

地质科技资料选编（四十三）

变质岩发育 区的地质测量

——苏联1:50,000地质测量方
法指南（多卷本第四卷）

中国地质科学院情报所

一九七八年七月

目 录

第一章	地质测量中变质岩地层的划分方法	(1)
§ 1.	变质岩划分的一般原则	(1)
§ 2.	野外工作之前的准备—综合性航空地质和航空地球物理调查	(6)
§ 3.	变质岩层相互关系的研究	(24)
§ 4.	对标志层的观察	(32)
§ 5.	古生物学方法	(34)
§ 6.	付矿物的利用	(45)
§ 7.	放射性方法	(50)
§ 8.	地球物理方法	(56)
第二章	变质岩层构造的研究方法	(66)
§ 1.	变质岩层的构造特征	(66)
§ 2.	露头上构造形态的研究	(80)
§ 3.	在地质填图过程中查明大的构造形态	(86)
§ 4.	迭加褶皱区褶皱变形的几何分析	(96)
第三章	查明变质岩原岩性质的方法	(106)
§ 1.	划分正变质岩和付变质岩的准则	(106)
§ 2.	查明原生沉积变质岩的原岩性质	(116)
§ 3.	前寒武纪变质风化壳的研究	(135)
§ 4.	根据变质岩的化学成分再造其原岩性质	(139)
第四章	研究区域变质作用的方法	(155)
§ 1.	变质相的划分	(156)
§ 2.	变质带的填图	(162)
§ 3.	褶皱和变质作用相互关系的研究。变质作用的阶段性	(166)
§ 4.	超变质杂岩体的地质填图	(176)
§ 5.	交代作用的研究	(191)
§ 6.	对于在地质图上表示变质作用现象的建议	(197)
§ 7.	以某些地区为例谈变质岩层的划分	(200)
§ 8.	变质杂岩体的成矿专属性	(209)

第一章 地质测量中变质岩地层的划分方法

在比例尺为 1:50000 (和任何其它比例尺) 的地质测量过程中, 变质岩地层和构造的划分是最主要的任务, 因为它是编制完全合乎要求的地质图的基础。同时, 由于测区杂岩的特殊性以及该种比例尺测量规范所提出的要求, 使得这一任务更为复杂。

划分变质岩地层时, 综合采用相互补充和彼此验证的各种方法, 可取得最大的成效。近年来, 用于变质岩的同位素测定方法的作用日益增强。无疑地, 生物化石研究法, 特别是古植物方法和孢粉分析法必将日益完善, 因为在前寒武纪越来越深的层位中发现了生物遗迹。由于地质科学不断地数学化, 特别是由于地球化学数据和各种分析数据的处理, 数理统计法的意义也在增长。

各种方法的适用性取决于该区的复杂程度和揭露程度, 即取决于进行地质测量工作地区的类型。比如, 在广泛发育第四纪沉积物的二和三个构造层的区域里, 物探方法和打填图钻方法的作用显著增强。

§ 1. 变质岩划分的一般原则

在比例尺为 1:50000 (1:25000) 的地质测量中, 划分变质岩为不同单元的原则, 实质上 and 那些小比例尺地质测量中的原则是一样的。对该比例尺地质图精度的要求高, 促使我们必须更加仔细和有效地应用所有那些成为划分老变质岩方法基础的原生标志和次生标志。

目前, 在统一地质年代表中, 前寒武纪外壳岩的划分仍很困难, 这尤其是因为生物地层资料的应用受到了很大限制。尽管对放射性 (同位素) 方法测定同位素年令和调整地质年代表的意义没有作重新评价, 但目前这些方法还不能说是完全有效的。

我们认为, 在概述划分变质岩的一般原则之前, 首先阐明前寒武纪岩层地质时代划分的基础是适宜的。以放射性方法和苏联 1964 年以前的一系列地质资料为基础, 并根据许多实验资料, 同时考虑国外的一些资料, 曾编制了前寒武纪地质年代表, 它是以同位素年令来表示前寒武纪各单元的持续时间和各单元之间最主要的界限。这个年代表以国际统一地层表作为基础, 仍将前寒武纪划分为太古代和元古代, 并对晚元古代的划分还作了一些调整 (表 1)。

前寒武纪上限采用 560 ± 10 (或 ± 20) 百万年。这一界限就是以骨骼动物化石大量发育为特征的下寒武系与实际上缺乏有机生命或者只含有极简单生命形态的元古界之间的界限。

上元古界的下限相当于 1600 ± 50 百万年, 与古地台盖层及其周围冒地槽上构造层形成的初期相一致。中元古界 (从 1600 ± 50 到 1900 ± 100 百万年) 是古褶皱带转变为地台的时代 and 大陆抬升的时期。元古代的主要褶皱作用, 强烈的花岗岩化作用以及太古代花岗岩类的再生作用均发生在分开下元古界与中元古界的 1900 ± 100 百万年这一界限内。2000 到 2600 ± 100 百万

前寒武纪地质年代表

表 1

界		系		年 令 界 限 (百万年)
古 生 界		寒 武 系		
元 古 界*	上 元 古 界 (晚元古代)	温 德		560±10 650±50
		里 菲	上	950±50
			中	1350±50
			下	1600±50
	中 元 古 界			1900±50
	下 元 古 界 (早元古代)			2600±100
太 古 界				

* Л.И.萨洛普提议,将元古界四分。

年这一时距(下元古界)包括早元古代地槽发育时期、沉积作用发育时期以及褶皱和变质早期出现的时期。分隔太古代与早元古代的界限为 2600 ± 100 百万年,这一界限是早元古代地槽在太古代岩层剥蚀面上开始形成的时期。

同位素年令超过2600—2700百万年*的地层归属于太古代。在这套地层组成中可见到各种片麻岩、辉石-斜长石结晶片岩、角闪岩、混合岩、花岗岩,这类岩石常常在后来即在元古代时期遭受了再生作用、重结晶作用、还童作用,而且有可能与地质资料并不相符,常表现出其同位素年令比较“年轻”(元古代)或者甚至更晚。

经过进一步研究,或许太古代还可能划分为2—3个地层单元,虽然目前还没有这方面的可靠资料。

由于应用放射性资料,特别是应用生物地层资料的可能性有限,所以在变质岩层的划分和地质填图的实际工作中,区域性地层的划分起着重要作用。

区域性(地区性)地层单元可以看作是在地质剖面中占有一定位置的沉积物的自然组合,这些组合按其本身的特征应和其它组合区分开,从而与后者之间应或多或少地存在着明显的自然界限。辅助性的地层单元通常是在下述情况下,即当其界限和范围明显地与统一地层表中的地层单元的自然界限和范围不相符时或者由于缺乏生物化石而不能确定时,才划分出来的。

辅助的地区性(区域性)单元是以一系列彼此隶属的地层单元的形式分出来的,如群、组、段。此外,为了划分前寒武纪和较年青的变质岩层,也广泛采用了任意使用的地层单元,如

* 目前也不排除太古代的上限也许要更老一些的可能性。

杂岩、岩层、层。

从变质岩层中划分出来的组,除了在岩相—岩性成分上和地层产状方面的区别外,常常还具有变质程度上的差异,这一点在变质岩层划分时要考虑到,而且甚至常常作为地层划分的基础。在这种情况下,应当确信,这里发育着垂直变质分带性,而且地层界限与变质带和变质相的界限相一致。另一方面,在局部地区工作时,特别是在开展比例尺1:50000, 1:25000地质测量时,所有岩层可能在某一变质相条件下全部发生变质,而且在将这种岩层划分为组时,这里首先应该考虑岩石物质成分上的区别。

众所周知,按成分,组可划分为亚组、段和层(属任意应用的术语)。在成因、构造和变质作用上具有某些共同特征的几个组可构成群。群的特征是分布面积大,通常构成一些大的构造单元,直到组成一些构造—岩相带。

任意应用的术语“杂岩”在纯地层意义上常被用作“群”这一术语的同义语或者在其组成上包括几个群,在这种情况下,就成为区域性地层表中的最大单元,而且大致相当于前寒武纪的亚界。属此类杂岩的有外贝加尔的晚太古代阿尔丹杂岩、卡累利阿的晚太古代白海杂岩、外贝加尔早元古代穆伊杂岩、阿尔太—萨彦地区的中—晚元古代哲巴什杂岩和帖烈克特杂岩。

“变质杂岩体”这一术语在研究变质岩层时极为重要,而且也可应用于空间—成因特点相似的一些变质岩组合。在这一涵义上,“杂岩体”这一术语可包括为该区出现的变质作用共性所联结起来的同时代和不同时代的地层。在后一种情况下,北贝加尔山原的晚元古代—早古生代著名的玛玛区变质杂岩体、山区阿尔太东部的库巴德林(库拉赫)杂岩体可做为实例。

构成将变质岩划分为杂岩体、群、组和更小单元的方法之基础的准则可能是不同的。其中最主要的准则是岩性—地层(岩石—地层)、构造以及变质作用和岩浆作用准则,然而,通常在多数情况下,只有综合采用这些准则才能取得最大的成效。近年来,在研究变质岩层时,构造分析方法所起的极为重要(甚至是最重要)的作用已为许多人看得越来越清楚了,不采用构造分析方法,就不能取得地层方面的可靠概念。

一、岩性—地层准则

将岩性—地层标志用作变质岩层地质填图方法,近十年来得到极其广泛的应用。这一方法是由H. B. 弗罗洛娃、E. П. 楚基娜和其他研究者建立的,它是以这样一种概念作为出发点:变质岩的次生面状构造(结晶片理、变质条带、片麻状构造)与付岩系沉积层的原始层面有很大的一致性。

变质岩层中存在着如大理岩、某些石英岩、角闪岩以及其它岩石的层和段这样一些延伸很远的非常特征的产物,这就证明了有可能在填图过程中把它们及其周围的岩层作为在某一种程度上尚保存有原始层理特征的原始沉积岩来处理。这种情况也使我们确信,周围岩层中的结晶片理总的来看常常与标志层和段的走向一致。据此可以得出结论,甚至在同一种变质岩层发育区,在缺乏上述标志层的情况下,在地质测量时对某些次生面状构造方位的测定,在一定程度上也可以看成是岩层的真实产状。

因此,岩性—地层方法一方面可以确定尚保存原始层理特点的层状岩石(沉积岩、火山—沉积岩)的产状;另一方面,还可以仔细研究岩石的特征。

二、构造准则

近年来,应用构造准则以查明变质岩层的内部构造起着非常重要的作用,应用这种构造

准则，对建立可靠的地层层序是很必要的。

Б.А.尼科拉耶夫也曾指出，在查明变质岩地层时，进行详细构造分析是很必要的。在许多情况下，当对变质岩层的构造分析估计不足时，地层问题就研究得不好；甚至在强烈褶皱的结晶片岩或片麻岩中追索标志层这样不太复杂的作法，若不考虑褶皱变动的性质和空间方位，实际上也是不能完成的。

在变质岩发育区内，应按已知的原则划分出构造杂岩、构造层、构造互层，同时也要考虑到所有这些构造单元可按组成这些构造单元并反映该区地质历史一定阶段的岩石的变质程度加以区分。构造层和构造互层可为显著交替的建造所限定，并为某种显著的不整合所分隔。

由于多次褶皱（以及断裂）变形，常常使得各种杂岩的构造图案的差别变得模糊起来并使分隔它们的不整合消失，从而使得将变质岩层划分为构造杂岩和构造层有困难。因此，在对比研究各种接触变质岩层错动变位的过程中，查明各个时期的褶皱和它们在空间上的相互位置（查明这种位置就可以解释和评价变质岩地层内部构造的相互关系）具有极为重要的意义，这对确定变质岩层的关系是十分必要的。

只有按这种方法才能搜集到一些实际资料，以证实上部杂岩构造图案和下部杂岩晚期褶皱图案是一致的（当然，下部杂岩的早期褶皱还可能显示出完全不同的方位）。

对这种现象只进行表面观察，常常会得出不存在构造改造和地层剖面是连续的 错误结论。因此，十分清楚，在许多情况下，只采用岩性—地层方法研究变质岩层显然是不够的，所以在地质测量实际工作中，要有成效地采用综合性的构造—岩性方法和构造—地层方法。

三、变质作用准则

目前正在制定研究变质作用方法的基础，这些方法规定，将有关变质作用程度和性质的资料用作变质岩填图时的主要标志或补充标志。在分出变质带和继之分变质相之后，查明变质分带性是一个主要方法，而所有后来所涉及的结论都取决于这一方法的成功应用。确定变质分带性与地层层位以及褶皱构造的相互关系，就可以判断变质作用在地质历史进程中所处的位置以及判断这套岩层本身和褶皱作用的相对年代。总之，这就有可能解决这样的问题，即在某一具体情况下，在一定的程度上，变质作用乃是岩石年代的标志，也就是常常可以解决那些截然对立的观点问题。无疑地，极端对立的看法，脱离不开主观主义，而且常常会犯很大错误，这种错误令人遗憾地也反映在前寒武纪地质研究工作中。

在研究变质作用过程中，最重要的是确定变质作用的性质及变质作用发生的次序，否则，常常就不会有把握地判断研究区内的地层和构造，相反地，对各种变质现象的分析如脱离地层、构造和岩浆活动的资料，也是不能进行的。

研究复杂变质杂岩时，分出变质作用类型和解释岩石变质的先后次序具有头等意义。在这方面，Б.Я.霍列娃的方法是值得注意的，这种方法是区域变质作用的两种类型这一观念为基础的，并发展了Г.利德的概念。相当于第一种类型变质作用（按Б.Я.霍列娃，为区域性热动力变质作用）的是所谓的单相变质杂岩，其特征是变质相的变质作用均衡，而均衡变质作用与地槽区发育初期阶段由于地槽区拗陷而发生的沉积物沉降有关，与古地热梯度的影响有关，同时还与褶皱形成作用有关。相当于第二种类型变质作用的是一些具体的地层群（构造层），它们之间是以明显的或隐伏的不整合分开的，而且在一定的构造—岩相带条件下，彼此之间的变质程度也不相同；在这种情况下表征杂岩特征的变质相界限与地层界

线相吻合。剖面中各种单相杂岩的分布位置可提供典型的垂直变质分带性的实例，而垂直分带性则反映了该区发展的一定的地质历史阶段。

区域变质作用的第二种类型是区域深成变质作用，大致相当于B.A. 尼科拉耶夫概念中的区域接触变质作用，这种变质作用的特点是变质作用表现的不均一，这一点在变质分带性方面表现出来了，整个来说，变质分带性与变质岩层的层理和构造是不相符的。其结果便形成了多相变质杂岩，表现为一系列变质相的岩石的存在，而且它们彼此交替变化较快。这种多相变质杂岩往往可形成于各种年代的岩层中。与第一种类型的变质作用不同，区域深成变质作用受高温深成物质的上升所制约，通常这种变质作用出现在地槽区的迴返阶段或者更晚一些。

在实际工作中，变质杂岩的分类可能是困难的，特别是在外壳岩层遭受很深的剥蚀切割条件下就更为困难，但是，对这种研究的意义不应估计过低。

在B.И. 杜克和B.A. 格列博维茨基所制定的方法中，也明显地提到了综合处理变质岩层的划分问题。他们对古老变质杂岩划分所提出的“构造—变质作用”原则是以在地槽旋回中构造和变质作用过程所经历的规律性演化这一概念为基础的。

在地槽区发育的较晚阶段，褶皱变形迭加在前几个阶段的构造上，而且较早期褶皱的轴面常常受到揉皱，这样就造成了开阔的穹隆状内壳构造和假单斜构造。因此，不解释所有的褶皱变形，就不能判断变质杂岩地层单元的真实层序。在地槽旋回过程中，变质作用的演化表现为较深的变质条件为不太深的变质条件所代替，并根据著者的意见，这种变质作用的演化就构成了完整的变质作用旋回。

在区域变质作用旋回与褶皱作用旋回的各个阶段之间具有一定的时间关系，这就可以将它们合并为构造—变质作用旋回，分出这种构造—变质作用旋回有助于解决将老的外壳岩层划分为由于在地壳变动不同时期所形成的各种时代的杂岩的任务。构造分析在这里应当配合岩石学方法，特别是要结合共生组合的分析，这样做就可查明可用来对变质岩层作变质相划分的最重要的标志。特别是在古老变质杂岩中出现的与较年轻变质杂岩中的区域变质作用同相的迭加区域变质作用（或退化变质作用）可作为其中的一个准则。在这种情况下，分析褶皱变形的顺序可以确定上述杂岩内部构造为最晚期运动所掩盖了的一定的构造格局。十分清楚，在研究多旋回发育区时，上述任务的解决就更为复杂了。在某些情况下，解释最古老的深变质基底的内部构造是有困难的。

四、岩浆作用准则

各变质杂岩表现出来的岩浆作用特点是不同的。同时，在许多情况下，一定构造—岩相带范围内的深成杂岩具有这样的特点，即在岩石学标志上有着相当稳定的共性，而在岩石组合上存在着相似性，这为划分和对比周围变质岩层可能提供了辅助性的（有时是决定性的）依据。

最经常的是，周围变质岩层不太有利于采用同位素方法，在这种情况下，测定岩浆岩的同位素年令对于确定周围岩层的年令具有非常重要的意义。在矿区阿尔太，在穿插到帖烈克特地垒变质片岩中的花岗岩类的同位素年令（560—616百万年）资料尚未取得之前，将这种变质片岩定为前寒武纪的片岩，带有相当大的假定性。利用钾—氩法测定克缅岩体花岗岩类中的黑云母年令，证实了被它们所穿插的外贝加尔乌多坎群的年代为早元古代（1960百万年）。外贝加尔的查尔斯基地块的岩石属太古代是可信的，因为贯穿在科达尔山脉片麻岩中的伟晶岩的褐帘石用铅法测定的年令为 2640 百万年。

本节中所叙述的划分变质岩层的所有准则和以此作依据的方法，在地质测量过程中均应给予同等的重视，因为地质测量人员所面临的复杂任务要求综合运用这些准则和方法。运用这些准则和方法时还要配合使用一系列专门的辅助方法，在某些情况下，这些辅助方法可能具有决定性的意义（比如，同位素年龄测定以及其它方法）。

§ 2. 野外工作之前的准备— 综合性航空地质和航空地球物理调查

野外工作的准备时期，除收集和分析以前的地质—地球物理工作资料外，最主要的任务就是选择测区的航空测量资料和编制初步的地质图。

航空方法包括航空地球物理方法（航空磁测、航空放射性测量、航空电磁测量）和航空摄影地质方法，其中最主要的方法就是航空照片的地质判读，根据这些航空方法就可以对测区进行有成效的地质研究以及在解释过程中获得一条列的其它研究方法基本上不能得到的资料。

变质岩是航空照片地质判读最困难的课题，因为随着变质程度的加强，判读标志的特殊性变得不明显了。此外，在地质填图中应该查明的原始岩性—地层杂岩和构造—岩杂岩的界线，在一般情况下可能与变质带的界线并不相符，因此，这也降低了判读标志的稳定性。在变质岩层发育区内，由于断裂和褶皱构造表现强烈而致使岩石片理化并使测区产生断块构造，因而使得地质判读复杂化，这就缩小了同类岩石出露的规模和相应地降低了确定这种岩石发育地段所特有的景观特征的可能性。

由于上述原因，在对变质岩层填图时，在地质测量工作的各个阶段（在进行预测、综合资料和编制初步地质图时、在进行野外工作及编制最终地质图时）综合应用航空摄影地质方法和航空地球物理方法是特别有效的。

应用航空测量资料编制初步地质图的工序如下：（1）航空测量资料的概观；（2）编制构造线和断裂破坏草图；（3）根据航空测量资料勾绘出大致相当于不同地质体位置的边界；（4）所圈出边界的验证，即确定这些边界的地质情况；（5）确定所揭示出来的地质体的地质构造关系。

一、航空测量资料的概观

在航空摄影测量资料中，应用那些据小比例尺航空测量资料所完成的航空摄影略图及其平面图是最方便的；而对于判断物理场来说，最方便的是应用地球物理图。在必要的情况下，要变换地球物理场，以及编制航空摄影略图及其缩小了的复制图。

根据摄影图像的性质，变质岩处于沉积岩和侵入岩之间的过渡位置。可在航空照片上识别出变质岩发育区的基本标志之一是其褶皱强烈。当航空照片上表现出很好的层理时，不同级别褶皱（直到小扭曲）的存在就构成了摄影图像上的特殊的不均匀扭曲结构，这种结构有时当松软沉积物厚度很大（达数十米）时也能表现出来，而地形形态及小的侵蚀网有时也突出地表明这种结构的存在。摄影图像的这种结构通常也是变质较差岩石发育区所固有的。随着变质作用的加深，特别是随着层理的消失，摄影图像变得比较单一。因此，如果摄影图像表现得普遍单调，也很均一，那么这种情况本身就可能就是研究地段发育有古老变质岩的一个标志。

二、编制构造线及断裂破坏草图

编制这种草图时，要根据航空摄影测量资料判读出摄影图像上的大致相当于地质界线、

层理、结晶片理、节理、劈理、断裂破坏等的位置的所有线状要素。在许多情况下，构造线的平面位置同样可确定岩层的走向，在另外一些情况下，还可观察到某些或多或少相同的方向，在对这些构造线的分布特征加以统计分析并将这种统计分析与前人的地质工作资料加以比较之后，可以获得它们所具有的地质意义的结论。此外，根据摄影图像上线状要素分布的密度和特征可以获得该区岩石成分的资料。

通常由于变质岩发育区判读能力很低，所以在研究这类地区时，这一工序具有相当大的意义。当航空照片上仅出现一种构造线方向时，这种方向几乎总是与层理一致。片理在航空照片上不易看清，此外，较大的线状地形形态或水系与片理从来没有关系。然而，正如康费利等人所指出的，在许多情况下，在航空照片上层理可能被片理所掩盖，例如，这就像在哈萨克斯坦元古代变质岩中所见到的一样。在航空照片上，当岩石的片理与层理相一致时，构造方向表现得最为明显，这就像在库兹涅茨阿拉套和戈尔诺亚绍利亚以及科拉半岛等许多地区所见到的那样。

在挤压等斜褶皱发育区内，片理通常与层理相一致；但是，在褶皱封闭地区，片理与层理的走向则不同，这对判读它们的走向大有困难。在浅变质的沉积岩中，与层理相一致的构造方向最容易判读。一方面，随着变质程度的加强，各种岩层的岩石判读标志的许多差别已模糊不清，另一方面，片理化倒是加强了，这就给在片理和层理不一致的情况下确定走向造成了困难。

在航空地球物理图上，在完成这一工序时，借助于相邻路线异常的对比勾绘出地球物理异常轴（通常是应用曲线的最大值，有时也采用最小值和其它特征点）。众所周知，在进行航空地球物理测量时，特别是沿着切割很强烈的地形飞行时，可以观察到沿着各测线（这些测线布置在与飞机飞行正好相反的方向上）异常的平面位置相对于某种真实位置发生了向右和向左的位移。在这类情况下，地球物理异常轴的位置是借助于所获得的“谐调”（гарепошка）的平均值来确定的。

在变质岩层条件下，地球物理异常轴总的构造格局整个来看反映了褶皱构造的特点。在波罗的结晶地盾的东北部，在乌克兰地盾以及其它地区所进行的专门研究表明，绝大多数的磁异常是与岩性—地层杂岩有关，而很少与构造—岩浆杂岩有关。由沿断裂分布的迭加矿化所构成的异常数量不大；断裂破坏更经常是出现在异常轴位移的部位或者出现在磁场强度相对下降的部位。这种情况是很重要的，因为在物探人员中普遍存在着一种错误的倾向，就是把所有或几乎所有物理场的特征都看成是断裂引起的。

也必须分出根据地球物理异常轴显著位移和由标志层所确定的断裂破坏以及根据航空照片上较大的线状地形形态和水系所分出的断裂破坏。此外，根据航空地球物理和航空摄影测量资料可以恰当地测定出断裂破坏面的产状要素和地球物理性质上很活跃的地质体。

在不存在航空摄影标志层的情况下，对于摄影图像上复杂的构造线网来说，地球物理资料可以帮助选择那些与地球物理性质上很活跃的岩石的产状性质有关的构造线体系以及排除由第四纪岩层所引起的或不具有地质意义的构造线。在地球物理场复杂的情况下，构造方向的判读结果也可帮助选择异常对比的正确方向、解决异常轴的位移是与挠曲有关还是与断裂破坏有关，也有助于判读得出的断裂破坏来控制地球物理轴的分布等。在航空照片上也可找到使地球物理异常位移的断裂，因为只应用航空地球物理图是不可能准确确定断裂的位置的。如果在初步判读时，适宜方向的断裂未被判读出来，那就必须进行重复判读。

在以这种方式将地球物理异常轴位置与使其位移的断裂破坏位置进行对比的略图基础上,编制用等值线表示的地球物理场图大大有助于作进一步的推断解释。以等值线编图在表示精度上和对进一步推断解释所提供的方便上都比用一般方法编的相应图件要优越得多。

1969年A.B.多利沃—多布罗沃利斯基较详细地谈到了编制这类图件的方法。以等值线编图是最好的,因为只分析曲线图表在某种情况下可能会导致不正确的结论,特别是会夸大垂直于航空地球物理测线的走向的作用,而漏掉那些与测线呈锐角相交的断裂破坏部分。

三、圈定边界

根据航空照片圈定边界时,要应用能反映地质构造特征的景观成分(如地形、土壤、植被)的类别。在这种情况下,根据综合标志圈定边界是十分可靠的,因为所采取的个别标志可能与非地质范畴的成因有关。

查明航空摄影标志层具有特殊意义,因为这种标志层可作为下一步地质推断的基础。根据摄影图像上构造线分布的密度和特点来圈定边界对于判读变质岩具有较大的意义。图1列举了在摄影图像线状要素略图上所圈出的构造线分布密度和定向程度截然不同的三个地段的实例;中心带的特点是构造线的密度最大,而且就方向来说也分布得很均匀,西北带的特点是存在一种密度不大的构造线网,而且定向也不一致,东部带的特点是构造线网的密度也不大,但具有一致的北北东方位。显然,相应于第一带的是表现出清晰、密集的并形成了若干构造体系的构造要素网的岩石,相应于第二带的是比较致密的岩石,而相应于第三带的则是剥蚀作用呈现明显定向发育的各向异性岩石。经过后来的野外验证,证实在第一带内存在中粒花岗岩侵入体,这种花岗岩具有若干表现清晰的原生节理体系,在第二带内存在细粒致密交代花岗岩和片麻状交代岩,在第三带内则存在层理表现明显的结晶片岩和片麻岩。

在许多情况下,根据不同航空测量资料来看,同一地质体的边界具有不同的轮廓。当最终填绘边界时,应该分析原始资料和应用那些能够比较精确确定边界线的标志所划分出来的界线。勾绘地球物理性质上活跃的地质体界线的准确性取决于异常的清晰度、规定这种异常清晰度的测线数量以及将航空地球物理测量结果标定到具体地点上的精度。在判读时,通常要很准确地把按照植被或微地形所分出的边界线绘出来。中等规模地形的变化,特别是水系性质的变化不能以大比例尺填图所需的那种精度来确定边界线。比如,根据航空照片地质判读资料来划分碱性花岗岩和花岗—片麻岩之间的界线(图2)时以及对航空磁力图进行推断解释(图3)时,要特别重视根据磁性资料划分出来的边界。

提出综合应用航空摄影地质资料和航空地球物理资料的各种技术方案是可能的。从所有各种情况中可分出四种主要方案。

第一种方案最简单而且常用,这是将航空照片的判读和各种航空地球物理测量资料的推断解释分别进行的。这样做的结果是吻合的,对于见到其结果不一致的地段,要对原始资料进行重复分析。

第二种方案是将航空地球物理资料的推断解释结果用作航空照片地质判读的关键。在不能作一种判读或给出多值结果的判读性能不好的地段也可采用这种方案。

第三种方案是在地球物理场复杂或测线网度精度不足的情况下,应用地质判读结果来对比异常。

第四种方案是最困难的,就是航空照片判读和追索地球物理性质上活跃的层位是同时进

行的。在技术上可以这样做,或是对各单个照片进行判读,或是用立体镜观察这些照片。在第一种情况下,航空照片和航空地球物理图的重合或者是通过透明纸上(在透明纸上标绘出已缩减成航空照片规模的航空地球物理资料)的判读来完成,或者是应用摄影测量仪(这种摄影测量仪可使视野内各种比例尺的资料重合起来)来完成。在第二种情况下,航空地球物理资料可初步简化成航空照片的规模,而后通过立体镜来观察航空照片像对,在其中一个像对上按测线绘出物理场曲线,而它对面的一个立体像对要保持纯净。A. B. 多利沃-多布罗沃利斯基对这些问题作过较详细阐述。

四、对所圈出的边界的地质含义的确定

为确定根据航空测量资料所圈出的边界的地质含义,应采用综合性的航空地质(航空摄影地质和航空地球物理)特征。除了定性对比用不同方法所取得的资料外,还可采用数学方法来综合分析航空摄影地质和航空地球物理资料。

所圈出的边界或这些边界联合的形态和平面位置是重要的鉴别标志之一。比如,如发现线性延伸边界、一致弯曲边界、交替线状边界,即可证明有原始沉积岩层或喷发沉积岩层存在;在花岗岩侵入体分布地区,物理场异常或判读边界的“构造格局”可能是由其成因决定的并与花岗岩化基底的古构造相一致;对主要体系来说处于斜交位置的拉长状或等轴状边界可被看成是有侵入体存在。

对于浅变质岩发育区的鉴别来说,应用已判读出的边界形态最有成效;对于深变质作用区,特别是对于花岗岩化作用和超变质作用区来说,此标志的意义降低了。在褶皱构造表现强烈的条件下,根据地形所判读出的边界形态完全可用断裂的相互位置来确定,但此形态不可用来进行鉴别。

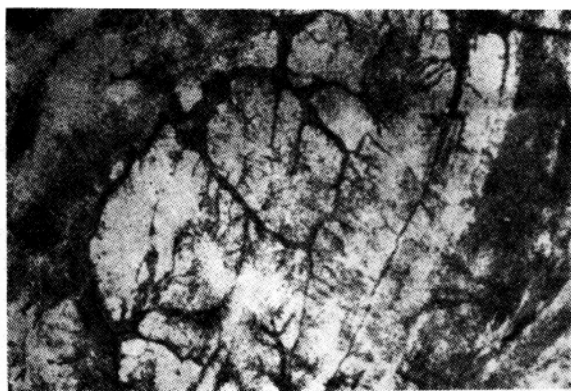


图 1 侵入花岗岩、交代花岗岩及片麻状交代岩、结晶片岩和片麻岩的发育地段(A)以及摄影图像上线状要素的判读略图(B)。航空摄影照片,中比例尺。

发育地段: 1—侵入花岗岩, 2—交代花岗岩和片麻状交代岩, 3—结晶片岩和片麻岩

摄影图像的色调和颜色对于在露头很好的条件下进行鉴别来说具有很大意义。比如，如在航空照片上到处都是浅的影象色调即可指出有石英岩、大理岩、斑花大理岩、有时还有云母片麻岩露头和大块碎石堆的存在，如是深的色调即指出有千枚岩、变质砂岩、角闪岩、含磁铁矿石岩和片岩露头的存在。

已较广泛地应用地形来鉴别已判读出来的边界。在这种情况下，在航空照片上形成密集

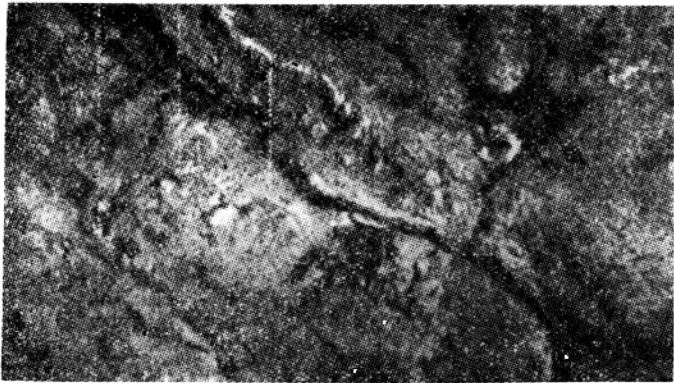


图 2 碱性花岗岩和花岗-片麻岩的发育地段。航空摄影照片，中比例尺。

的摄影图像构造线网的较大地形类别（如地形类型、形态种类和各单个地形、水系性质）及中、微地形类别均具有某些不同的意义。

物质成分不同的岩石在地形上的表现特征取决于它们抗风化的能力（在这里暂不研究地形与新构造运动的关系）。对于在浅变质作用条件下所变质的岩石来说，根据它们在地形上的表现特征来鉴别边界最有成效；对于在较深变质作用条件下所变质的岩石来说，作为判读

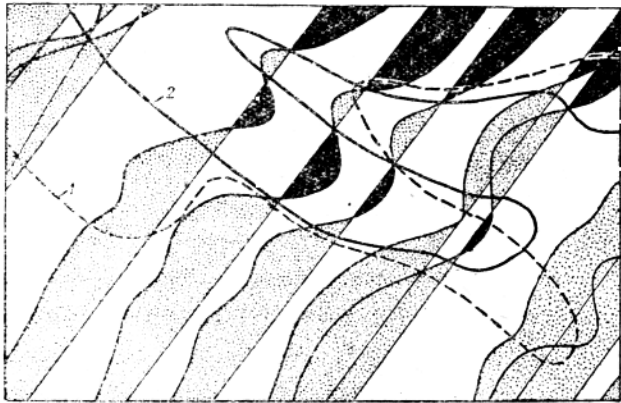


图 3 图 2 所示一个地段的磁场性质。花岗岩与花岗-片麻岩的接触位置：1—根据判读资料；2—根据航空磁性资料。

标志的地形类别的意义降低了，在对广泛发育有选择性熔融、花岗岩化和超变质作用地区的航空照片进行判读时，情况特别复杂。

在用中和微地形来鉴别变质岩层时，分析摄影图像构造线网具有很大意义。此外，还要考虑到微地形的某些特殊形态，例如岩溶盆地（它是含碳酸盐岩石的标志）。

为了识别岩石，常应用统计指数，即构造线密度（单位面积内的总长度）、极大值数

量、构造线数量（以绝对值和百分比表示）、构造线体系走向的平均方位以及走向方位的分散程度。侵入岩发育地段构造线方位玫瑰花图解的特点是存在两个主要的极大值，按其数量大小来说两者区别不大，而沉积成因或沉积—喷发成因的变质岩发育地段构造线方位玫瑰花图解的特点是存在一个主要的极大值，它相当于层理、片理或片麻理的方位。变质作用程度的增加开始可导致构造线密度的增高，而后则导致构造线密度的降低。由于这种缘故，对于在中级区域变质作用条件下变质的岩石发育区来说，用中和微地形鉴别边界效果最好。

植被特点的地质指示作用通常具有局部的性质。然而，还有一系列较一般的标志，比如，大理岩或含角闪石岩石的植物几乎普遍加密（图 4、5）。此外，植被常常使得地形形态变得更为明显，从而可使对它们的判读变得容易。

在识别由推断解释航空地球物理场所圈出的边界时，除了岩体在平面上和深部的形态外，还要应用为每个边界计算出来的可表征感应物体物理性质的平均参数：磁性、电性等。

对于变质岩层发育区来说，应用综合性的航空地质特征曲线（航空摄影地质和航空地球物理特征曲线）具有特殊意义。实际上，这些特征曲线是根据判读标志表、物理场的物理性质和特征表这一原则来编制的。这类表是用特征性的航空照片和航空地球物理图的复制品来加以说明的。

最显著的判读标志是浅变质条件下形成的变质岩所固有的。比如，对于绿片岩相来说，变质岩的航空地质标志实际上与其未变质的岩石相一致。比如，在卡拉库莫夫南部，在苏尔坦—乌伊兹达格山脉中，可明显地划分出大理岩、变质喷发岩和变质沉积岩，而且除了表现显著的山垅地形形态外，根据这些岩石颜色的不同也便于识别它们的边界。

对于在较深变质条件下变质的岩石来说，确定它们的航空摄影地质特征曲线是一项较复

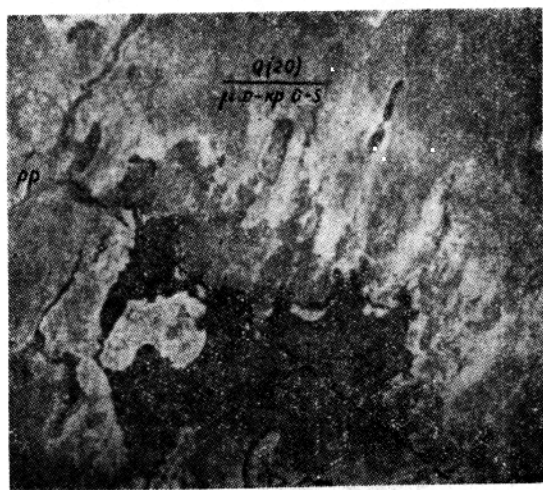


图 4 奥陶纪—志留纪千枚岩—碳酸盐岩层。航空摄影照片，中比例尺。

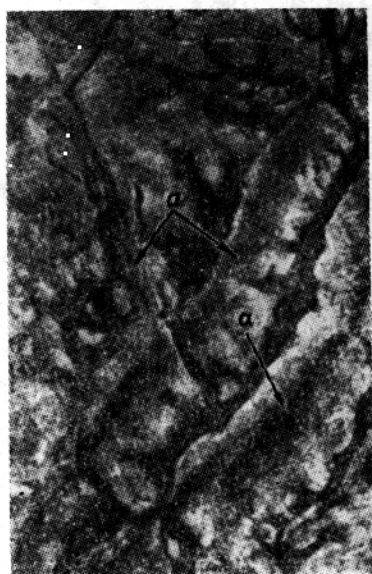


图 5 早元古代角闪岩 (a) 的摄影图像特点。航空摄影照片，中比例尺。

杂的任务。然而，甚至对于角闪岩相和麻粒岩相发育区来说，也可确定一系列判读标志，根据这些标志就能较为可靠地鉴别所圈出的边界。

比如，在不易判读的变质岩层范围内，在航空照片上几乎到处都可清楚地辨别出石英岩层，它们构成了表现明显的山脊、山垅、残蚀高地，同时在出露良好的情况下，其露头表现为浅的影象色调。在科拉半岛（图6）、乌克兰地盾、阿纳巴尔地盾、阿尔丹地盾以及东哈萨克斯坦，判读石英岩的实例已为人们所知道。

大理岩发育区的摄影图像也具有浅的色调，虽然在出露不佳的情况下，大理岩的这一标

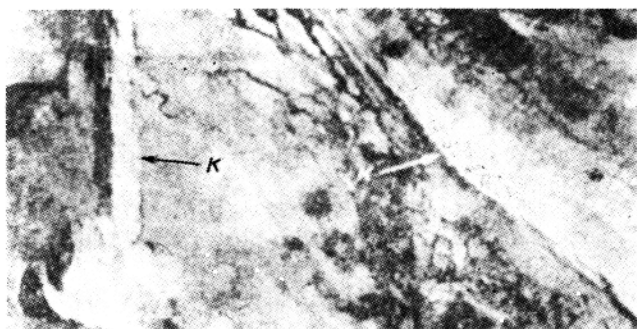


图6 凯夫群石英岩(K)的摄影图像特点。航空摄影照片，中比例尺。

志比石英岩消失得更快一些。在出露不好的大理岩上，通常生长有较密集的植被，因此，大理岩发育地段的摄影图像为深的色调。大理岩和石英岩一样，通常形成正地形，不过在大理岩出露范围内，高地的两坡和顶部一般较平缓，但是有时这种判读标志未被保存下来。



图7 科拉-白海群片麻岩的摄影图像特点。航空摄影照片，中比例尺。

其余变质岩的判读标志通常具有局部性质。变质片岩和碧玉的抗剥蚀能力较差，因此，通常形成低地形。然而，随着变质作用的加强，它们的抗剥蚀性能增强，而且在许多情况下，结晶片岩所形成的地形比片麻岩高。含磁铁矿片岩一般具有较高的抗剥蚀能力，这种情况正如在波罗的地盾和乌克兰地盾克里沃罗格群岩石中所见到的一样。高铝质结晶片岩通常在地形上也具有很大的稳定性。

在航空照片上，在所有变质岩中片麻岩的表现程度最低，但是在照片上，付片麻岩的残余层理一般却表现得清楚（图7），然而结晶片岩的特征是片理表现较清楚。在阿尔丹地盾和波罗的地盾，

与黑云母和二云母片麻岩相比，高铝质片麻岩、角闪石片麻岩和辉石片麻岩在地形上更稳定一些。

付变质片岩和付结晶片岩，还有变质砾岩、砂岩和石英岩通常都不具磁性，在 ΔT 图上

表现的磁场比较低。虽然铁磁性矿物的成因不是经常都能确定的，但是在上述岩石发育区所见到的磁异常通常与磁铁矿以及硫化物（其中包括磁黄铁矿）进入断裂带内有关。偶尔也能确定出，原岩中铁的沉淀与个别的在深变质时转变成磁铁矿的碎屑质点是同时形成的。有时还可见到高铝质片岩的磁性变种。

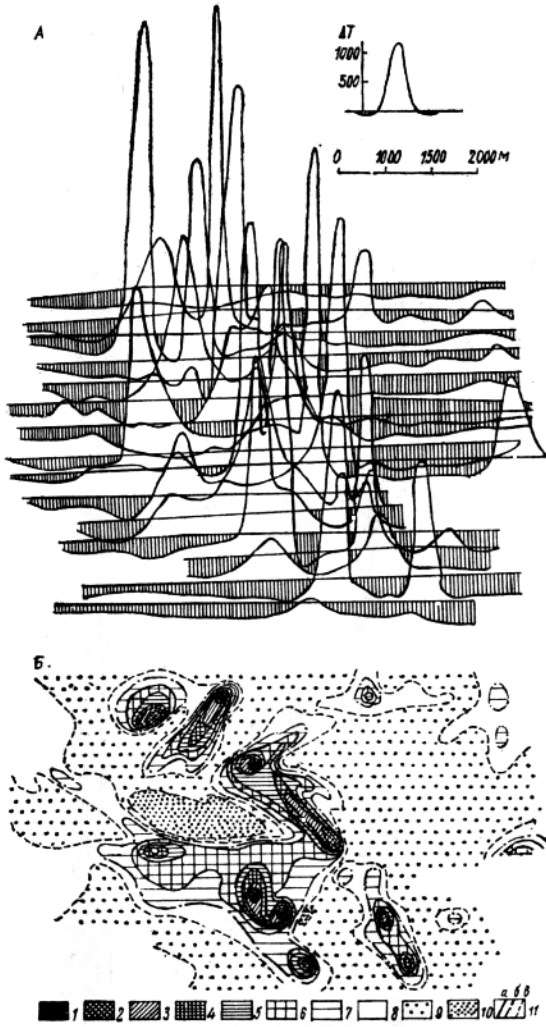


图 8 太古代含铁石英岩发育区的航磁异常（波罗的地盾东北部）。A— ΔT 磁场图，以曲线表示；B—同上，以等值线表示。

1—10— ΔT 强度间隔：1—7—正的；8—10—负的；11—正磁场等磁力线(a)，零值磁力线(b)和负值磁力线(c)。

其余变质岩（金属矿层和石墨化带除外），尤其是可成功地确定出半石墨片岩和石墨片岩，可能还有含铁石英岩和磁铁矿片岩。在变质作用加强的情况下，岩石的电阻率也会增加，因此，结晶片岩的电性差别已经变小了，在进行航空电法勘探研究时通常确定不了这种片岩。

含铁石英岩和各种磁铁矿片岩（石英-磁铁矿-辉石片岩、石英-磁铁矿-角闪石片岩等）是特殊情况。这些岩石的磁化率高（从十分之几到1个CGS单位），在进行航磁研究时，根据强度达数千和上万伽玛（在各别情况下，当埋藏不深时，异常强度可超过100000伽玛）的异常即能可靠地确定这些岩石。某些地区的太古代含铁石英岩构成了一些孤立的磁异常，其延伸不大，而异常形态复杂（图8）；而元古代的含铁石英岩则构成了拉长状的磁异常，在平面上其形态比较简单（图9）。

在由含铁石英岩构成的强磁场背景上，岩石中的假象赤铁矿化带一般构成比较低的磁场。含铁石英岩和含磁铁矿片岩的磁性与其余岩石的明显对照可导致下述现象的出现，即甚至在这种岩层或夹层厚度很小的情况下，虽然所研究杂岩中的其余岩石可能不具磁性，但在航磁测量水准上它们能达到同样的磁场强度。

在进行航空电法勘探研究时，浅变质的片岩有时是根据导电能的异常确定下来的，因为它们的电阻率一般低于大部分的

变质灰岩、变质白云岩和大理岩不具磁性，在 ΔT 图上，它们表现为弱感应和低的磁场。在航空电磁图上，可根据极高的电阻率将它们圈定出来。

变质喷发岩、绿片岩和绿岩的磁性主要取决于火山岩原岩的磁性。因此，对变质喷发岩来说，存在着一个总的规律，即磁性随岩石的基性的升高而增加。

变质喷发岩常常是最重要的磁性标志层；其异常特点是稳定，具明显的可比性和磁化强度稳定，这就使得有可能根据 ΔT 图可靠地查明研究区的构造格局的特点（图10）。

在进行航空电法勘探研究时，整个为不良导电体的变质火山岩层，在 H_y 或 $A\%$ 曲线图上与低欧姆的变质片岩（与火山岩一起包括在沉积—火山韵律中）一般区别明显。有时在一个地层单位范围内可有几个电阻率很不同的覆盖层，这就能有根据地推断，在可见厚度足够的条件下，用航空电法勘探来划分它们是有效的。

角闪岩类岩石具不同的磁性。付角闪岩常常不具磁性，正角闪岩继承了岩浆岩原岩的磁性，这种情况见于波罗的地盾、乌克兰地盾、沃罗涅日地背斜、南乌拉尔以及哈萨克斯坦等地区。由超基性岩变成的透闪石-阳起石角闪岩通常具磁性，在由喷发辉绿岩变成的角闪岩中可见到磁性和非磁性的变种。

在片麻岩中有各种磁化的岩石。黑云母片麻岩和石榴石-黑云母片麻岩通常不具磁性，

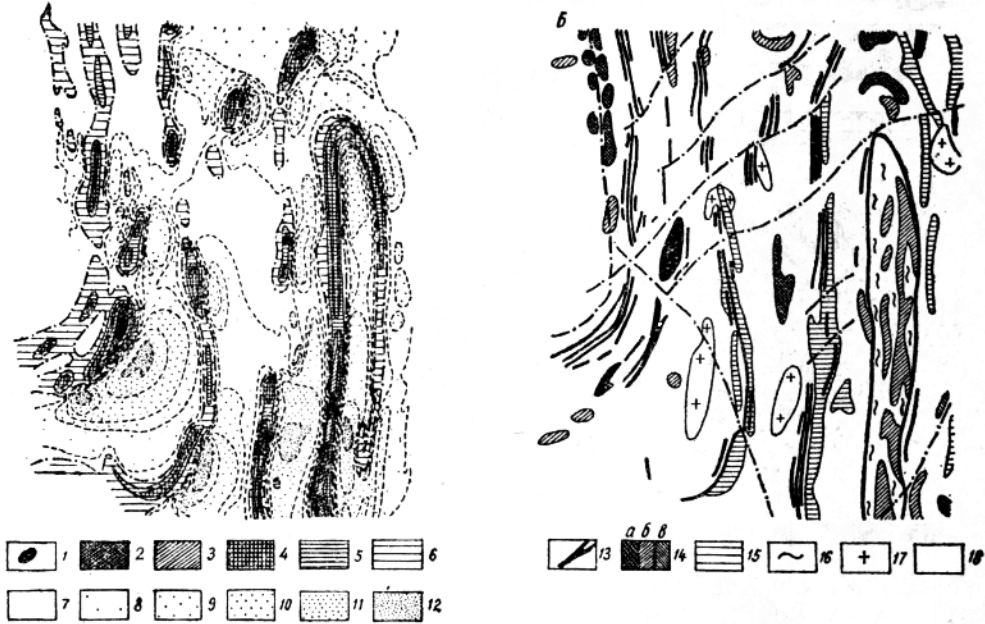


图 9 元古代含铁石英岩发育区的航磁异常（沃罗涅日地背斜）。

A—磁场等值线图；B—推断解释略图。

1—12—磁场强度间隔；1—6—正的，7—12—负的；13—含铁石英岩；14—磁场和重力场（a）、只是磁场（b）、只是重力场（b）中反映出来的基性和超基性侵入体；15—角闪岩和角闪石片麻岩；16—结晶片岩；17—花岗岩；18—片麻岩和混合岩。

这些岩石中的个别磁异常或异常带几乎经常与局部迭加的变质作用有关。在高铝质片麻岩中，有时可见到磁性岩石，它们在测量水准上是由清晰的 ΔT 异常确定出来的（图12）。在角闪石片麻岩中，较常见到磁性变种，而在其分布地区内常可见到磁异常，这种情况见于乌拉尔、乌克兰地盾、波罗的地盾等地区。然而，在许多情况下，异常强度也不大，仅在进行高精度的航磁测量时才能将其测定出来。辉石片麻岩的特征是一般磁性偏高，根据航空磁测

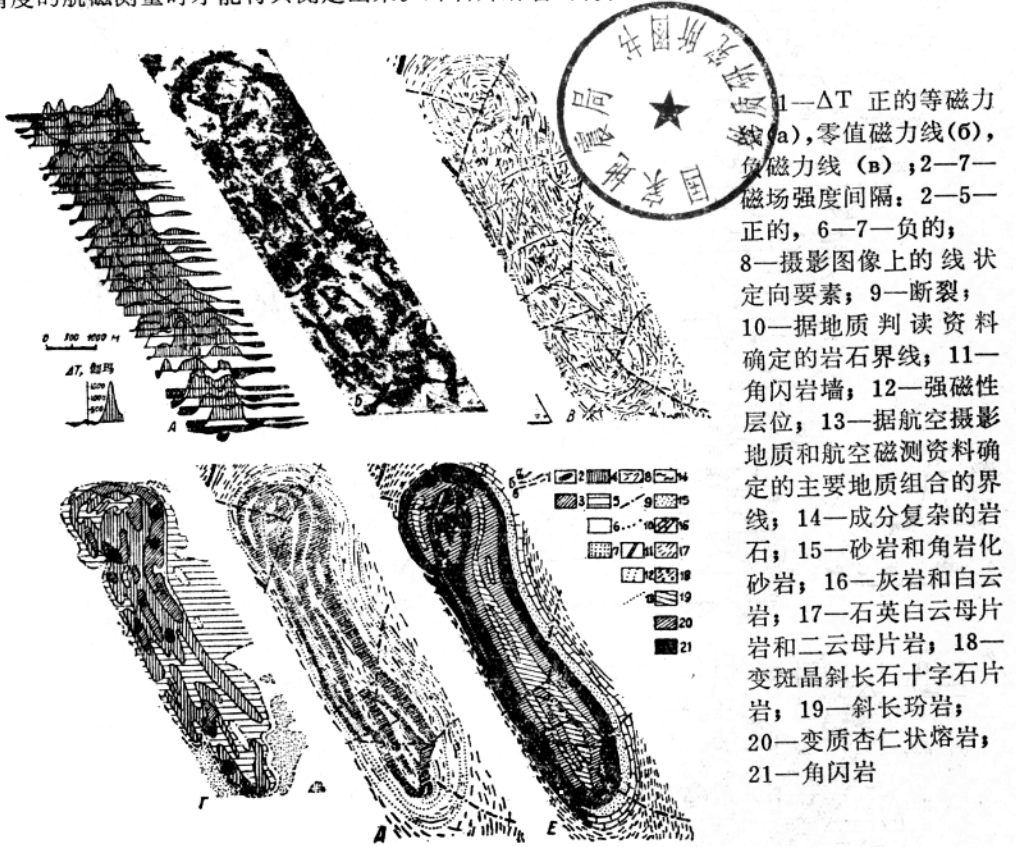


图 10 根据航磁测量和航空地质摄影资料编制的地质构造略图（磁异常对比是根据航空照片判读进行的）。A—以 ΔT 曲线表示的磁场图；B—航空摄影照片；B'—地质判读略图；Γ—以等值线表示的磁场图；E—地质构造略图。

资料能很好地追索出来。可以清晰地见到辉石片麻岩与麻粒岩的接触带，而这种麻粒岩为非磁性岩石，其成分为石英-长石-石榴石，表现为偏低的非感应磁场。

在超变质产物中，更长石花岗片麻岩和白岗花岗片麻岩形成弱磁场。在斜长石微斜长石花岗片麻岩和微斜长石花岗片麻岩杂岩体内，经常可见到它们的磁性变种，其特点是 ΔT 异常显著。花岗闪长片麻岩、紫苏闪长片麻岩和紫苏花岗岩通常具磁性，在这些岩石发育区内可见到强烈的磁异常。

在结语中应指出的是，在每个地区内都有许多地区性标志可用来较为可靠地对研究区的