

科 研 报 告

夹皮沟金矿带 成矿地质条件 成矿规律及 找矿方向

胡安国 等

吉林省冶金地质勘探公司研究所

一九八五年三月

本报告于1984年4月在夹皮沟现场进行了评审，并经吉林冶金总公司验收。鉴定证书编号为吉冶总科鉴字（84）第16号。报告的部分内容按评审意见以及84年的工作进行了适当的修改和补充。此项专题已于84年末结束。按有关规定将此修改稿付印，供在该地区工作的地质工作者应用与参考。

所 长： 刘 金

副所长兼总工程师：
夹皮沟项目负责人： 朱 奉 三

矿床室主任、专题组长： 胡 安 国

报 告 执 笔 人： 胡 安 国

专 题 组 成 员： 王义文、吴尚全
杨 峻、林季庸
卞维国、杨 翼

对《夹皮沟金矿带成矿地质条件 成矿规律及找矿方向的科研报告》评审意见

本报告由吉林省冶金地质勘探公司研究所胡安国工程师等七人，从1980年5月到1983年底完成。

整个报告分六章，全文约15万字，插图94幅，照片67张，附表30幅，附图3张。现就报告的主要优缺点综合评述如下：

一、该项研究的选题，密切结合找矿勘探和矿山生产。研究方法上重视从基础地质研究入手，通过野外和室内大量工作，有根据地提出了一些新的认识，对开阔本区找矿思路和深化本区地质研究有较重要参考价值。

二、夹皮沟地区是勘探程度较高的老矿区，该区地质构造、岩浆活动、变质作用和成矿作用极其复杂，地质工作和找矿工作难度很大，作者通过对岩石矿物做了较系统的研究，同时配合同位素地质、稀土配分，成因矿物学等研究，在详细划分太古界岩石类型基础上，首次提出本区应属太古界高级变质区的新认识，这些观点的提出是有一定根据的，并对开阔找矿视野有参考价值。

三、在充分综合利用前人资料基础上，作者从分析地质事件和地质演化入手，对区域变质作用和岩浆活动做了较深入研究。把区域地质背景研究和成矿作用研究紧密地结合起来，运用这种观点提出了本区金的成矿规律，并指出进一步找矿方向。这一研究方向是应该肯定的。

四、报告尚存在某些不足之处，有待进一步深入工作：

1、在现有工作基础上，加强野外地质调查，进一步结合找矿勘探工作，综合应用物化探、遥感等各种手段，深化本区成矿规律研究。下一步很有必要开展构造控矿规律等方面的研究。

2、要注意报告内容统一性，包括观点和材料，文字和图件要统一。对文字和材料要进一步精选。

3、对某些有争议的问题，诸如变质岩系的地层划分问题、绿岩带问题、岩脉与矿化关系问题等，有待进一步深入研究。

综上所述，本报告内容丰富，论点明确，立论有据，提出了自己的见解，充分利用了先进的测试手段，对开展本区找矿勘探工作有较重要的参考价值。建议主管部门予以验收。

评审委员会

主审：胡伦积教授

委员：张秋生教授、范永香付教授等23人

吉林省冶金地质勘探公司

1984年4月22日

目 录

序 言

- (一) 对夹皮沟金矿地质研究工作的回顾..... 1
- (二) 本次研究工作的基本思路..... 2
- (三) 研究工作完成情况..... 2

第一章 夹皮沟金矿带的区域地质概况

- 一、夹皮沟金矿带及其产出的地质部位..... 5
- 二、区域地层..... 6
- 三、火成活动..... 7
 - (一) 海西期的花岗岩岩基..... 8
 - (二) 燕山期花岗岩..... 14
- 四、区域构造特征..... 16

第二章 夹皮沟地区太古代的岩石单元

- 一、夹皮沟地区太古代岩石单元的划分..... 22
- 二、变——英云闪长岩——奥长花岗岩..... 24
- 三、辉长岩（层状火成杂岩体）及花岗闪长岩..... 36
 - (一) 镁铁质——超镁铁质岩墙..... 37
 - (二) 辉长岩——层状火成杂岩体..... 44
 - (三) 花岗闪长岩..... 46
 - (四) 辉长岩及花岗闪长岩的岩石化学特征..... 52
- 四、高级变质的上壳岩——麻粒岩及有关的变质岩..... 53
- 五、太古代的其它变质岩石..... 66
 - (一) 三道沟的磁铁石英岩及有关岩石..... 66
 - (二) 灰色片麻岩中的其它镁铁质——超镁铁质岩石..... 67

第三章 太古界中的其它岩石——太古代以后的侵入事件

- 一、K—质花岗岩..... 73
- 二、元古代的基性侵入事件..... 75
 - (一) 粗玄岩岩墙..... 75
 - (二) 角闪辉绿岩..... 76
- 三、显生宙的岩浆岩..... 76

第四章 夹皮沟地区太古界的演化及其成矿地质条件

- 一、太古界的变质作用..... 79

第六章 成矿模式及对今后找矿工作的建议

一、夹皮沟矿带的成矿模式	152
(一) 夹皮沟地区地壳演化中的主要地质事件	152
(二) 夹皮沟金矿带的成矿模式	155
1、在岩石演化中金丰度值变化及其成矿的可能性	155
2、金矿床的成矿作用特征	157
3、夹皮沟金矿带的成矿模式	158
二、对今后找矿工作的建议	158
(一) 对夹皮沟金矿带中矿体赋存的地质条件的评价	158
(二) 对现有矿床深部远景的估计	161
(三) 石英脉含金性的评价标志问题	162
(四) 对今后找矿工作的建议	162
主要参考文献	165

序 言

(一) 对夹皮沟金矿地质研究工作的回顾

若从采砂金算起(1820年),夹皮沟已有160余年的采金历史。然而运用近代地质学的原理对这个地区进行系统的地质调查和研究则始于50年代初期。尽管过去曾有少数日籍地质工作者在此工作过,由于其工作性质多属踏勘性的,所留下的文献内容均较简单,还称不上系统的地质工作。

40年代末至50年代,艾孟斯关于内生金矿是岩浆期后热液成因的理论占主导地位。夹皮沟地区的地质工作也基本上是按这一理论进行的。留用日人笹仓正夫所编的“矿床学”一书曾概括地总结了当时对夹皮沟金矿的认识。笹仓认为其成因是属深成热液矿脉(Hypothermal vein)。限于当时的工作,他没有指明夹皮沟金矿在成因上与何种花岗岩有关。但是基于这种成因认识,矿脉是受断裂构造控制。近矿围岩受成矿热液作用而发生蚀变,因而“构造蚀变带”就成为找矿的首要标志。伟晶岩的出现则作为“不毛带”出现的象征。故找矿勘探首先选择了出露规模最大的“主蚀变带”(夹皮沟本区)作为工作的重点。

由于这一认识在一定程度上符合了客观实际,因而在找矿工作的初期“主蚀变带”的新矿体接二连三地被发现。据记载:1949年发现了新一号及新三号脉;1950年发现了新二号脉;1951年发现了新四号脉及新六号脉。其后的年代则是探边和摸底,直到1960年所有已知矿体被采空为止。

在这一时期内,由于外围地质工作陆续开展,在矿区外围发现了侵入于中生代地层中的燕山期花岗岩,从而认为矿床成因是与燕山期花岗岩有关。而后通过K—Ar法测定,发现二道沟矿区中的花岗闪长岩小岩株是海西期的,则又认为金矿床在成因上与海西期花岗岩有关。由于岩浆作用与金矿成矿作用之间的成因联系并未真正查明。“主蚀变带”采尽也未见到有成因关系的岩体。因而这些认识的提出,对找矿工作并未产生明显的效果。

在“主蚀变带”(即夹皮沟本区)面临停产的形势下,迫使找矿勘探工作“跳出主蚀变带”。通过对古采掘迹的检查发现了二道沟矿床,以后又发现了三道岔大型金矿,其储量超过了“主蚀变带”。这些发现逐步形成了“北西弧形构造带”控矿的认识。按带顺藤摸瓜“三上板庙岭”后,发现了有工业意义的矿体。因而构造(断裂构造)控矿的认识进一步得到了普遍的承认。

六十年代的后期,时逢地质力学推广的高潮。运用地质力学的方法研究金矿构造在夹皮沟也曾盛行一时。尽管其找矿效果并不显著,但是对推动这个地区断裂构造的研究也起到了促进作用。

七十年代初期,本地区完成了1:20万的区测工作。由于夹皮沟地区的“北西向弧形构造”所控制的金矿带与所划分的“三道沟组下含铁层”基本吻合。因而矿床分布的“层控性”逐步引起了人们的重视。

与此同时,我所以及兄弟单位的科技人员在从事夹皮沟金矿的研究中开始运用同位素地质学的方法,使矿床的研究工作跨入了一个新的阶段。并开展了金丰度值的研究。通过对矿石中铅、硫同位素的测定,发现夹皮沟大多数金矿床中的铅同位素组成具有古老异常铅的特征。其单阶段模式年龄为10亿年左右。据王义文计算其二次等时模式年龄的 $t_1 = 31-35$ 亿年; $t_2 = 18-24$ 亿年。硫同位素组成的特征:各个矿床中的 δS^{34} 平均值波动于 $+5 - +7\%$ 之间;单一矿床波动在10%以内,并且与围岩中的硫同位素组成相似。通过各种岩石中微量金的测定,发现角闪石质变质岩中的丰度值很高。从而提出了成矿物质来源于围岩,矿床在成因上为变质热液的观点。突破了单纯岩浆热液成矿的认识。更重要的是,由于矿源层概念的运用,涉及到金在地壳中的活化与迁移。变质热液成因的提出将矿床的研究连系到太古界的演化历史。从而促使对成矿地质背景作更深入的探讨。尽管对矿床成因仍执有不同的见解,而成矿物质来源问题却引起了重视。

不久,在国际地质界对太古宙地质取得进展的影响下,我所、604队、吉林省地质局和沈阳地矿所等单位的部分同志先后提出了夹皮沟地区是太古界绿岩带,夹皮沟金矿是太古代绿岩金矿的认识。这就更进一步将金矿地质的研究与地质背景的研究相联系,促使矿床研究的领域从点向面扩展。

回顾夹皮沟地区金矿地质研究工作的进程与找矿勘探工作的进展是息息相关的。概括说它们基本上是同步地由点向面扩展。研究工作从矿床的成因逐步扩展到对整个矿带成矿地质作用与成矿地质背景的演化等方面的研究。这种进展是很自然的。在这种情况下,矿业部门的地质科研工作在某一段时期内涉及一个地区的某些“基础地质”方面的问题不仅是可以的,而且也是必要的。对某些老矿区的研究可能更具有重要性。

(二) 本次研究工作的基本思路

人们对未知问题探索总是要以已知为其立足点,特别是提出了夹皮沟为太古代绿岩带以后,有关这个地区的成矿地质条件的重要性就显得更为突出。其理由是显而易见的。太古代绿岩带是金矿最重要的产区:如澳大利亚将绿岩带地区称之为金矿省。世界各国对绿岩带中的金矿也都十分注意,已有了许多重要的研究成果和找矿经验可资借鉴。另一方面绿岩带的矿产很丰富并不局限于金。有些金属矿产的经济价值还远远超过金矿。从综合找矿的角度出发,进一步研究夹皮沟地区的太古界也是很重要的。所以在此次研究工作中我们将夹皮沟地区的成矿地质条件列为研究工作的重点是无可非议的。并在以往研究工作的基础上又着重调查了矿体与岩浆岩(显生宙的侵入体)之间的关系。82年还进行了有关成因矿物学的研究,进一步利用矿石中的铅、硫同位素组成等资料探讨了矿床的成因方面的某些问题。试图在此基础上进一步总结成矿规律,并探求今后的找矿方向。

(三) 研究工作完成情况

此次研究工作是从80年5月份开始的,野外工作可分为80以及81—82年两个阶段。83年主要进行室内研究和报告编写。参加此项工作的人员前后变动较大,80年从事专题

地质研究工作的人员仅两名（胡安国、卞维国），81年增至三人（胡安国、杨峻、卞维国），83年增至五人（胡安国、杨峻、林季庸、卞维国、杨翼）。83年初机构调整时，杨峻、林季庸、杨翼调出本专题组，杨峻兼职性地参加了部分工作。

本地区同位素地质专题研究由王义文负责。

82年吴尚全承担了夹皮沟地区金矿床成因矿物学专题研究工作。

在83年初，王义文、吴尚全分别提交了有关同位素地质及成因矿物学方面的专题报告，并已经所学术委员会通过验收。林季庸在82年主要负责夹皮沟地区的矿床调查亦提交了专题调查报告。

从79年开始，我所朱太天、王连元等同志在夹皮沟矿区还进行了金矿地球化学找矿方面的专题研究。于84年11月提交了《夹皮沟地区金矿化探评价指标和找矿标志的研究》报告，并已通过评审和验收。

本专题研究工作于83年底结束，并于84年初提交了本报告的初稿。同年四月分于夹皮沟现场召开了评审会进行了评审，十一月经吉林省冶金总公司验收。

84年笔者在夹皮沟地区进一步作了部分补充性的调查。王义文同志在进一步收集了部分有关夹皮沟地区金矿矿石铅的测定数据以后，提出了一个三阶段的演化模式。这一部分内容在本报告中亦作了相应的补充。此外，在84年夏秋两季先后有两批美国地质同行斯泰西和朗菲尔两位同位素地球化学博士，以及卡特和斯泰芬博士应中国科学院地球化学研究所及地质研究所的邀请来夹皮沟地区进行考察。笔者与王义文同志陪同参加了这两次考察工作。有关本地区的基本地质情况，在现场考察中与美国客人和科学院的同行们进行过讨论和磋商。有关意见在修改本报告时也给予了充分考虑。

回顾此次研究工作，曾得到我公司604队，夹皮沟金矿，桦甸县黄金公司的领导和同行们的大力支持。没有他们的支持，野外研究工作是难以顺利进行的。

在研究过程中，长春地质学院的胡伦积、张秋生、兰玉琦、林尔为、姚凤良、赵寅震，山则名及赵希微等教授和付教授曾多次给予学术上的指导。特别是兰玉琦，林尔为付教授曾详细审阅本报告的第一初稿。对某些原始材料还亲自过目。在野外研究期间也曾得到林尔为、姚凤良教授的指点。所有这些对提高此次研究工作的水平都有很大的帮助。

此外，沈阳矿产地质研究所的林尔钦，沈华悌、母瑞身、蒋国源、徐庆国及吴加恒等同志，以及中国科学院地质研究所的翟明国同志曾给予帮助并提供了部分宝贵的分析成果。吉林省地质科学研究所的刘长安同志等对本报告初稿亦提出了宝贵的意见并交换了认识。

对以上单位和同志们的大力帮助，本专题研究组成员深表感谢。

主要测试工作量

1、薄片	760片
2、光片	110片
3、岩石化学全分析	220个
4、微量金、银分析	200个
5、岩石重熔试验	7个
6、稀土元素分析	18个
7、硫同位素测定	30个
8、钾氩年令测定	7个
9、单矿物分析	50个
10、包体测温	60个
11、石英热释发光	34个
12、红外吸收光谱	50个
13、光谱多元素分析	120个
14、电镜	20张
15、电子探针	26点

第一章 夹皮沟金矿带的区域地质概况

一、夹皮沟金矿带及其产出的地质部位

夹皮沟金矿带是在找矿工作中逐步形成的一个概念。由于对这些金矿床的成矿地质作用和控矿地质条件的理解不同而赋予不同的内容。一种广义的夹皮沟金矿带的概念是指吉林省内沿华北地台北部边缘的金矿分布地带。它西起石棉沟经夹皮沟东延至古洞河一带。又称作石棉沟—夹皮沟—古洞河金矿带。并认为这个金矿带是与“吉中弧”有关，矿床的分布也受太古界中相应地层的控制。

也有人认为夹皮沟一带的金矿，包括海西地槽区中的二道甸子金矿，在成因上与海西花岗岩的活动有关。因此将二道甸子、海沟等金矿均概括于夹皮沟金矿带之中。这样夹皮沟金矿带就被理解为跨越两个地质构造单元，受晚期北西向构造控制的金矿带。

另一种比较狭义的看法是夹皮沟金矿带大体上是北从大砬子一带经红旗沟、板庙子、援朝沟、老牛沟、小东沟、大线沟、三道岔、四道岔、二道沟、夹皮沟、八家子，还可继续向东南方面有一定的延伸，呈北西向的金矿密集分布的狭长地带。这个金矿带分布于太古代地块的边部。有人认为它是受“北西弧形构造带”的控制。有人则认为它是受“三道沟组下段——含金层”的控制。我们认为这个狭义的夹皮沟金矿带的地质含义比较明确。这些矿床之间的共性也比较明显。加以我们此次研究工作的范围基本限于这个地区。故在本报告中提到的夹皮沟金矿带就是指这一狭义的金矿带(图1-1)。

夹皮沟金矿带位于华北地台的太古界地块的边缘。其分布方向与地台的边界平行。按照张文佑的构造观点，上述狭义的夹皮沟金矿带是位于华北断块区中的胶辽断块的北东边缘。矿带的走向呈北西向，与该地段的华北断块区北缘断裂（或称华北北缘断裂）的局部（古洞河——富尔河断裂）走向平行。矿带中的金矿床主要是含金石英脉矿体。围岩主要为太古界岩石。在矿带中太古界之上，除红旗沟——苇厦子一带有少量残留的下元古界及中生代安山质火山岩盖层外，其余地段的太古界均直接出露于地表。外围则有部分地区为第三纪喷发的张广才岭玄武岩所掩盖。夹皮沟金矿带中的金矿床主要产于太古界之中。



图1-1 夹皮沟金矿带分布的三种不同的圈定

- 1、2、广义的夹皮沟金矿带 3、狭义
的夹皮沟金矿带 4、第三纪玄武岩
5、太古界 6、海西花岗岩

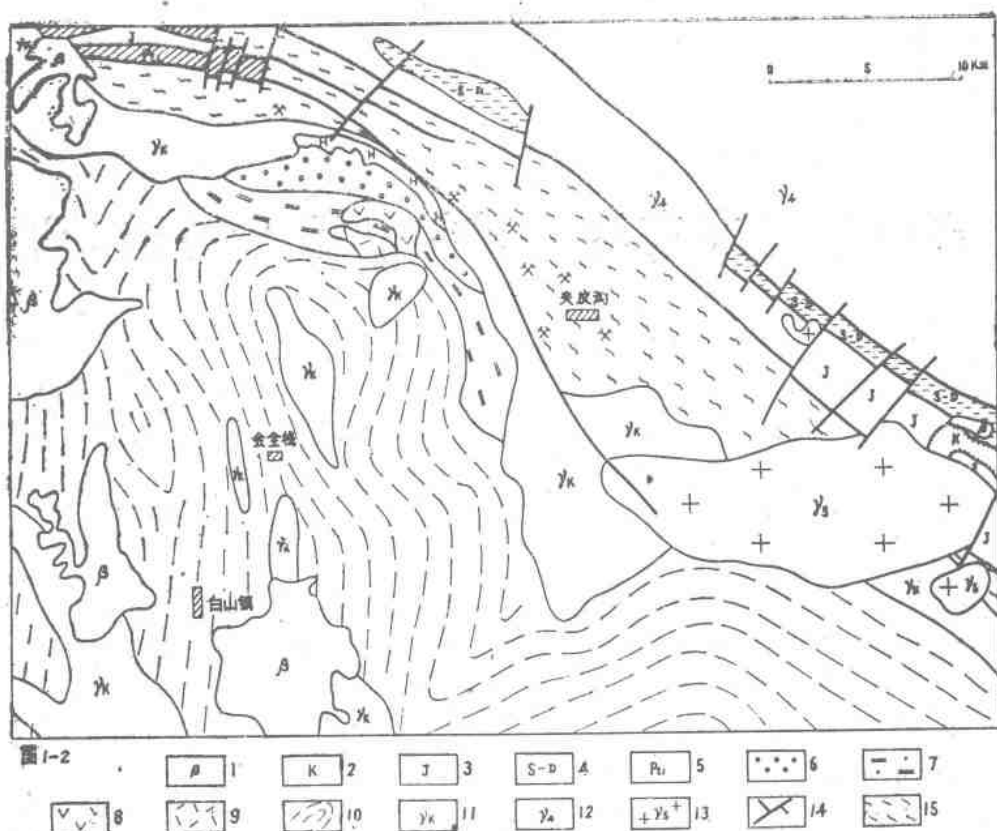


图1-2 夹皮沟金矿带地质图

- 1、第三系玄武岩 2、白垩系 3、侏罗系 4、志留泥盆系 5、下元古界
 6、黑云二辉暗色麻粒岩 7、榴云斜长片麻岩 8、变一基性层状杂岩体
 9、变一花岗闪长岩 10、英云闪长岩—奥长花岗岩 (6—10为太古界)
 11、钾质花岗岩 12、海西期花岗岩 13、燕山期花岗岩 14、断层
 15、边缘活动带

二、区域地层

区域内最老的地层属太古界。而有关太古界地层问题的疑点甚多，与矿床的关系又十分密切，故留待以下章节中详细讨论。

太古界之上有少量下元古界的残留盖层。这些下元古界盖层的出露范围很有限。在我们工作的范围内仅出露于红旗沟~苇厦子一带，且不完整。这套地层在1:20万区测报告中曾将其划归志留~泥盆系的呼兰群。经过近几年604队及我所王义文等同志的研究认为应属下元古界，其主要依据是：

(1) 这套地层从岩性上，层序上与呼兰群尚难确切对比。

(2) 通过进一步工作，604队在红旗沟发现了一条伟晶岩脉沿断层穿插于此套地层层中，其中两个白云母样品的K—Ar年龄值经我所测定为1618，及1652m.y.。在大粒子的云母石英片岩中的白云母样品，测得其K—Ar年龄值为1645m.y.。故这套地层的变质年龄在16亿年以前，应属下元古界。

过去所测定的大粒子的白云母片岩 (K—Ar年龄338m.y.)，变质砂岩 (144m.y.)，

绢云母片岩(96m.y.)的年龄偏低,其原因是受后期地质事件影响的。

通过此次工作,发现这套地层的变质程度比相邻不远位于地槽区边缘的呼兰群(三道沟林场附近)要高。前者的粘土质岩石已变质成为云母片岩,基性火山岩已变质成为斜长角闪岩。而后者的粘土质岩则仅仅变质为板岩。从它们所处的地质部位分析,前者复盖于太古界之上,应为较稳定地区,其变质程度反而高于位于地槽活动带边缘地带的下古生界。这些特点也进一步说明了红旗沟~苇厦子一带的这一套地层与地槽区的呼兰群不同,划归下元古界是合适的。

由于这套地层仅残留了很少一部分,加上断层切割,岩层出露又不完整,且有森林复盖,因而难以建立其完整剖面。就已掌握的资料来看,这套地层主要为白色糖晶状白云质大理岩,一部分为暗色斜长角闪岩并夹部分云母片岩,底部有少量变质砂岩和砾岩。可能相当于老岭群。

在夹皮沟一带没有见到中、上元古界,也缺失了下古生界的地层。中古生界的呼兰群也只是零星出露于海西地槽区边部的冲断层带中。从区测资料得知其下段为中性火山岩、灰岩及砂页岩等组成的类复理石建造;其上段是以火山沉积为主,砂泥质沉积为辅的火山碎屑建造。

在本地区没有见到上古生界的石炭系地层,在邻近地区(挥发河断裂以北,以及东部的明月镇附近)则有所出露。为一套浅海相的碳酸盐及陆源碎屑沉积。

区内二迭系下统的下部仍为一套浅海相的类复理石建造。上部则为火山~沉积建造。上二迭统则为一套陆相碎屑沉积。

可见与夹皮沟金矿带相毗邻的海西褶皱带中,在中古生代基本上是处于优地槽发展阶段,直到晚古生代后期方转化为冒地槽发展阶段。

在海西地槽迴返以后,区域内的地层由陆相碎屑沉积和火山岩层构成。区域内没有见到三迭系。而侏罗系、白垩系及第三系均局限于区内断裂构造带中。

侏罗系见于北部的挥发河断裂带及东南部的五间房~金银别~白水滩断裂带。其底部为陆相火山岩,上部为陆相碎屑沉积。下侏罗世的火山活动受上述断裂构造的控制。如在红旗沟一带就曾发现下侏罗统的火山岩沿“北西弧形构造带”分布,并有相应的次火山岩侵入其中(图1-3)。

白垩系的红层则仅见于红石砬子及白水滩一带。出露范围很小。第三纪的油页岩产于挥发河断裂带中。至于第三纪至第四纪喷发的张广才岭玄武岩在区内零星分布。并构成明显的方山地形。

三、火成活动

由于夹皮沟金矿带位于华北地台的边缘。其东北为海西褶皱带,因此区内的火成活动基本可以划分为两大套:一套是太古宙——元古宙的火成活动。这些火成岩多已变质,成为太古界地块中的主要组成部分。有关这些火成活动问题留待以下章节中讨论。另一套是显生宙的火成活动。有关的火山岩已在地层中提及。侵入活动主要有两期:海西期及燕山期。海西期的侵入活动主要是分布于海西褶皱带中的大片花岗岩。在1:20万区测中将其划分为木箕河岩体(分布于夹皮沟金矿带以北)、黄泥岭岩体和黄匣沟大顶子岩体(分布于夹皮沟金矿带以东)。这三个岩体都是广义的“吉林花岗岩”的组成部分。

由于夹皮沟金矿带位于地台的边缘，太古宙地块与显生宙地块为断裂接触，显生宙的花岗岩侵入活动也被波及到夹皮沟金矿带中。它们多呈现为受断裂构造控制的小侵入体。

和整个华北断块一样，中生代以后由平稳发展阶段或地台成熟期进入到激发阶段或地台活化期。在这个时期沿华北北缘断裂有燕山期的花岗岩体侵入。在新生代则有大量碱性玄武岩喷发。

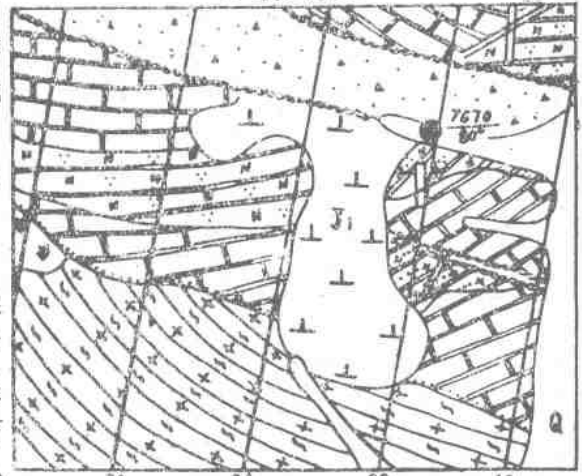
现将区域内的海西花岗岩岩基及燕山期的岩株分述如下：

(一) 海西期的花岗岩岩基

在区域内的海西期花岗岩岩基由上述三个岩体所组成（参阅图1-2）。它们的岩性近似。在区测报告中没有阐明它们是否为不同时期侵入作用的产物。就其岩石类型看，比较简单而且相似。可划分为中心相（粗粒似斑状花岗岩）和边缘相（片麻状细粒~中粗粒黑云斜长花岗岩，黑云斜长花岗岩及花岗闪长岩）。若按72年国际火成岩分会所建议的方案黄泥岭岩体的岩石类型主要为花岗闪长岩，其次为花岗岩（图1-4）。当岩石中微斜长石增多时，交代作用发育，经常可以见到蠕英结构、净边结构、蚕蚀结构。在中心相出现的似斑状结构的微斜长石大斑晶，其中常包有交代残留的斜长石（照片1-1）。微斜长石的含量在边缘相和中心相岩石中有较明显的区别。中心相微斜长石含量高，石英也相应增加。在边缘相中微斜长石减少甚至消失。中心相微斜长石最高含量可达35—40%。斜长石在中心相约占25—30%，在边缘相中可增至50—55%。此种斜长石常具环带构造（照片1-2），环带的数量较少，环带间的界线不清晰，多呈鼓形消光。斜长石的牌号大致变动于28—30之间。此种自形~半自形的短柱状具环带的斜长石似乎可以作为这个花岗岩岩基的另一个特征。在岩体的边部靠近太古界地块处，岩石的片麻理构造愈来愈明显，有时从外貌上不易与太古界中的黑云斜长片麻岩区分。特别是岩体边部的碎裂岩带，外貌呈现为眼球状片麻岩，然而从长石晶体的这种环带构造可确定它是花岗岩受挤压形成的，从而可与太古界中的片麻岩相区别。岩石中的暗色矿物以

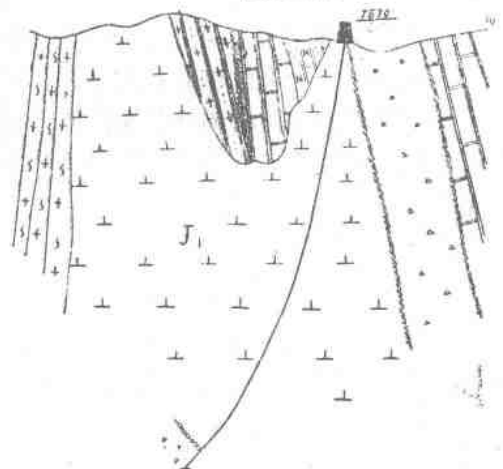
红旗沟区825矿点38线附近地质图

比例尺 1:4000



红旗沟区825矿点38线地质剖面图

比例尺 1:4000



- | | |
|---------|-------------|
| 大理岩 | 碎裂带即北西褶皱构造带 |
| 绢云母石英片岩 | 完成钻孔及编号 |
| 变质砂岩 | 第四系沉积层 |
| 安山岩 | 风成前正断层 |
| 混合片麻岩 | |

图1-3 示下侏罗纪安山岩沿北西褶皱构造带侵入且被这一断裂带的后期活动所切割。

黑云母为主，有时可以见到角闪石。暗色矿物的含量一般在10%以下，在个别薄片甚至缺失。在边缘相中则可达10%以上。岩石中的付矿物除磁铁矿、磷灰石较常见外，有时尚可见到少量的榍石及锆英石。有时也可见到交代成因的绿帘石、绢云母、绿泥石等次生矿物。

岩体中的局部地段微斜长石化较强。在1:20万的区测图中圈出了两条钾长石化带（参阅图1—2），发育于岩体中的两条断裂带附近。钾长石化作用还波及到残留于岩体中的呼兰群地层中。其发育程度也往往与岩石的破碎程度有关。



图1-4 类长花岗岩类岩石分类图
(按1972年国际地质联合会方案)



照片1-1 微斜长石交代斜长石呈
残留弧岛状结构 (Ⅲ-33号薄片)



照片1-2 斜长石中的环带构造
(Ⅲ-34号薄片)

岩石的主要化学组成列于表1-1，这些样品均采自“黄泥岭岩体”（其中10个样品资料取自1:20万区测报告）。其平均值、方差、以及变化系数列于表1—2。岩体中 SiO_2 及 Al_2O_3 的波动甚小， Na_2O 亦较稳定（变化系数为12.04%），其次为 K_2O 、 CaO 。铁镁含量以及 TiO_2 、 P_2O_5 均有较大的波动。

按岩石中Na、K、Ca的原子重量比值落于R. D. Raju 和 J. S. R. K. Rao 提出的Ca—Na—K图中(图1-5)，岩石的成分点比较集中地落于岩浆花岗岩区。若按 $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$ 的重量百分比落于Larsen (1948)的图解中，可以看出“黄泥岭岩体”的成分点基本上沿Larsen所作下加里福尼亚岩基的演

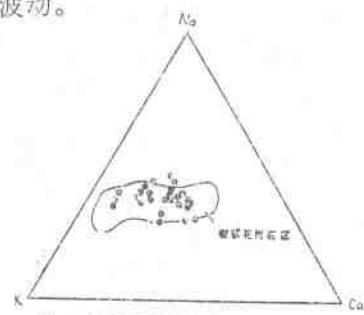


图1-5 类长花岗岩类岩石Na—K—Ca图

化线分布，并集中于花岗闪长岩的演化线段附近。

若按李特曼 (Rittmann 1957) 所提出的岩系指数 σ 、 ρ 及 P ，“黄泥岭”岩体的样品按指数 σ 衡量除了 HPXX Ⅱ—18 及 HPXV—14 号样品为钙性外其余均为钙碱性岩系（见表 1-1）；若按 ρ 指数衡量仅 HPXV—14 号样品为钙性其余均属钙碱性。而 P 指数显示出 HPXX Ⅱ—2、—5、—8、—9、—10、—11、色—1 为碱钙性岩系，HPXV—14 为钙性其余为钙碱性。在李特曼指数中由于在 ρ 值计算中用全部的 CaO 作计算，而 P 和 σ 值计算时只计算进入钙长石分子的 CaO 。因此这三个岩系指数间有一定的矛盾。

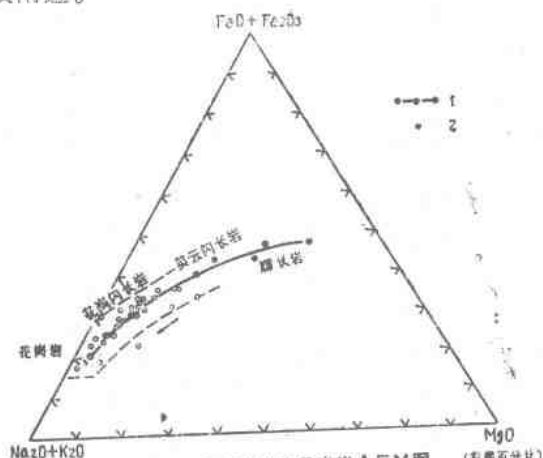


图 1-6 夹皮沟以东花岗岩 AFM 图 (重量百分比)

- 1 为下加里福尼亚岩基 (据 Larsen 1948)
- 2 为夹皮沟以东的“黄泥岭岩体”

若按李特曼建议的方法作 $\text{Alk} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ 的相关图，则上述岩石样品点均落于 F (钙碱性岩系的演化线) 和 L (钙性岩系的演化线) 之间 (见图 1-7)。

若按上述样品的平均值计算 σ 、 ρ 及 P 指数则均属钙碱性岩系 (见表 1-2)

从上述样品的分析结果 (表 1-1) 可以看出，岩石的主要化学组分中 SiO_2 及 Al_2O_3 的含量相对稳定，其变化系数分别为 4.28 和 4.86 (见表 1-2)。其次为 Na_2O 、 K_2O 。其余组分变化均较大。 SiO_2 与 TiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 MgO 、 CaO 、均呈较明显的负相关， SiO_2 与 Na_2O 间则无相关关系，其 $\gamma = 0.095$ 。 SiO_2 与 K_2O 则呈正相关 $\gamma = 0.608$ 。这一点与野外观察相符，当岩石中暗色矿物减少时，石英和钾长石的含量增加。

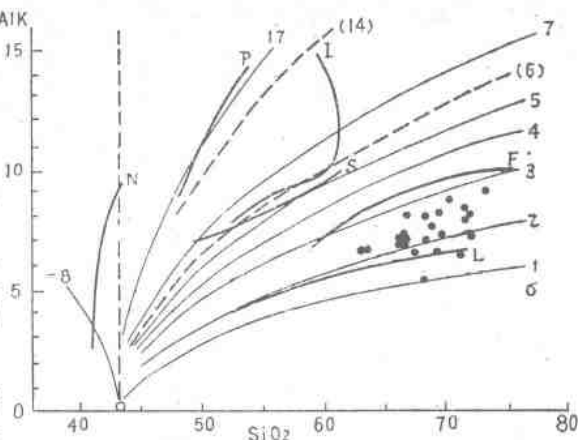
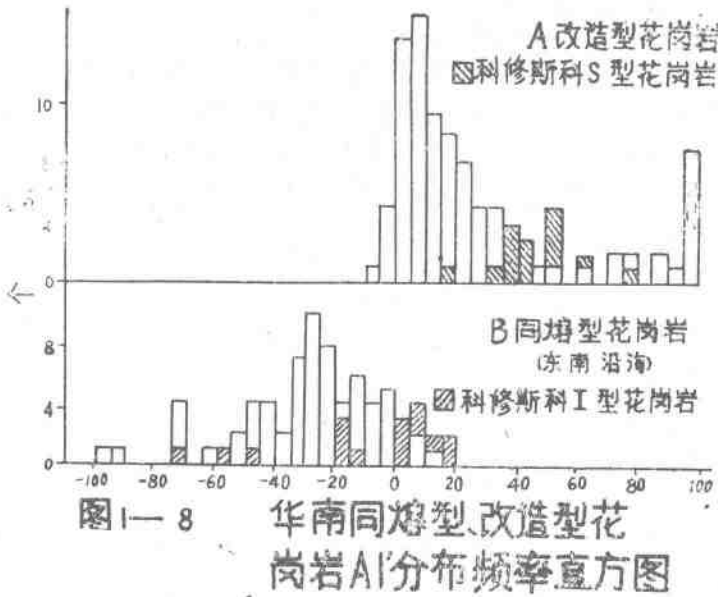


图 1-7 李特曼指数 σ

徐克勤等对我国华南地区花岗岩的研究认为该地区存在着三个成因系列的花岗岩：(1) 陆壳改造型；(2) 过渡型地壳同熔型；(3) 幔源型。除有关地质产状特征外，在岩石化学组成方面总结了若干特征，现将夹皮沟地区的黄泥岭花岗岩的部分特征与之对比如下：

黄泥岭岩体的 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值波动于 0.733 至 1.697 之间，平均值为 1.1324。明显地低于华南幔源型 (其 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值最高为 2.17—2.24)。黄泥岭岩体的 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ 比值波动于 1.238 至 1.664 之间，岩石的平均值的比值为 1.456。

AI' 值 ($AI' = AI - Na - K - 2Ca$ 原子) 波动于 -0.048 至 $+0.052$ 之间的狭小范围, 即位于 0 附近。按徐克勤等的意见华南地区的同熔型与改造型花岗岩的 AI' 值分界线大致在 0 附近。改造型花岗岩的频数最高者则位于 0 附近 (见图 1-8)。从图 1-8 中可以看出, 改造型花岗岩大致与澳大利亚科修斯科 S 型花岗岩相当, 同熔型与其 I 型花岗岩相当。按岩石中 K_2O-SiO_2 重量百分比的相关关系, 其回归方程为 $K_2O = -7.747 + 0.165SiO_2$ (见图 1-9), 既不同于澳大利亚科修斯科的 I 型花岗岩, 也与华南同熔型花岗岩有别。即黄泥岭花岗岩的 K_2O 随 SiO_2 增长的速度高于华南的同熔型花岗岩和科修斯科的 I 型花岗岩, 而其相应的岩石点则位于两者之间。从岩石的 $(AI-Na-K) \sim Ca \sim (Fe^{++} + Mg^{++})$ 的图解看, 则夹皮沟地区的黄泥岭花岗岩均分布于华南改造型花岗岩区中 (图 1-10)。



岩石中 Cr 的含量在 $10 \sim 60$ ppm 之间, Ni 在 $10 \sim 40$ ppm 之间。与华南花岗岩对比, 显著地低于其幔源型 ($Cr = 304$ ppm; $Ni = 68$ ppm), 略低于其同熔型 ($Cr = 290$ ppm; $Ni = 15$ ppm), 略高于其改造型 ($Cr = 2$ ppm; $Ni = 1$ ppm)。

对采自岩体边缘相的 III-33A 及色—1 号样品用火花源质谱仪测定了全岩稀土组成。其方法如下: 称取 3 克样品于 50 毫升镍坩锅中, 加入内标 Lu (使相对样品的浓度为 20 ppm)。碱熔后, 用三乙醇胺溶液浸取过滤, 5% 硫酸分离除钡后, 于 $pH \sim 2.5$ 的硝酸介质中用草酸沉淀稀土。灼烧稀土沉淀, 灼烧后装入 T 型电极于离子源内进行打

