

澳大利亚新南威尔士州库马变质杂岩中的放射晕

区域变质作用的模式和速率

抽象的

澳大利亚东南部的库马变质杂岩是区域变质带的典型例子，其中心是一块由最高变质等级的部分熔融形成的花岗闪长岩。沿横断面采集的样品，从低变质等级的黑云母片岩和红柱石片岩带，经高变质等级的钾长石片岩和混合岩片麻岩带，最终到达中心花岗闪长岩，其钋(Po)放射晕的数量随着变质等级的升高而增加。钋放射晕的数量最高出现在高变质等级带和花岗闪长岩中。这些放射晕的分布模式与热液流体在中心花岗闪长岩结晶冷却过程中流出的现象相吻合，随着热液流体向外流动减少，放射晕的数量也随之减少。这进一步证实了钋放射晕形成的热液运移模型。此外，区域变质杂岩的形成仅需 12-20 天，这基于邻近的穆伦比吉岩基的灾难性花岗岩形成过程。该岩基的热量和热液流体将原始含化石沉积层的矿物成分转化为该杂岩的区域变质带，随后形成了中心花岗闪长岩。这一过程与创世论关于灾难性花岗岩形成和区域变质作用的模型相符，该模型认为，在圣经记载的洪水期间，灾难性的板块构造运动驱动了长达一年的洪水。

关键词：区域变质作用，库马，澳大利亚东南部，钆放射晕，铀²³⁸放射晕，花岗闪长岩，变质带，热液，灾变花岗岩生成，区域变质作用的创造论模型

本文最初发表于第六届国际创造论会议论文集，第 371-387 页（2008 年），经[匹兹堡创造科学协会](#)和[达拉斯创造研究所](#)许可在此转载。

介绍

库马花岗闪长岩最早由布朗（Browne）绘制成图¹，它是一个小型椭圆形岩体，大致位于新南威尔士州南部库马镇附近，距悉尼西南偏南 300 公里（图 1 插图）。该岩体最大直径约为 8 公里，地表出露面积为 14-20 平方公里，具体面积取决于其与周围混合岩的渐变接触位置²。绘制成图后发现，该岩体位于一系列大致同心的顺行区域变质带的中心³，⁴，⁵。事实上，库马变质杂岩被认为是区域变质带的经典地质区域，因为它是最早描述红柱石-夕线石型区域变质作用的地区之一。^{6、7}此外，库马花岗闪长岩本身也被认为是区域变质杂岩^岩核心区域变质沉积岩低程度部分熔融形成的岩体的典型地质实例（图 1）。⁸

库马变质杂岩的露头面积已探明超过 300 平方公里，其在第三纪玄武岩局部覆盖层下可能也延伸至类似面积。在穆伦比吉岩基附近，向北可追踪到 30 公里以上

的等变质线。⁹ 主要基于 Joplin^{10, 11} 和 Hopwood^{12, 13} 的研究，Chappell 和 White¹⁴ 识别出一系列变质带，这些变质带分别以绿泥石、黑云母、红柱石、矽线石和花岗岩脉的出现为界定。大致对应的变质带为：绿泥石带—绿片岩相；黑云母和红柱石带—角闪岩相；矽线石和混合岩带—麻粒岩相。¹⁵ 根据堇青石、红柱石和钾长石的首次出现时间，将红柱石带和矽线石带进一步细分，从而识别出一些额外的变质带。¹⁶ 这种分带现象明显不对称。最高变质等级的岩石带及其包裹的库马花岗闪长岩位于杂岩体的东缘（图 1），区域变质晕向东延伸约 3 公里，向西延伸近 10 公里。在库马杂岩体的变质沉积岩中，至少可以识别出 4 种，¹⁷ 也可能是 7 种，¹⁸ 不同的变形构造。库马花岗闪长岩是个例外，它仅保留了最后的片理，表明它是在杂岩体发育后期侵位的。^{19, 20}

库马变质杂岩

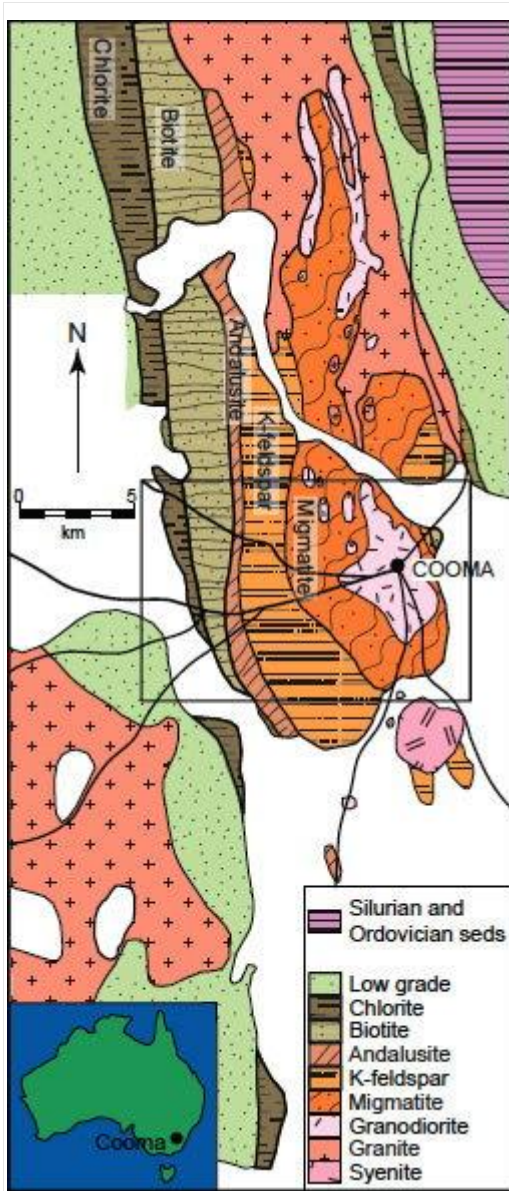


图 1. 澳大利亚东南部的库马变质杂岩，图中显示了围绕中心花岗闪长岩的区域性变质作用带，其变质程度逐渐增加，与库马镇的位置重合。图 2 放大了图中标记的区域。

从库马变质杂岩体低级变质带西缘向东测量，过渡到高级变质带的地层序列厚度估计约为 3000 米。^{21, 22} 已绘制出四个单元，但没有一个单元完全不受低级变质作用的影响。最底层的单元位于中央杂岩体高级变质带岩石的东侧，是一套规则层理的砂岩和页岩。砂岩层较薄，

平均厚度为 10-45 厘米；页岩单元通常由细层理的灰色页岩和白色砂质页岩交替组成。该单元 1 厚度至少为 915 米，在其大约一半高度处有一层 18 米厚的块状砂岩层。除此之外，在该地层顶部逐渐出现块状黏土质页岩和黑色页岩透镜体。上覆的第二单元是一套厚层状砂岩，平均每层厚度为 2.5~3.5 米，常被薄层砂质页岩分隔。这些页岩层在整个序列中规律出现，但总厚度不超过第二单元总厚度 425 米的五分之一。其上为第三单元，一套厚 950 米的绿色和灰色页岩，间杂透镜状黑色页岩和极薄层状硅质条带。该单元底部为厚层黑色页岩，其上覆一层细粒灰色粉砂岩；向上，单调的页岩层序被一层富含石英的薄砂岩层所打破。第三单元页岩层序的顶部通过互层过渡到第四单元的火山岩层序，第四单元厚度至少为 455 米。其底部夹杂着少量小型石灰岩透镜体和黏土页岩。这些火山岩，现在呈绿片岩状，具有强烈的片理构造，石英呈斑状结构。它们最初可能是粗面岩或安山岩熔岩流及其碎屑物质。

该单元 4 火山岩层序的顶部未出露。在变质杂岩体的外围区域，库马花岗闪长岩以西约 8 公里处，这些最低变质带岩石的页岩层中仍保存着大量的笔石化石。

²³从生物地层学角度来看，这些笔石化石与新南威尔士州拉赫兰褶皱带其他地区的上奥陶统化石带相对应。^{24, 25}因此，该地层序列顶

部的火山岩可能属于下志留统。此外，其他单元与拉赫兰褶皱带其他地区发现的上奥陶统浊积岩层序（由页岩和亚杂砂岩组成）具有典型特征。此外，在库马变质杂岩的变质沉积物中，至少在低级黑云母带之外，以及由这些沉积物部分熔融形成的库马花岗闪长岩中，均发现了具有继承 U-Pb 年龄的碎屑锆石和独居石颗粒。²⁶ 这些碎屑锆石颗粒的 U-Pb 年龄范围为 450 Ma 至 3538 Ma，其中 50% 的颗粒年龄在 450 - 600 Ma 范围内，30% 在 800 - 1250 Ma 范围内。碎屑独居石颗粒的 U-Pb 年龄与之相似，大多数颗粒的年龄在 410 - 650 Ma 范围内。在拉赫兰褶皱带其他地区含笔石化石的上奥陶统浊积岩沉积物中也发现了类似的碎屑锆石颗粒。²⁷ 这些锆石颗粒的 U-Pb 年龄范围相似，一个样品中 60% 的颗粒为 480 - 630 Ma，另一个样品中 50% 的颗粒为 470 - 600 Ma，分别有 20% 和 25% 的颗粒的年龄为 1000 - 1300 Ma。

库马杂岩体(图 1)的变质作用被归类为低压高温(LPHT)变质作用^{28, 29}，其变质组合与日本阿武隈红柱石-矽线石变质带的变质组合相似³⁰。

绿泥石带

变质泥质岩的特征矿物组合为绿泥石+白云母+石英，少量钠长石、方解石和不透明（氧化铁）矿物。³¹

31, 32, 33 白云母的含量通常远高于绿泥石，两种矿物均呈高度拉长的颗粒状，长度很少超过 0.1 毫米。变质砂岩^也含有相同的矿物，局部碎屑钾长石颗粒有时部分蚀变为白云母，而原有的碎屑黑云母和斜长石颗粒则分别蚀变为绿泥石和钠长石。</sup>

黑云母带

该带与绿泥石带的区别在于变泥质岩中首次出现黑云母，从而形成特征矿物组合：石英+钠长石+黑云母+白云母±绿泥石，并含有少量电气石和不透明（氧化铁）矿物。最早出现的黑云母呈绿色，具有弱多色性，但随着深入该带，这种黑云母逐渐被具有更强多色性的棕色黑云母所取代。34 除云母颗粒长度可达 0.2 毫米，黑云母斑晶长度可达 0.7 毫米外，该带的颗粒大小与绿泥石带的颗粒大小差异不大。35

安达卢石带

该带的界定依据是仅存在红柱石，而无伴随的矽线石。其特征矿物组合为红柱石+堇青石+黑云母+白云母+石英+钠长石，并含有少量电气石、不透明（氧化铁）矿物和锆石。红柱石斑晶的尺寸范围很广，最长边约为 0.5 至 5.0 毫米。Johnson、Vernon 和 Hobbs^{36在黑云母带和红柱石带之间插入了一个额外的带，其界定依据是堇青石的首次出现。该带被命名为堇青石带，其矿物组合与红柱石带相同，}

只是缺少红柱石，而堇青石仍然存在于红柱石带中。在堇青石带中，堇青石斑晶最长尺寸为 1.0 至 10.0 毫米，但已被绢云母、黑云母和绿泥石的退变质集合体广泛交代。另一方面，在红柱石带中，部分红柱石与被交代的堇青石斑晶密切相关。

钾长石带

该区域的界定依据是变质钾长石（正长石）的首次出现，这标志着晶粒开始粗化并形成片麻状结构。其特征矿物组合为钾长石+堇青石+红柱石+黑云母+斜长石+石英±矽线石，少量电气石、锆石和不透明（氧化铁）矿物。白云母通常以相对较大的晶粒形式存在，这些晶粒似乎是退变质作用形成的。

混合岩带

该区域的大致界定依据是矽线石-红柱石-黑云母片麻岩中存在大量花岗岩“脉”。这些“脉”主要由石英、钾长石和少量斜长石组成，厚度从几毫米到几厘米不等。总体而言，该区域的变质沉积岩通常分为斑状变泥质片麻岩和条带状变砂质片麻岩。

³⁷、³⁸ 变泥质片麻岩中的斑驳是由于绿褐色黑云母、石英和红柱石假象堇青石斑晶的共生造成的。条带状变砂质片麻岩由深浅相间的成分层理组成。这些变泥质和变砂质混合岩分布于花岗闪长岩周围，并与其呈渐变接触。泥质含量较高的岩石

中含有花岗岩质浅色体，周围环绕着粗粒中色体。浅色体由石英、钾长石和斜长石组成，宽度从 2 毫米到 5 厘米不等。一些浅色体具有明显的富含黑云母的边缘，并且可能含有直径达 5 毫米的新鲜堇青石晶体。

³⁹

主量元素和微量元素丰度表明，环绕花岗闪长岩的混合岩带和钾长石带中的高级变质泥质片麻岩和变质砂质片麻岩，与更远处的低级变质泥质片岩和砂质片岩在地球化学上是等效的。⁴⁰然而，低级片岩和高级片麻岩之间正长石-钠长石比值的微小变化表明情况并非如此。⁴¹不过，就本研究而言，值得注意的是，从黑云母带向内穿过混合岩带直至花岗闪长岩，整个变质杂岩体中始终存在黑云母，而副矿物锆石的分布也与之类似。

Williams^{42, 43}还报道了^在钾长石带和混合岩带的黑云母片中，以及花岗闪长岩中，分别在微小的锆石和独居石颗粒周围发现了²³⁸ U 和

²³²Th 放射晕。后者已由 Snelling 和 Armitage⁴⁴证实，同

同时还发现了大量的 Po 放射晕。此外，

Snelling ^{45, 46}报道在变质岩中发现了 Po 放射晕，包括区域变质砂岩序列中的各带

⁴⁷。因此，由于

Snelling⁴⁸提出了一个涉及热液的区域变质模型，而 Po 放射晕形成的热液运移模型认为

所需的 Po 同位素来源于黑云母中的锆石

^{49, 50}，因此预测在库马变质杂岩体的所有含黑云母片岩和片麻岩中都会发现 Po 放射晕。

库马花岗闪长岩

库马花岗闪长岩与片麻岩和混合岩含有相同的矿物，位于堇青石-红柱石-钾长石带内。它富含石英(50%)，含有斜长石、钾长石和黑云母，以及红柱石、矽线石、堇青石和白云母，其中部分或全部白云母似乎是次生矿物。⁵¹、⁵²、⁵³黑云母周围分别包裹着锆石和独居石，并伴有密集的²³⁸U 和

²³²Th 放射晕。⁵⁴

Snelling 和

Armitage ⁵⁵报道，钋放射晕也普遍存在。该花岗闪长岩含有大量周围混合岩的捕虏体，较少含有来自高级片麻岩、石英脉和伟晶岩的捕虏体。这与花岗闪长岩是由变质沉积岩源部分熔融形成的推测相符，该变质沉积岩源很可能是环绕花岗闪长岩的高级片麻岩。⁵⁶因此，该花岗闪长岩被归类为 S 型⁵⁷，其标准刚玉含量为 5.82%，⁵⁸表明其为强过铝质岩。此外，其 Na₂O 和 CaO 含量极低，这被认为是由于其来源于周围变质的贫钙奥陶纪沉积岩。⁵⁹同位素数据也支持这一成因。

⁶⁰、⁶¹、⁶²、⁶³、⁶⁴因此，库马花岗闪长岩是 White、Chappell 和 Cleary⁶⁵以及 Chappell 和 White ⁶⁶所描述的“区域晕圈”花岗岩的典型代表。

放射性同位素数据表明，库马花岗闪长岩及其相关的变质岩在中晚志留世冷却至大多数地质年代学体系的阻塞温度以下。⁶⁷ Pidgeon 和 Compston ⁶⁸测得花岗闪长岩的 Rb-Sr 矿物等时线年龄为 406 ± 12 Ma。高级片麻岩的年龄与花岗闪长岩相似，但低级变质沉积岩的年龄则明显更老，为 450 ± 11 Ma

（Munksgaard⁶⁹ 重新计算）。基于这些结果，可以得出结论：花岗闪长岩是由周围变质沉积岩部分熔融原位形成的；高级片麻岩与花岗闪长岩的侵位有关；而低级变质沉积岩的较高年龄可能指示了其原始沉积年龄，或早于高级变质作用的区域变质作用年龄。Tetley ⁷⁰ 获得了花岗闪长岩的全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 410.0 ± 19.0 Ma，从而支持了先前确定的花岗闪长岩年龄。然而，Munksgaard 获得了花岗闪长岩的全岩 Rb-Sr 年龄为 362 ± 77 Ma，高级片麻岩的全岩 Rb-Sr 年龄为 375 ± 55 Ma，低级变质沉积岩的全岩 Rb-Sr 年龄为 386 ± 25 Ma。他认为这些结果表明，在变质作用发生时，区域尺度上变质沉积岩和花岗闪长岩的 Sr 同位素组成并未完全平衡，

因此全岩样品无法提供 Cooma 杂岩体的有效年龄。尽管如此，他指出 Cooma 花岗闪长岩的主量元素和微量元素组成与周围片岩和片麻岩的计算混合物相似。

离子探针锆石 U-Pb 定年的初步研究结果

⁷¹显示，锆石年龄比角闪石 K-Ar 定年和全岩 Rb-Sr 定年记录的 410 Ma 年龄大约 30

Ma⁷²。更详细的研究结果现已发表

⁷³。研究人员分析了库马花岗闪长岩以及周围各区域变质带变质沉积岩中的独居石和锆石颗粒。结果表明，混合岩和花岗闪长岩中的独居石仅记录了 432.8 ± 3.5 Ma 的变质作用和花岗岩成因，而原始沉积物中的碎屑锆石颗粒在部分熔融开始之前未受变质作用的影响，直到部分熔融开始，新的锆石片层才在其表面沉淀。这些新生的锆石晶体虽然在混合岩的浅色体中最为丰富，但在花岗闪长岩中测得的最佳年龄为 435.2 ± 6.3 Ma。因此，变质作用和花岗岩成因的 U-Pb 年龄的最佳综合估计值为 433.4 ± 3.1 Ma。由于碎屑锆石的 U-Pb 年龄在整个变质作用和岩浆成因过程中均未发生改变，

Williams⁷⁴得出结论，这表明库马花岗闪长岩来源于下古生代源岩，其原岩与同一地区变质杂岩附近出露的奥陶纪沉积岩相同。保存在变质沉积岩和原始奥陶纪沉积物中的花岗闪长岩中的碎屑锆石和独居石颗粒的 U-Pb 年龄主要由 500 - 600 Ma 和

900 - 1200 Ma 的复合年龄组成，尽管分析的颗粒中有近 10% 的表观年龄分散在 1450 Ma 到 2839 Ma 之间，其中一个颗粒甚至得出了 3538 Ma 的表观年龄。

普遍认为，库马花岗闪长岩是区域变质序列的组成部分，是由与其周围相同的高级变质沉积岩在原位或近乎原位发生部分熔融形成的。

⁷⁵、⁷⁶、⁷⁷、⁷⁸、⁷⁹、⁸⁰、⁸¹、⁸²、⁸³、⁸⁴ 然而，Flood 和 Vernon ⁸⁵ 指出，除非假设存在不切实际的极高且局部的地热梯度，否则库马花岗闪长岩主要由邻近变质沉积岩在原位发生重熔作用形成的成因，显然与周围的低压变质环境相矛盾。他们提出，邻近的高级变质岩部分熔融形成花岗闪长岩后，花岗闪长岩以底辟侵入体的形式向上移动，其周围的高级变质岩层随侵入的花岗闪长岩底辟体被拖至更高的地壳层位。支持这一模型的证据包括：在红柱石带片岩和钾长石带片麻岩之间的过渡带存在垂直运动（图 1）；在夕线石等变线处变质压力出现阶跃，该阶跃与片麻岩和变质岩的边界相吻合；以及此后压力持续上升，直至更高的变质等级。⁸⁶ 所有变质作用都被认为是同一相对完整的变质序列的一部分，在与区域变质作用和花岗闪长岩侵位相关的变形后期，热晕向花岗闪长岩收缩。最后，Vernon、Richards 和 Collins ⁸⁸ 证明，原位

部分熔融的变质砂质浅色体可以产生成分适宜的岩浆来形成库马花岗闪长岩，但这种局部产生的岩浆似乎只是对由更深、更广泛的类似来源岩浆堆积形成的上升岩体有所贡献，这一模型与锆石 U-Pb 数据相符。

⁸⁹

实地考察

2004 年 12 月下旬，我们前往库马地区进行了一次野外考察。我们沿着主要道路（图 2）进行了东西向的横断面考察，穿过变质岩杂岩体，进入中央花岗闪长岩层。我们从黑云母、红柱石、钾长石和混合岩带以及花岗闪长岩中采集了代表性样品，这些样品取自路堑露头和库马镇中心的一座小山。所有九个样品采集点均在图 2 中标出。部分露头的景象如图 3 所示。

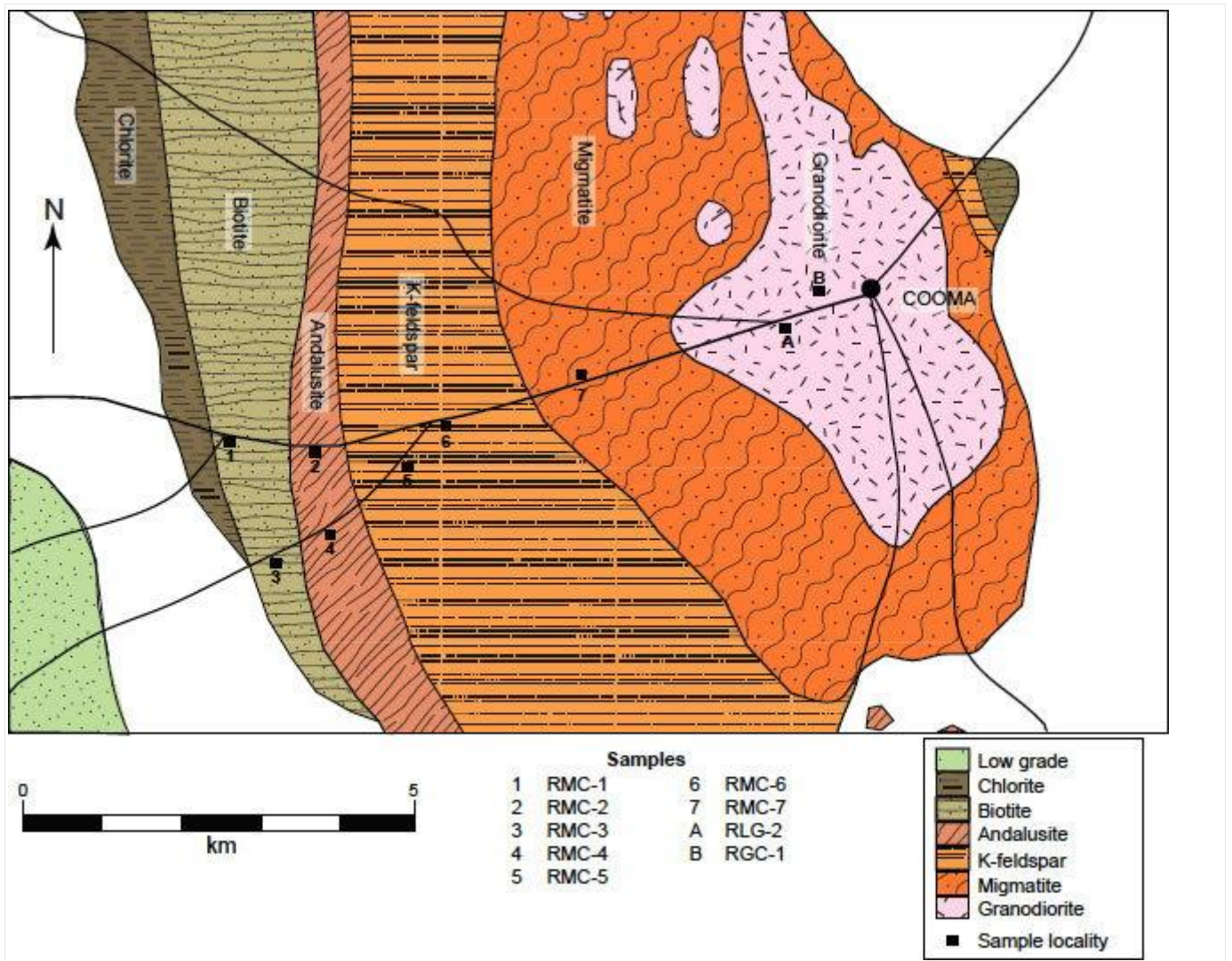


图 2. 图 1 中标记区域的放大图，显示了以库马镇为中心的库马花岗闪长岩以西的区域变质带的放大视图。样品位置沿主要道路标示。



图 3. 所取样露头的典型视图（见图 2）。

(a) RMC-3 取样点，低级黑云母带片岩。

(b) RMC-4 取样点，低级红柱石带片岩

。(c) RMC-7 取样点，高级混合岩带片麻岩。

(d) RGC-1 取样点，位于 Nanny Goat Hill 的 Cooma 花岗闪长岩。

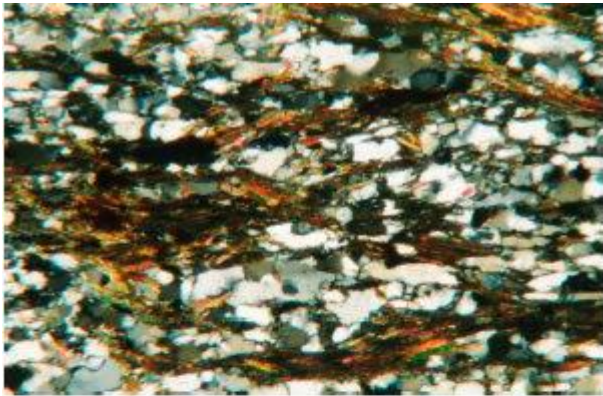
实验步骤

每个样品均制备了标准岩相薄片。在实验室中，使用手术刀和镊子将黑云母薄片从样品表面撬下，必要时将部分样品压碎以释放其组成矿物颗粒。然后手工挑选黑云母薄片，并将其放置在固定在工作台上的透明

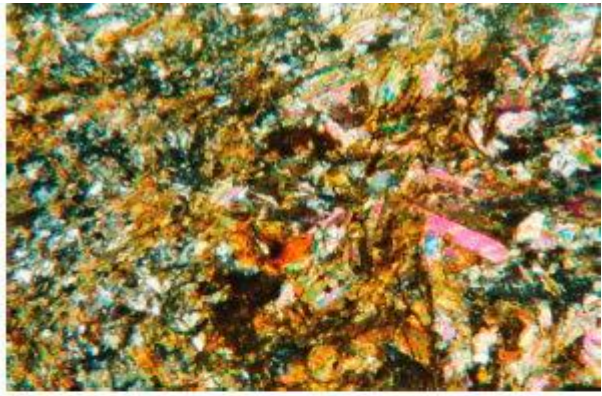
Scotch™胶带的粘性面上，胶带粘性面朝上。待大量黑云母薄片固定在胶带粘性面上后，再将另一块透明 Scotch™胶带覆盖其上，并沿胶带长度方向用力按压，以确保两块胶带牢固粘合，黑云母薄片被牢牢地夹在中间。首先，将上层透明 Scotch™胶带撕开，以便将组成黑云母薄片的薄片分开。然后将这层粘有薄黑云母薄片的透明 Scotch™胶带覆盖在标准的玻璃载玻片上，使粘有薄云母薄片的胶带面粘附在载玻片上。重复此步骤，将另一层透明 Scotch™胶带覆盖在之前粘有黑云母薄片的 Scotch™胶带上，并将粘附的黑云母薄片逐步撕开并转移到载玻片上。必要时，添加更多手工挑选的黑云母薄片来替换完全撕开的薄片。这样，每个样品制备了数十张载玻片，每张载玻片上都装有许多（至少 20-30 片）薄黑云母薄片。这与 Gentry 首创的方法类似。为确保样本具有良好的代表性，每个样品至少制备 30 张（通常为 50 张）显微镜载玻片。因此，每个样品至少有 1000 片黑云母薄片被安装在显微镜载玻片上。

随后，在平面偏振光下，使用岩相显微镜仔细检查每个样品的薄片，识别所有存在的放射晕，并记录不同类型放射晕之间的关联以及任何异常特征。通过在视野中前后移动载玻片，计数每张载玻片上每种类型放射晕的数量，然后将每张载玻片的计数结果汇总并制成表格，最终得到每个样品的放射晕数量。仅计数放

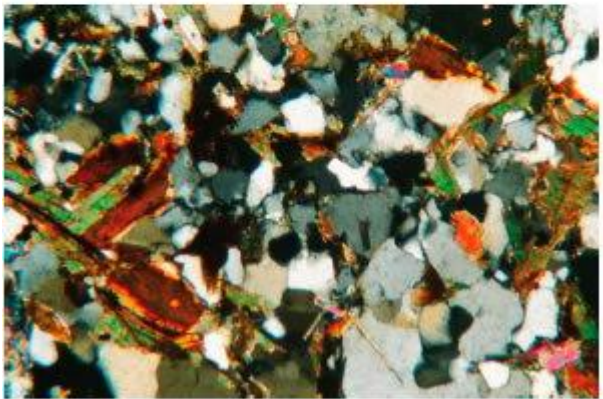
射中心清晰可见的放射晕。由于在制备显微镜载玻片的过程中，许多相同的黑云母薄片逐渐剥离，导致许多放射晕出现在不止一张载玻片上，因此该步骤确保每个放射晕仅被计数一次。



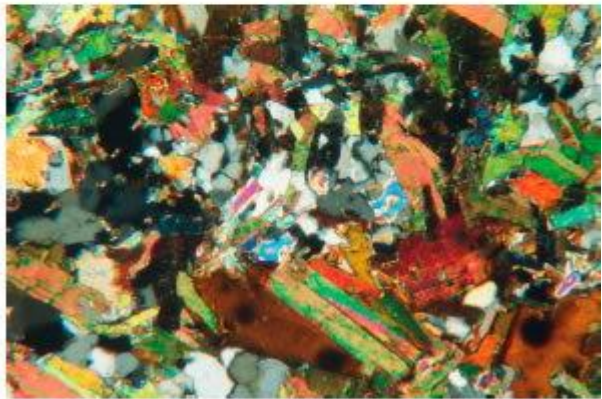
(a)



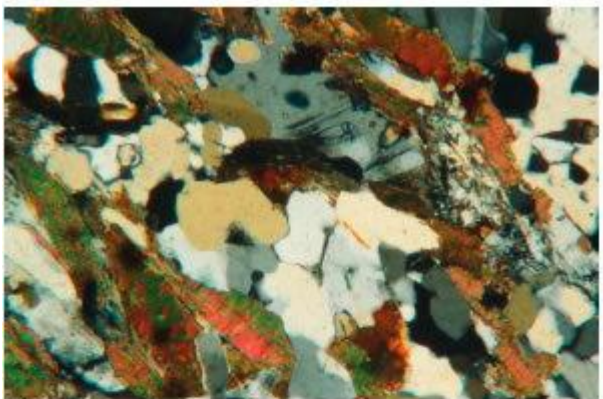
(b)



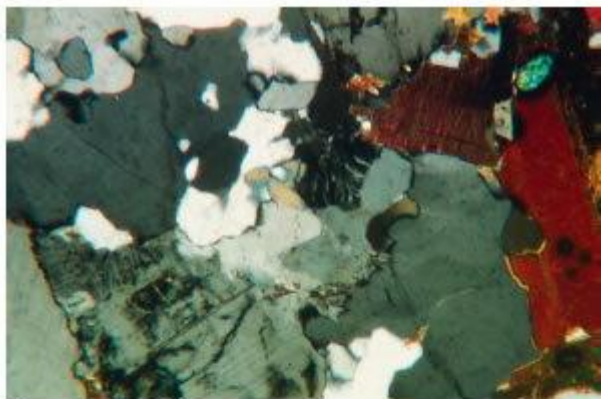
(c)



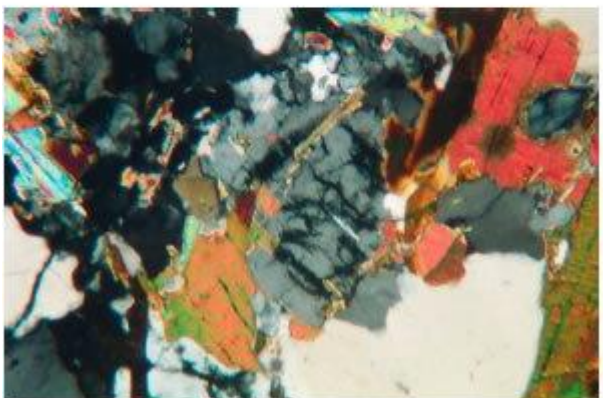
(d)



(e)



(f)



(g)

图 4. 从图 2 所示的露头采集的库马变质杂岩的片岩、片麻岩和花岗闪长岩样品的代表性显微照片。所有显微照片的比例尺相同 ($20\times$ 或 $1\text{ mm} = 40\ \mu\text{m}$)，岩石是在正交偏光显微镜下观察的。

(a) RMC-3 黑云母带片岩：石英、黑云母、白云母；

(b) RMC-4 红柱石带片岩：石英、黑云母（带晕）、白云母；

(c) RMC-5 钾长石带片麻岩：石英、钾长石、黑云母（带晕）、白云母；

(d) RMC-6 钾长石带片麻岩：石英、钾长石、黑云母（带晕）、白云母；

(e) RMC-7 混合岩带片麻岩：石英、斜长石、钾长石、黑云母（带晕）、白云母；

(f) RLG-2 库马花岗闪长岩：石英、斜长石、钾长石、黑云母（带晕）、锆石；

(g) RGC-1 库马花岗闪长岩：石英、斜长石、钾长石、黑云母（带晕圈）、锆石、白云母

结果

图 4 展示了库马区域变质杂岩体中片岩和片麻岩样品的代表性显微照片。所有放射性晕的结果列于表 1。正如预测的那样，除低级黑云母带的两个样品中的一个外，所有低级片岩、高级片麻岩和花岗闪长岩样品均含有钋放射性晕。然而，来自黑云母带和红柱石带

的两个样品均只含有钋放射性晕，且几乎全部为²¹⁰Po 放射性晕。²³⁸U 放射性晕仅存在于钾长石带、混合岩带和花岗闪长岩的样品中，这与 Williams 的观察结果一致，

⁹⁰Po、²¹⁸Po 和²¹⁴Po 放射性晕几乎也仅存在于这些样品中。

图 5 展示了一些观察到的放射性晕的代表性示例。

除了每个样品中每种放射晕类型的绝对数量外，表 1 还显示了每张载玻片上放射晕和钋放射晕的平均总数，以及某些放射晕类型对的丰度比。在两个黑云母带（低品位）样品中，每张载玻片上的放射晕和钋放射晕的总数平均均小于 1，但在两个红柱石带样品中，平均每张载玻片上的放射晕和钋放射晕数量较多，达到 11-12 个。钾长石带和花岗闪长岩样品（各两个）中放射晕和钋放射晕的平均总数最高（分别为约 26 个和 18-19 个），是两个红柱石带样品中平均总数的两倍多。与此形成鲜明对比的是，在单个混合岩带样品中，每张载玻片上的放射晕和钋放射晕的总数分别只有 6 个和 5 个，显著较低。

图 6 绘制了沿区域变质杂岩体东西向横断面（横轴）至花岗闪长岩（如图 2 所示）中每个样品每张载玻片上的放射性晕数量（纵轴）。数据中四个趋势显而易见。首先，随着变质程度的增加，钋（Po）放射性晕

的数量迅速上升，从黑云母带（低变质程度）到钾长石带（高变质程度）。其次，只有高变质程度带（钾长石带和混合岩带）以及花岗闪长岩中含有²³⁸U放射性晕。第三，高变质程度钾长石带和花岗闪长岩中放射性晕和钍（Th）放射性晕的总数均较高且大致相同。第四，混合岩带中放射性晕和钍（Th）放射性晕的总数均急剧下降。

表 1. Cooma 变质杂岩和 Cooma 花岗闪长岩样品中计数的放射晕数量数据表。

样本	岩石类型	幻灯片	放射光晕					每张幻灯片上的放射晕总数	每张载玻片上的钍放射晕数量	比率			
			210 磅	21 4 波	21 8 磅	238 U	232 Th			210 P	210 O:	238 U	238 U
RMC	黑	5	0	0	0	0	0	0	0	—	—	—	—

-1	云母带片岩	0									
RMC-3	黑云母带片岩	50	63	0	0	0	0	1.26	1.26	—	—
RMC-2	安达卢石带片岩	50	592	0	0	0	0	11.84	11.84	—	—
RMC-4	安达卢石带	50	557	2	0	0	0	11.18	11.18	—	278.5:1

	片岩										
RMC -5	钾长石带片岩	50	880	14	1	402	0	25.94	17.9	2.2:1	62.9:1
RMC -6	钾长石带片岩	50	1036	47	0	278	0	27.22	21.66	3.7:1	22:1
RMC -7	混合岩	50	240	13	0	47	0	6.0	5.06	5.1:1	18.5:1
RLG -2	花岗闪长岩	41	373	44	0	418	37	21.27	10.17	0.9:1	8.5:1
RGC	花岗岩	5	11	0	8	318	0	31.	25.	3.7:1	—

-1	岗 闪 长 岩	0	75		1			48	12		
----	------------------	---	----	--	---	--	--	----	----	--	--

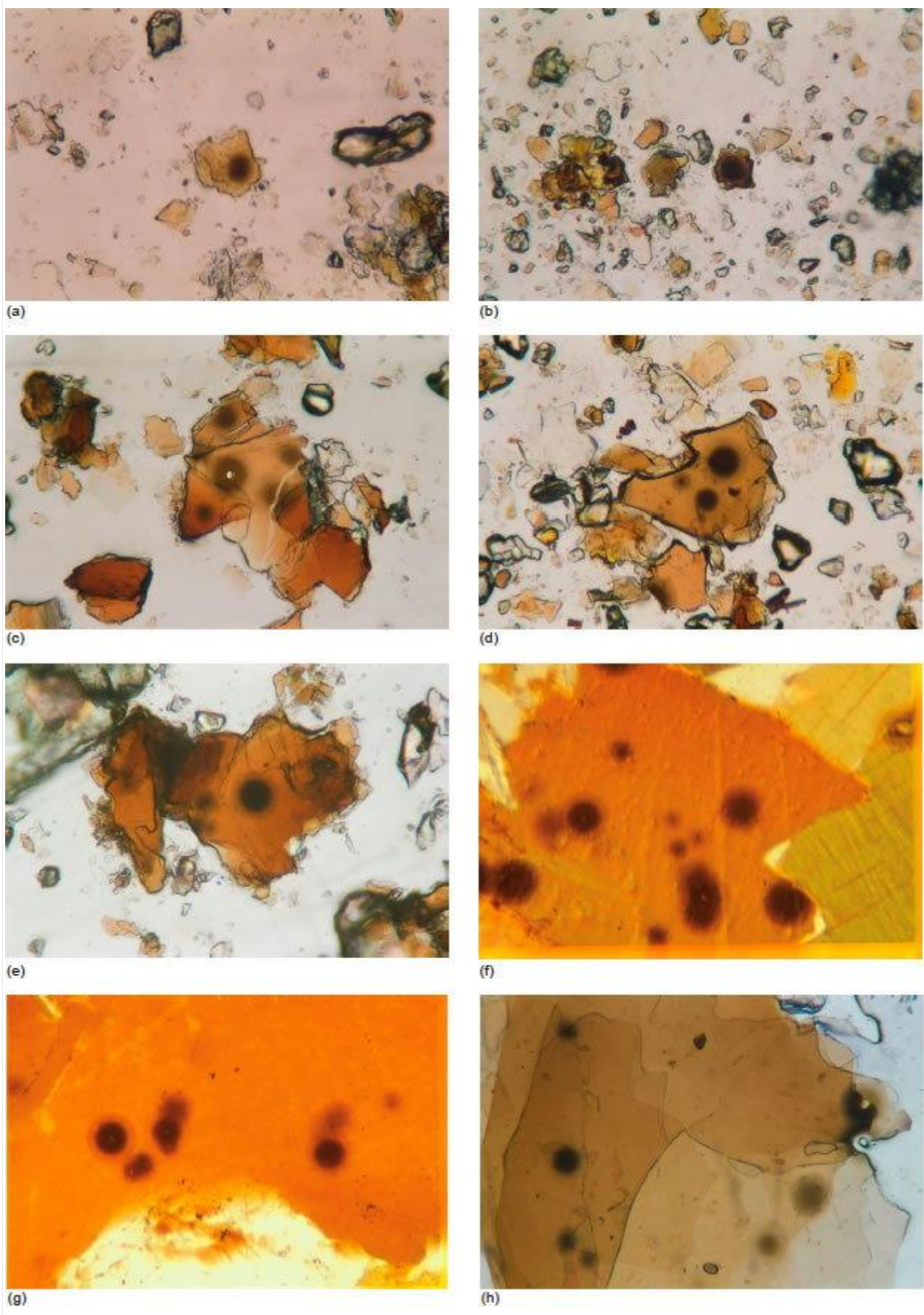


图 5. 从库马变质杂岩体和库马花岗闪长岩的片岩和片麻岩中分离出的黑云母颗粒中发现的一些放射晕的代

表性示例。所有显微照片的比例尺相同（40 倍或 1 毫米=20 微米），黑云母颗粒均在平面偏光显微镜下观察。

(a) RMC-3 黑云母带片岩：两个重叠的

^{210}Po 放射晕；

(b) RMC-4 红柱石带片岩：一个 ^{210}Po

放射晕；

(c) RMC-5 钾长石带片麻岩：两个过暴露的

^{238}U 放射晕和一个 ^{210}Po

放射晕；

(d) RMC-6 钾长石带片麻岩：一个 ^{210}Po 、

一个 ^{214}Po 和一个过暴露的

^{238}U 放射晕

；(e) RMC-7 混合岩带片麻岩：一个过暴露的

^{238}U 和一个 ^{210}Po 放射晕；

(f) RLG-2 库马花岗闪长岩：四个过暴露的

^{238}U 和五个 ^{210}Po 放射晕；

(g) RLG-2 库马花岗闪长岩：三个过暴露的

^{238}U 和三个 ^{210}Po 放射晕；

(h) RGC-1 库马花岗闪长岩：两个过度暴露的 ^{238}U 和四个 ^{210}Po 放射性晕

讨论

在库马变质杂岩和库马花岗闪长岩样品中观测到的如此多的钋放射晕的意义，取决于人们对其形成机制的理解。按照传统观点，它们只是“一个微不足道的谜团”（G. Brent Dalrymple, 引自 Gentry 91），因此可以轻易忽略，因为它们似乎意义不大。然而，如果这些钋放射晕的形成机制无法解释，那么它们的意义就无法被充分理解。事实上，钋放射晕之谜之所以被忽视，是因为它对传统观念提出了深刻的挑战。

Gentry ^{92, 93, 94, 95} 和

Snelling⁹⁶对这些钋放射性晕的性质及其可能的形成方式进行了全面的综述。已证实，所有观测到的钋放射性晕均完全由²³⁸U 衰变系列中的钋放射性同位素产生，即²¹⁸Po、²¹⁴Po 和²¹⁰Po，而²³⁸U α 衰变链中的其他同位素均未对其产生贡献

（Gentry⁹⁷）。此外，据估计，与²³⁸U 放射性晕类似，每个可见的钋放射性晕的产生需要 5 亿至 10 亿次 α 衰变

（Gentry⁹⁸），这相当于每个放射中心都存在相应数量的钋原子。因此，关键问题是，当钋原子的半衰期分别为 3.1 分钟（²¹⁸Po）、164 微秒（²¹⁴Po）和 138 天（²¹⁰Po）时，如此多的钋原子是如何聚集到这些放射性中心以产生钋放射性晕的？

Gentry (99、100、101) 坚持认为，波河必定是原始的，也就是说，它是上帝在花岗岩中黑云母片的放射中心瞬间创造出来的，因此花岗岩也是被创造出来的岩石。换句话说，他认为花岗岩并非由岩浆结晶冷却形成，而是地球被创造出来的基石。此外，Gentry(102) 还坚持认为，在诸如库马花岗闪长岩之类的花岗岩侵入到富含化石的洪水沉积地层中的地方，这些花岗岩也代表着最初被创造出来的岩石。他认为，在洪水期间，它们是作为冷体被构造侵入的，而接触变质晕是由构造就位过程中产生的热量和压力造成的，在某些情况下，还受到来自深处的热流体的增强。

这种解释与库马变质杂岩和库马花岗闪长岩的野外和岩石学证据不符。事实上，花岗闪长岩是其赋存的含化石（洪水沉积）沉积岩发生区域变质作用的产物，其过渡带为混合岩（由部分熔融的沉积物组成）。如果花岗闪长岩是以冷体形式构造侵入的，那么在花岗闪长岩或其紧邻的变质岩中，都不应出现裂缝、角砾化或糜棱化等现象。实际上，赋存波河放射晕的变质片岩和片麻岩中的黑云母片并非来自原始的含化石沉积物，而是沉积物在其沉积之后发生区域变质作用的产物。因此，Po 放射晕必定是在黑云母片形成之后，在区域变质作用和花岗闪长岩生成过程中形成的。

本文假设数据中的四个趋势（表 1 和图 6）真实存在且具有显著意义，因此需要尝试解释。预测在这些区域变质的泥质和砂质沉积物中会发现钋放射晕，原因如下：

1. Po 放射晕形成的热液流体输送模型 103 ， 104 只需要包裹着含有 ^{238}U 的微小锆石颗粒的黑云母薄片，以及沿着黑云母解理面流过锆石颗粒的热液流体；
2. 库马变质杂岩中的片岩和片麻岩中，从黑云母带片岩向内延伸至混合岩带片麻岩，均含有黑云母片状晶体和锆石颗粒； 105、106 和
3. 107、108 提出的区域变质作用的创造论模型假设，流经沉积物的热液是造成区域变质作用的原因。

当然，做出这一预测之所以如此自信，也是因为：

4. ^{238}U 放射晕已在库马变质杂岩的高级片麻岩中被观测到 ¹⁰⁹ ，并在库马花岗闪长岩中与 Po 放射晕一起被报道 ¹¹⁰ ；
¹¹¹
5. 在其他地区的变质岩中已经观察到钋放射晕。
¹¹² ， ¹¹³ ， ¹¹⁴

随着变质程度的增加，片岩和片麻岩中钋放射晕的数量也随之增加（图 5 中的第一个趋势），这显然并非由温度和压力的升高所致。相关的实验和计算相平衡

研究^{115, 116, 117}表明，^{形成}含堇青石的混合岩需要约 700° C 的温度和 3.5 - 4.0 kbar 的压力^{118, 119}。然而，黑云母中的放射晕在 150° C^及以上温度下会发生退火¹²⁰，因此目前在片岩、片麻岩和花岗闪长岩中观察到的所有放射晕都必须是在该温度以下形成的。由此可见，这一趋势必然是由其他因素造成的。

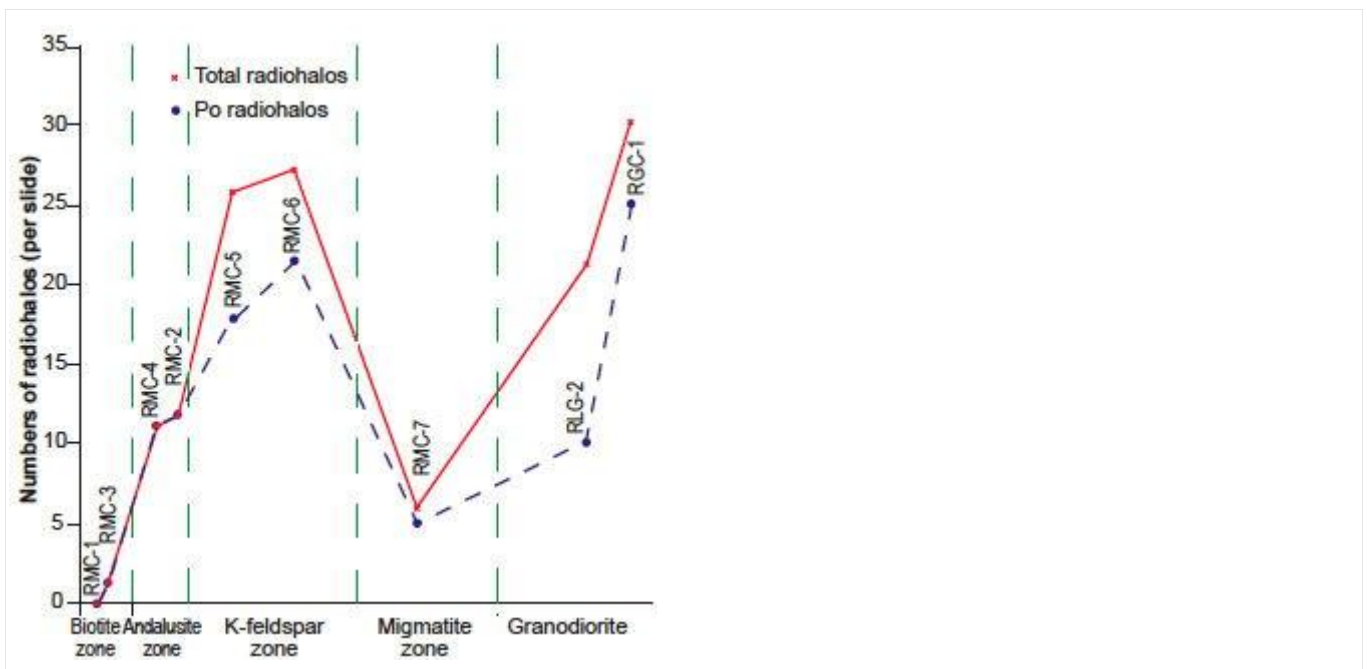


图 6. 图 2 所示的东西向横断面上每个样品中每张载玻片的放射晕数量图。不同的变质带和花岗闪长岩沿水平轴标记，样品位置之间的相对横向距离大致按比例绘制。

其他证据¹²¹、¹²²、¹²³表明，生成的钋放射晕数量主要与热液流体的体积和流量有关，热液流体流量越大，产生的钋放射晕就越多。当然，这假设存在足够的锆石颗粒来提供足够的铀⁻²³⁸衰变

产生的钋同位素，以及足够的黑云母片来容纳钋放射中心和由此产生的钋放射晕。事实上，这种关系是钋放射晕形成热液流体输送模型的直接体现

¹²⁴。因此，在形成和容纳热液金属矿脉的花岗岩中，例如康沃尔郡的兰兹角花岗岩，已报道了更多的钋放射晕。¹²⁵此外，在区域变质作用过程中，当砂岩序列在特定压力-温度边界处发生矿物反应并产生热液时，无论变质程度如何，该特定变质边界处产生的钋放射晕数量都是该区域变质杂岩其他地区的四到五倍。^{126, 127}在另一个例子中，当狭窄剪切带中流动的热液快速变质了高品位麻粒岩围岩时，生成的榴辉岩（一种通常不含钋放射晕的高品位变质岩）中出现了钋放射晕。¹²⁸然后，在一系列嵌套的花岗岩岩体中，随着花岗岩中热液含量的相应增加，最后侵入的中心岩体与同时期的爆发式蒸汽驱动火山活动相连，嵌套花岗岩岩体内部产生的钋放射晕数量也随之增加。¹²⁹这些证据不仅支持了 Po 放射晕形成的热液流体输送模型，而且解释了库马 Po 放射晕数据的第一个趋势，即随着变质程度的增加，更多的热液流体流经变质杂岩，从而产生了更多的 Po 放射晕。

那么，为什么只有高品位钾长石带、混合岩带和花岗闪长岩中含有²³⁸U 放射晕（图 6 中的第二个趋势），而低品位黑云母带和红柱石带片岩中也含有锆石颗粒和黑云母片呢？这不可能是由于低品位片岩中

温度较高导致²³⁸U 放射晕退火所致，因为如果退火的话，它们的钋放射晕也应该退火。此外，高品位片麻岩和花岗闪长岩的温度可能更高，但它们的钋和²³⁸U 放射晕却都得以保留，因为它们都是在低于 150° C 的温度下生成的。此外，这也不可能是由于低级片岩中的锆石不含²³⁸U 所致，因为它们已被热液“冲刷”，其中²³⁸U 衰变产生的钋 (Po) 被冲刷到片岩的黑云母中，从而形成了钋的放射晕，而这些片岩中的锆石已经测得 U-Pb 年龄。¹³⁰由此可能只剩下一个合理的解释，即低级片岩中的锆石颗粒并未被包含在黑云母片层中。显然，要形成²³⁸U 放射晕，微小的锆石颗粒必须被包含在更大的黑云母片层中，而高级片麻岩和花岗闪长岩的情况正是如此。Hopwood ¹³¹和 Johnson、Vernon 及 Hobbs ¹³²均未报道在黑云母带片岩中观察到锆石颗粒，尽管 Williams ¹³³报道了一些锆石颗粒，但这些锆石颗粒是从片岩中分离出来的，而非存在于黑云母薄片。另一方面，Johnson、Vernon 及 Hobbs 报道锆石是红柱石带片岩中的副矿物，而 Williams 也从中分离出了锆石颗粒，因此锆石颗粒可能并非存在于片岩的黑云母薄片。黑云母带片岩中的黑云母薄片长度可达 0.7 毫米¹³⁴，其尺寸足

以容纳宽度仅为 1-2 微米的锆石颗粒。然而，威廉姆斯从这些低级片岩中分离出的锆石颗粒长 75-150 微米，太大，周围无法形成 ^{238}U 放射晕，但仍然能够向流经的热液流体提供 Po 同位素，从而在黑云母薄片产生 Po 放射中心和放射晕，即使锆石颗粒没有被包裹在其中。

第三个趋势是， ^{238}U 和 Po 放射晕的数量都很大，且在高级钾长石带片麻岩和花岗闪长岩中均达到最高值（表 1 和图 6）。如果影响 Po 放射晕数量的主要因素是这些岩石中热液的体积，那么显然高级变质带和花岗闪长岩在变质体内部经历了同样巨大的热液流量。需要注意的是，由于所有放射晕的退火温度均在 150°C 及以上，因此目前观测到的 ^{238}U 和 Po 放射晕只能在区域变质作用之后、花岗闪长岩形成之后才能出现，因为中心花岗闪长岩和周围的区域变质杂岩体共同冷却至 150°C 以下。普遍认为，区域变质作用最先发生，花岗闪长岩是该变质作用的组成部分，但它是在杂岩体发育后期形成的 ^{135, 136}，几乎是由高级变质砂岩和混合岩在原位发生部分熔融形成的

^{137, 138, 139, 140}，
^{141, 142, 143, 144, 145, 146, 147}。因此，如果花岗闪长岩的形成、结晶和冷却是最后发生的，那么正是这一过程产生了最后一股热液流，因为花岗闪长岩及其周围的变质杂岩体最终冷却到 150°C 以下。由于花岗闪长岩位于中心位置，因此它在结晶和

冷却过程中产生的热液流经它，然后从它流出。因此，这些热液对产生钋放射晕的主要影响发生在花岗闪长岩和周围的高级片麻岩中，随着热液流速减慢和温度下降，其影响随着距离的增加而迅速减弱，直至低级变质带。

威廉姆斯 (Williams) ¹⁴⁸ 还指出，在低级变质的黑云母和红柱石带片岩中，锆石颗粒呈圆形，因此完全是碎屑状的。另一方面，在高级变质的钾长石和混合岩带片麻岩以及花岗闪长岩中，随着混合岩和花岗闪长岩中温度的升高，新的锆石晶面在原始碎屑锆石颗粒之上逐渐发生变质和岩浆生长，甚至出现了新的锆石颗粒的结晶。他得出结论，在钾长石等变质带以下，锆石保持惰性。然而，在初始部分熔融点或之前，新的锆石开始生长，这意味着部分锆石已溶解在部分熔融体中。由于过铝质熔体和岩浆（例如库马混合岩浅色体和花岗闪长岩）在相对较低的锆含量下即可达到锆石饱和状态¹⁴⁹，而锆石的结晶和新晶生长主要受熔体中锆石过饱和度的控制¹⁵⁰，因此一些新的锆石晶体的生长几乎是不可避免的。这或许也是仅在高品位钾长石和混合岩带片麻岩以及花岗闪长岩中发现

²³⁸ U 放射性晕的原因之一。

射性晕的数量都出现了显著下降，这是表 1 和图 6 中提到的第四个趋势？如果 Po 放射性晕的生成依赖于热液流动，并且流体体积越大，生成的 Po 放射性晕就越多，那么在混合岩带中必然存在其他因素在起作用，从而降低了热液流动和/或其生成 Po 放射性晕的效率。前面已经得出结论，由最后阶段花岗闪长岩结晶和冷却产生的热液，在整个复合体冷却过程中生成 Po 放射性晕，其主要影响应该在花岗闪长岩及其周围的高级片麻岩中。这种主要影响在花岗闪长岩和钾长石带片麻岩中观察到，而混合岩带片麻岩中则没有观察到。

当人们了解部分熔融发生的条件时，这个看似谜团的谜团便迎刃而解。实验早已表明，除了温度和压力之外，部分熔融的主要因素是水的存在和含量。

¹⁵¹随着水活度增加至饱和，部分熔融所需的温度显著降低，且温度降低的幅度随压力的增加而增大。¹⁵²在形成含堇青石的库马混合岩所需的温度为 650 - 700° C、压力为 3.5 - 4.0 kbar 的条件下，¹⁵³部分熔融发生在水饱和的条件下 (Flood & Vernon, 1978)。此外，水通过溶解于熔体中促进部分熔融过程。花岗质熔体中的水溶解度随压力（以及深度）增加而增加，因此，在 1 千巴（相当于 3-4 公里深度）时，水溶解度为 3.7

wt%¹⁵⁴，而在 30 千巴（深度达 100 公里）时，水溶解度约为 24 wt%¹⁵⁵。因此，混合岩带中的部分熔融实际上会消耗掉岩石中大部分可用的水，而溶解在熔体中的水在熔体结晶时会分配到矿物晶格中，例如某些浅色体周围边缘的黑云母。因此，在混合岩带冷却过程中，可用于生成钋放射晕的热液流体就会减少。

因此，放射晕丰度数据中的四个趋势中有三个（表 1 和图 6）似乎主要与中心花岗闪长岩结晶后冷却至 150°C 以下所释放的热液的可用性和体积有关，这些热液随后从花岗闪长岩流出并流入周围的变质杂岩体。因此，目前在变质杂岩体中观测到的钋放射晕似乎是花岗闪长岩侵入、结晶和冷却的结果，而不是区域变质杂岩体形成过程的结果。事实上，正如前文所述，普遍认为花岗闪长岩的形成是由于原位部分熔融，这是区域变质作用的结果，而不是其原因。与拉赫兰褶皱带中的许多其他花岗岩相比，该花岗闪长岩的同位素独特性支持了这一观点——最高的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值 (0.7195)、最大的负初始 Nd 值 ($\epsilon_{\text{Nd}} = -9.2$) 和最高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 (12.9) ¹⁵⁶、¹⁵⁷、¹⁵⁸——所有这些都表明，与拉赫兰褶皱带中的许多其他花岗岩相比，该花岗闪长岩的成因不同。

因此，有学者认为，导致区域变质作用的热量很可能是由于软流圈（上地幔）对流模式的重大转变，引发大规模地幔过程，从而进入该区域的下地壳。

¹⁵⁹这种大规模地幔过程也被认为是引发大规模下地壳部分熔融，进而形成区域岩基中数十至数百个花岗岩岩体的始动因素，因此也有学者认为库马区域变质作用与邻近的穆伦比吉岩基的侵位有关。

¹⁶⁰事实上，理查兹和柯林斯

¹⁶¹提供的证据支持了他们的观点，即库马杂岩体代表了围绕穆伦比吉岩基发育的区域变质晕。

Snelling（^{162、163}）回顾了传统观点中越来越多的证据，这些证据表明花岗岩岩浆的生成、侵入、结晶和冷却是快速的动态过程，在均变论的时间框架内仅需数十至数百年，而最初声称需要 10 万至 100 万年。传统观点认为，均变论缓慢速率下的板块构造运动导致了大规模的上地幔对流，这种对流传递热量，使下地壳部分熔融，从而形成花岗岩岩基。然而，在圣经对地球历史的描述中，结合洪水事件来看，这些过程被认为是在灾难性的板块构造运动期间以灾难性的速率发生的。¹⁶⁴花岗岩岩基（例如拉赫兰褶皱带中的穆伦比吉岩基）的大规模灾难性生成，会导致众多组成侵入岩体在结晶冷却过程中，随着释放的对流热液释放热量，从而在岩基周围形成区域变质晕。这与区

域变质作用的灾难模型相符，在该模型中，热量和热液作用于原始沉积层的矿物成分，迅速形成区域变质带，其指示矿物代表不同的变质程度，例如库马杂岩。165^{基于}花岗岩 6-10 天的灾难性形成速率，166, 167 因此，该区域变质杂岩的形成时间与花岗岩岩基的侵位和冷却时间相同，均为 6-10 天。

然而，这一区域变质事件在 6-10 天内达到顶峰，其部分熔融作用形成了库马花岗闪长岩，因此，库马花岗闪长岩实际上是穆伦比吉岩基侵位的次生产物。据弗拉德和弗农（Flood and Vernon）所述，由于这一区域变质晕的形成，深部大规模部分熔融作用产生了库马花岗闪长岩，导致熔体分离并侵位在区域变质杂岩的中心，从而减弱了变质带的形成，最终形成了如今观察到的不对称带状构造。次生库马花岗闪长岩的形成和冷却过程预计需要 6-10 天，而这一过程恰好发生在花岗岩基形成过程的 6-10 天之内。因此，包括中心花岗闪长岩在内的整个区域变质杂岩的形成总时长约为 12-20 天。这与该时期后期由冷却的中心花岗闪长岩释放的热液产生的 Po 放射晕相吻合，因为片岩和片麻岩中的 ^{214}Po 和 ^{210}Po 放射晕分别在花岗闪长岩和变质杂岩冷却至 150°C 以下后的数小时和数天内形成。

另一种解释是，花岗岩和变质岩体的温度下降可能是在数千年间逐渐发生的，当温度达到 150°C 时，随后

数十年间持续的低温热液流出为不同地点、不同时间的钋放射晕的生成提供了必要条件。然而，Snelling ¹⁷² 的研究表明，花岗岩中的钋放射晕只能在数小时至数天内生成，并且必须与铀⁻²³⁸放射晕的形成同时进行，同时锆石放射中心的铀⁻²³⁸衰变（在自身衰变之前）被显著加速，从而产生所需的钋。此外，Snelling¹⁷³认为，低于 150° C 时，热液流动无法长期维持，因为驱动所需对流系统¹⁷⁴（该系统既能冷却花岗岩又能输送钋）的大部分热能已经散失，而花岗岩的温度则从 400° C 迅速下降到 150° C。因此，这些证据综合起来表明，这些花岗岩岩体的侵位和冷却过程在 6-10 天内完成。

库马花岗闪长岩和变质杂岩体中矿物的表观 U-Pb、Rb-Sr、Kr-Ar 和 Ar-Ar 年龄^{175, 176, 177}可用于构建库马花岗闪长岩和变质杂岩体的冷却历史曲线^{178, 179, 180, 181}，该曲线基于这些矿物的有效封闭温度。根据该曲线，库马花岗闪长岩和变质杂岩体从 735 °C 冷却至 150°C 的过程大约耗时 4500^万年。然而，如果如多条证据所示，在洪水事件期间放射性同位素衰变速率显著加快¹⁸²，同时伴随着灾难性的板块构造运动导致灾难性花岗岩的形成，那么这种冷却过程将在数天内发生，这与花岗岩的形成^{183, 184}和钋放射性晕的生成¹⁸⁵的时间尺度相符。

结论

库马花岗闪长岩的形成是区域变质作用的结果，而区域变质作用则源于穆伦比吉岩基在持续一年的洪水事件期间发生的灾难性板块构造运动，导致岩基大规模侵入。库马变质杂岩体是由岩基释放的热量和热液与原始含化石洪水沉积物的矿物成分相互作用而形成的区域变质晕，在 6-10 天内形成区域变质带。在区域变质作用的高峰期，杂岩体中心深处的局部熔融形成了花岗闪长岩，随后花岗闪长岩侵入杂岩体内部。随着花岗闪长岩结晶冷却，其释放的热液在数小时至数天内，当地表温度冷却至 150°C 以下时，在花岗闪长岩内部以及周围的变质杂岩体中产生了钋放射晕。这发生在花岗闪长岩形成和冷却的接下来的 6-10 天的后期。因此，这个区域变质杂岩及其中心生成的含有钋放射晕的花岗闪长岩，总共仅用了 12-20 天就完成了形成和冷却。观测到的钋放射晕模式与热液流体的可用性和体积相一致，这些热液流体负责将必要的钋同位素从花岗闪长岩、片麻岩和片岩中的源锆石输送到钋放射中心，从而产生钋放射晕。因此，在高品位变质带的花岗闪长岩及其周围的片麻岩中，由于热液流体含量高，产生了大量的钋放射晕；但在混合岩带，水促进了部分熔融，溶解在熔体中，然后在矿物结晶过程中分配到矿物中，因此没有产生大量的钋放射晕。随着低级片岩中热液流体体积的逐渐减少，钋放射晕

的数量也迅速向外减少，穿过红柱石和黑云母带。总之，库马变质杂岩中的放射晕不仅支持针放射晕生成的热液流体运移模型¹⁸⁶，而且它们及其背景与创世论关于灾难性花岗岩形成^{187, 188}和灾难性区域变质作用¹⁸⁹的模型相符，这些模型描述了圣经中记载的持续一年的大洪水期间的灾难性板块构造¹⁹⁰。

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。