组成场平行，并且与北半球参考线 (NHRL) ^{221}Th 平行，与太平洋

洋中脊玄武岩 (MORB) 的组成场近乎平行。222 事实上, 这似乎表明, 近期瑙鲁霍伊安山岩和陶波火山带玄武岩中铅同位素的大部分变化可能源于母玄武岩浆亏损地幔源区的铅同位素变化。叠加在这一地幔源区铅同位素变化之上的是托勒斯基底的混染。这可以解释瑙鲁霍伊安山岩的线性排列向上向托勒斯基底的铅同位素组成区域偏移, 同时仍与陶波火山带玄武岩的铅同位素组成区域平行, 而陶波火山带玄武岩的铅同位素组成区域应与这些近期瑙鲁霍伊安山岩的母玄武岩浆的成分相似。

Gamble 等人²²³ 利用微量元素及其比值, 研究了陶波-克马德克火山弧玄武岩浆源区非均质性和富集性问题, 并得出结论: 岩浆源区类似于洋中脊玄武岩 (MORB), Sr-Nd-Pb 同位素数据也支持这一结论。因此, Gamble 等人²³³将 MORB 源区与典型的克马德克海沟-希库朗伊海槽沉积物以及托尔斯变质沉积物相结合, 并基于

$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}$ 与 $\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}$ 和 $\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}$ 等同位素对 (图 8) 进行了混合计算。因此, 研究发现, 将相对少量 (高达约 5%) 的新西兰大陆沉积物 (铅含量约为 20 ppm, 铀含量约为 2-3 ppm, 钍含量约为 14 ppm, 与 Graham 等人²³⁴ 研究中新西兰托尔斯变质沉积物的平均含量相

当) 掺入源自 MORB 源区的玄武岩浆中, 即可导致克马德克-陶波弧玄武岩同位素组成发生巨大变化, 沉积物中的铅对“地幔铅”产生了显著的掩盖作用。事实上, 这些整体混合计算表明, 将含量低于 5% 的海沟沉积物 (其成分类似于样品 A305) 与 MORB 地幔混合, 即可涵盖克马德克-陶波弧岩浆的全部锶、钕和铅同位素数据 (图 8)。基于微量元素的类似计算生成了与弧玄武岩多元素图相似的多元素图, 展现了许多俯冲带岩浆的典型特征。图 8 还绘制了近期瑙鲁霍伊安山岩的 Sr-Pb 和 Nd-Pb 数据, 这些数据位于 MORB-海沟沉积物和 MORB-托勒斯基底的计算混合曲线之间, 正如 Gamble 等人²³⁵研究中的大多数玄武岩样品一样。值得注意的是, 托勒斯变质沉积岩²³⁶的同位素组成范围涵盖了这两条混合曲线之间的同位素组成范围, 因此可以合理地得出结论: 近期瑙鲁霍伊安山岩熔岩是由来自 MORB 源的玄武岩浆混入约 5% 的托勒斯基底变质沉积物形成的。因此, Gamble 等人²³⁶的研究表明, 近期瑙鲁霍伊安山岩的形成是由于 MORB 源的玄武岩浆混入了约 5% 的托勒斯基底变质沉积物。第 237 项研究证实了格雷厄姆和哈克特先前得出的结论。²³⁸

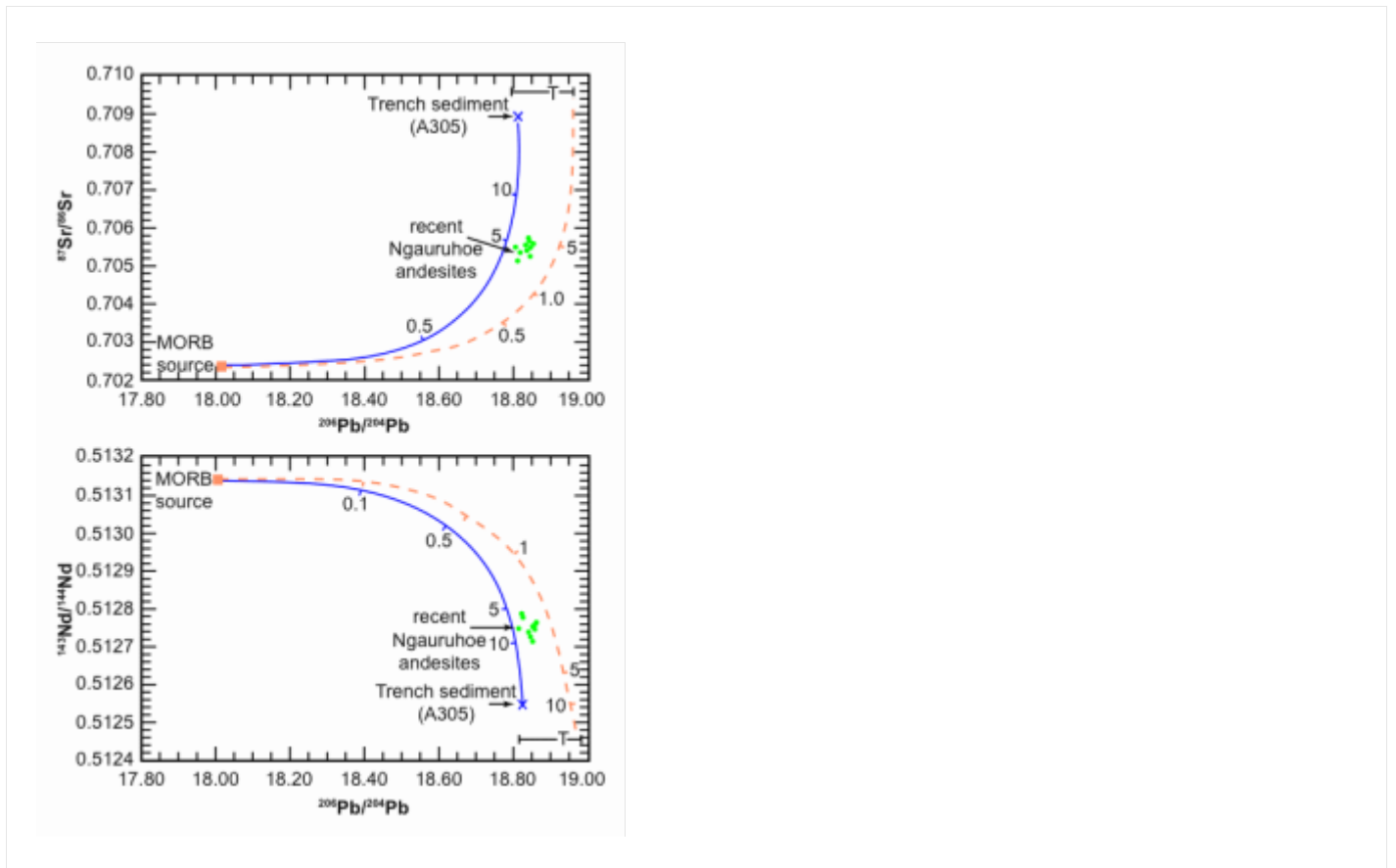


图 8. 近期瑙鲁霍伊安山岩的 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ 和 $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ 与 $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ 的关系图。图中显示了 MORB-沉积物 A305 (实线) 和 MORB-托尔斯基底 (虚线) 的计算混合曲线。231T 为托尔斯变质沉积物的平均成分，水平线标示了其成分范围。232 刻度线表示添加到 MORB 源端元中的沉积物百分比。

然而，尽管 Graham 和 Hackett ²³⁹ 认为这种地壳混染是地壳同化的次生过程，即岩浆成分在穿过地壳到达地表的过程中受到影响，但 Gamble 等人 ²⁴⁰ 则认为地壳混染是由于沉积物俯冲到地幔的源区改造过程造成的。这两个过程本质上是不同的。然而，在新西兰大陆，由于板块斜向汇聚和

快速隆升，在希库朗伊海槽近海俯冲的沉积物与由托勒斯变质沉积基底构成的地壳基本相同，因此可以被同化²⁴¹。Gamble 等人²⁴²基于 Sr 和 Nd 同位素数据的建模结果表明，少量地壳同化（高达 10%）可以解释陶波火山带玄武岩的成分。然而，Gamble 等人²⁴³研究²⁴³通过火山岩和海底沉积物中同位素和多元素随纬度的变化，确凿地证明，构成弧岩浆源区的沉积物中，大陆来源的贡献从南部（希库朗伊海槽）的约 5%逐渐减少到北部（克马德克海沟）的不足 1%。这与目前克马德克-希库朗伊海沟沿线的地震和沉积物扩散数据也相符。这些数据表明海沟充填沉积物向北逐渐变薄。²⁴⁴此外，由于克马德克岛弧没有大陆地壳基底，因此根据 Sr-Pb 和 Nd-Pb 图（图 8）上的整体混合曲线推断，该区域不足 1%的地壳混染必然是由海沟沉积物的俯冲作用造成的。因此可以得出结论，陶波火山带熔岩（包括最近的瑙鲁霍伊安山岩）中约 5% 的地壳污染，同样是由陶波火山带东部希库朗伊海槽中较厚沉积物的俯冲造成的。

Gamble 等人²⁴⁵提出的岩石成因模型与所有讨论过的同位素数据相符，如图 9 所示，该模型基于 Tatsumi²⁴⁶和 Davies 和 Stevenson²⁴⁷的研究。该模型设想了一个大致与火山前缘重合的熔融形成带（包括鲁阿佩胡

火山和瑙鲁霍伊火山），以及一个由俯冲板块、弧岩石圈底部（新西兰大陆）和两个垂直柱状体（一个柱状体勾勒出火山前缘，另一个柱状体勾勒出耦合的弧后盆地）的界面所界定的熔融生成区。从俯冲板块释放出的流体上升并富集上覆的橄榄岩地幔楔。在紧邻板块的区域，矿物反应可能稳定了角闪石。从板块上表面刮取的沉积物沿着板块-地幔界面被带入地幔楔中。平行于俯冲板片-地幔楔界面的地幔流将角闪石橄榄岩向下输送到更高压力的区域。在那里，角闪石发生分解，导致角闪石脱水；同时，俯冲板片内部的渐进脱水反应导致流体从俯冲板片转移到地幔楔中。这两个过程都会在 112 ± 19 公里深度范围内，随着角闪石的分解而产生部分熔融。²⁴⁸、²⁴⁹低密度熔体随后上升并聚集在上升的熔体柱中，最终向上渗透到上覆的弧形岩石圈，充满岩浆房，岩浆房充满后喷发。

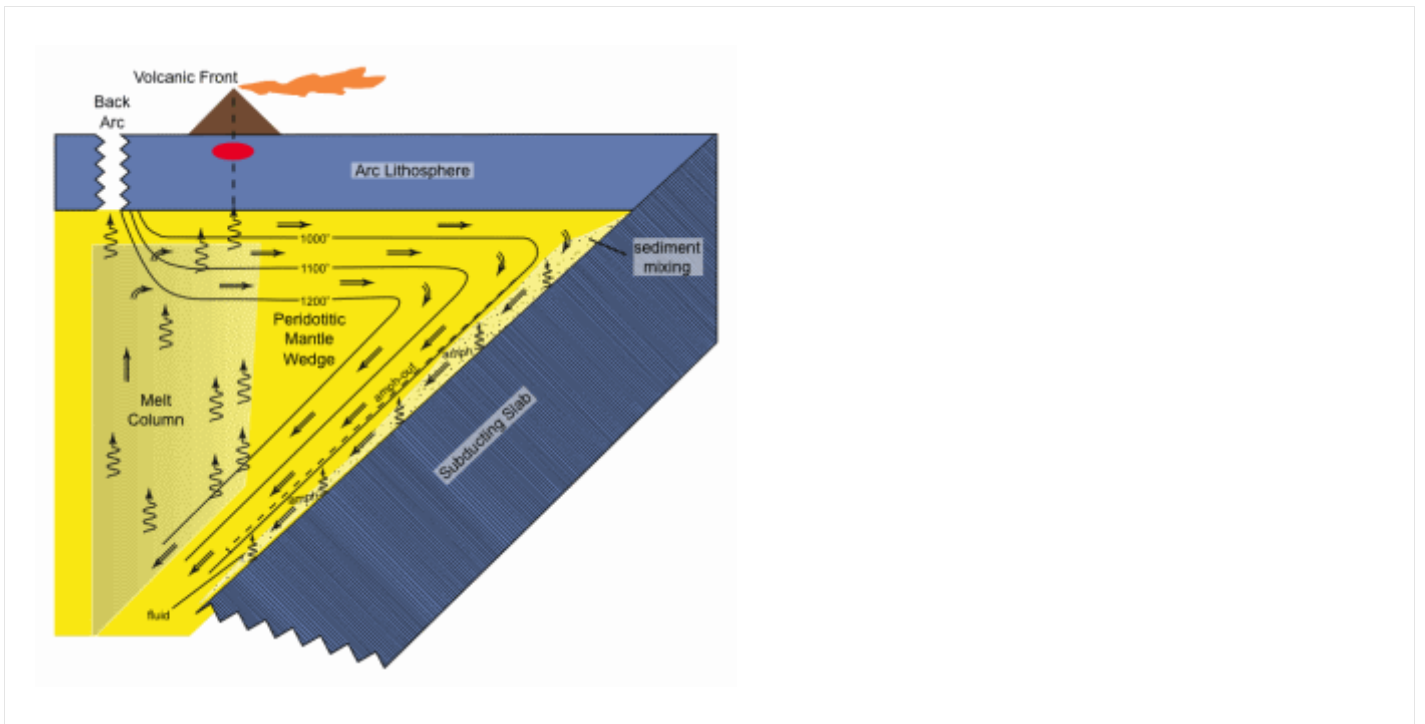


图 9. 克马德克-陶波火山弧俯冲带下方安山岩浆成因的动态岩石成因模型。²⁵⁰、²⁵¹、²⁵² 流动线（双线箭头）显示地幔从弧后区域流入地幔楔，由于冷俯冲的“白垩纪”板块的冷却效应，等温线发生反转。²⁵³ 沉积在洋壳上并因此也发生俯冲的沉积物沿界面与楔状体组合混合。板块中逐渐发生的脱水反应导致流体从板块转移到地幔楔。在相邻的楔状体中，角闪石（amph）稳定下来，但在 112 ± 19 km 的深度范围内发生分解，²⁵⁴ 从而引发部分熔融。在形成的熔融柱中，最先形成的、最靠近俯冲板片-地幔界面堆积的熔体最容易受到来自俯冲板片的熔融作用的影响。在该区域上方，熔融作用将继续进行。上升的熔体最终会在熔融柱中汇聚，形成的岩浆最终沿着断裂

通道上升到上覆的弧形岩石圈，充满岩浆房并引发喷发。

因此，从上述讨论以及近期瑙鲁霍伊安山岩流的同位素数据可以清楚地看出，Rb-Sr、Sm-Nd 和 Pb-Pb 放射性同位素体系无法提供任何“年龄”信息。即使是计算出的亏损地幔 Nd 模式年龄（范围从 724.5 Ma 到 1453.3 Ma）也同样如此。根据定义，这些模式年龄衡量的是每个样品与其最初来源地幔分离的时间长度。²⁵⁵但所有证据都表明，造成这些近期熔岩流的岩浆是近期才由火山下方地幔楔的部分熔融形成的。即使按照传统术语来说，太平洋板块俯冲到新西兰下方也是近期才开始的，因为按照传统术语来说，俯冲板块被认为是白垩纪时期的。²⁵⁶即使是陶波火山带下方的托尔斯变质沉积岩，其 Rb-Sr 全岩等时线“年龄”也仅为 141 ± 3 Ma。²⁵⁷这被解释为这些沉积岩发生低级变质作用的时间，而按照传统说法，这些沉积岩的年龄应为二叠纪至侏罗纪（介于 290 至 142 Ma 之间）。然而，这些 Nd 模式年龄是地幔楔内 Sm-Nd 放射性同位素体系的产物，该地幔楔在与俯冲板块的界面附近发生了部分熔融。由于俯冲作用发生时间较近，分离出的熔体也是近期形成的。因此，这些 Nd 同位素特征继承自地幔楔的部分熔融，而这种熔融当然并非发生在 4 亿至 5 亿年的时间跨度内，否则这些 Nd 模式年龄（表 2）所暗示的就会如此。因此，

钕同位素与锶和铅同位素一样，仅被用于阐明近期瑙鲁霍伊安山岩流的成因和历史。放射性同位素比值反映了岩浆地幔源区的非均质性，以及原始玄武质岩浆中同化的地壳混染。这些结论支持了斯内林 [258](#) 的观点。这些熔岩流中的放射性同位素是地幔和地壳物质混合的产物；而那些本可被解释为数百万年放射性衰变的放射性同位素比值，实际上反映的是熔岩流形成之初及其后续演化过程中产生的地幔和地壳岩石的地球化学特征。这一结论的显而易见的含义（却被传统科学文献所忽略）是：如果放射性同位素比值不能提供近期熔岩流的“年龄”信息，因为它们代表的是地幔和地壳物质的基本地球化学特征，那么古代熔岩流中的放射性同位素比值也不能作为有效的“年龄”信息，因为它们同样是形成它们的地幔和地壳岩石的来源和演化历史的产物。

这一结论并不否认地质记录中岩石和矿物存在放射性同位素衰变，因为有物理证据表明这种衰变确实发生过（例如花岗岩中成熟的²³⁸U和²³²Th放射性晕）。[259](#)有人认为，在地球历史上的特定事件中，例如创世周的早期和洪水时期，这种放射性同位素衰变必定以加速速率发生。[260](#)这种加速衰变会在地幔和岩浆源的地壳中留下放射性同位素特征，这些特征如今以传统方式计算出的“年龄”代表了数百万年甚至数十亿年的核衰变，从而赋

予了近期和古代熔岩流毫无意义的放射性同位素“年龄”，除非在圣经对地球真实历史的框架内，这些年龄具有相对意义。

此外，如果洪水期间放射性同位素衰变加速，由此产生的加速热量很可能驱动了其他地质过程的加速，例如板块构造运动。这些过程在洪水期间导致了洪水前海底的灾难性俯冲²⁶¹，并使地幔和地壳岩石及其放射性同位素成分混合。洪水结束后，这些板块构造过程会减缓至目前几乎无法察觉的速率，但新西兰北岛陶波火山带的构造框架已经形成。地球物理勘探表明，太平洋板块如今仍然斜向俯冲到澳大利亚板块之下，而新西兰北岛的大部分地区就位于澳大利亚板块之上。陶波火山带的火山，包括汤加里罗火山中心的瑙鲁霍伊火山和鲁阿佩胡火山，位于俯冲的太平洋板块正上方约 80 公里处。地震带揭示了板块运动仍在继续的区域。²⁶² 与俯冲板块界面相邻的地幔楔发生部分熔融，产生具有继承放射性同位素比值的熔体，该熔体从 80 公里以下的深度沿地幔楔上升，形成熔体柱（图 9）。然后，熔体通过上方地壳（厚度可能小于 20 公里）的裂缝和通道上升，²⁶³ 缓慢补充岩浆房。近几十年来，这些岩浆房偶尔喷发，流出安山岩熔岩流。这些过程共同证实，近期熔岩中的放射性同位素比值是这些岩石的基本地球化学特征，与年龄无关。由此可以合理推断，放射性同位素比率也

必然是古代熔岩流的基本地球化学特征之一，反映了它们的起源和历史，而不是指示有效的“年龄”。

结论

正如预期的那样，新西兰瑙鲁霍伊火山近期（1949–1975年）安山岩熔岩流样品中的 Rb–Sr、Sm–Nd 和 Pb–Pb 放射性同位素比值并未提供任何有意义的“年龄”信息，即使对数据进行选择性处理也无济于事。相反，这些数据提供了熔岩地幔源区、岩浆成因以及母体玄武岩岩浆受到地壳混染的证据。太平洋板块俯冲到陶波火山弧之下时，携带了海沟沉积物——这些沉积物的成分与托勒斯变质沉积基底相同，而托勒斯变质沉积基底位于这些火山下方，并出露于火山附近。这些沉积物从俯冲板块上刮下，混染了由地幔–板块界面处橄榄岩地幔楔部分熔融产生的玄武岩岩浆。由此产生的安山岩浆在熔融柱中上升，穿过地幔楔，然后通过上覆地壳的裂缝通道上升到火山下方的岩浆房中，当岩浆房充满时就会喷发。

因此，Sr–Nd–Pb 放射性同位素体系是亏损地幔源的特征，并受到地壳混杂物的改变。亏损地幔 Nd “模式年龄”的变化范围为 724.5 至 1453.3 Ma，在近期（即使按照常规术语）的构造和岩石成因框架下，这些年龄并无意义；而 Pb 同位素线性排列则表明地幔楔存在地球化学非均质性。因此，近期瑙鲁霍伊安山岩熔岩

流中的放射性同位素比值继承自橄榄岩地幔楔和俯冲海沟沉积物，是其地球化学的基本特征。因此，这些比值仅反映岩浆生成的地幔和地壳源的起源和历史，因此不具有年龄意义。

由此推断，地质记录中发现的古代熔岩的放射性同位素比值很可能是其地球化学的基本特征。因此，这些比值可能仅仅反映了熔岩源自地幔和地壳的岩浆起源，以及岩石成因过程中任何混合或污染的历史，而非任何有效的年龄信息。尽管地球历史上无疑发生过放射性同位素衰变，但对这些岩石进行常规放射性同位素测年并不一定能提供有效的绝对“年龄”。尤其是在岩浆生成过程中，如果导致放射性同位素衰变产物混合的地质构造过程伴随着加速核衰变，则更是如此。

致谢

这项在新西兰瑙鲁霍伊山开展的研究得以启动，离不开澳大利亚“创世记解答”（Answers in Genesis）机构的后勤支持，该机构资助了样品采集和全岩地球化学分析。我们衷心感谢[创造](#)研究所（Institute for Creation Research）对这项研究的后续持续支持，特别是其资助了 RATE（放射性同位素与地球年龄）项目中的 Rb-Sr、Sm-Nd 和 Pb-Pb 放射性同位素分析的巨额费用。

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。