

doi:10.6053/j.issn.1001-1412.2022.01.009

东昆仑东段清水泉中酸性侵入岩地球化学特征及成因讨论

梁东,赵德怀,华北,王锋,吴浩,梁孝伟

(中国冶金地质总局新疆地质勘查院,乌鲁木齐 830000)

摘要: 清水泉侵入体位于青海省沟里地区的北部,处于东昆仑造山带的东段,为东昆仑岩浆岩带的组成部分。该侵入体主要为花岗闪长岩和斜长花岗岩,次为闪长岩。不同岩性之间具有清楚的接触界线,花岗闪长岩和斜长花岗岩中含有暗色闪长质包体。岩石化学特征显示,侵入体为富钙中钾的钙碱性系列岩石,是岩浆成因的 I 型花岗岩,形成于与岛弧、大陆弧有关的大陆碰撞环境,推测源于深部基性岩类的部分熔融。稀土元素地球化学特征表明侵入体中各种岩石均为同源岩浆产物,微量元素特征则显示构成侵入体的岩浆与大陆地壳具有较大的亲缘性。研究表明,清水泉侵入体形成于晚古生代—早中生代阿尼玛卿洋壳向北部大陆俯冲碰撞过程中,是由深部基性岩类部分熔融而成的中酸性岩浆侵入体。

关键词: 清水泉侵入体;中酸性岩浆岩;地球化学;岩石成因;东昆仑构造带;青海省

中图分类号: P584;P588.1 **文献标识码:** A

0 引言

青海沟里地区位于东昆仑东段,柴达木板块、华南板块以及西秦岭在此交汇,经历了多期造山运动,构造演化漫长,地质物质组成复杂^{[1]①}。清水泉地区亦是东昆仑成矿带中重要的金多金属成矿带,先后发现了果洛龙洼、阿斯哈、按纳格、坑得弄舍、德龙等大-中型金矿 10 余处^{[2]②}。区内成矿与岩浆岩的关系十分密切,研究中酸性侵入岩的地质特征、地球化学特征、岩石成因、构造环境和演化,能够为区域地质矿产勘查提供丰富的基础理论信息。前人对东昆仑地区中酸性侵入岩岩石成因及构造环境开展了深入研究,但对其构造环境等方面存在着较大的分歧,比如关于龙洼卡鲁火山岩形成的构造环境,尚存在不同的观点^[3-6]。本文选择龙洼卡鲁火山岩以西的清水泉中酸性侵入岩为研究对象,探讨中酸性侵入

岩的地质特征、岩石地球化学特征、构造环境及成因,为东昆仑造山带的构造-岩浆演化研究提供参考。

1 区域地质背景

东昆仑造山带地处青藏高原的东北部,是中央造山系西端的一条巨型岩浆岩带^[7]。在漫长的复合造山过程中,东昆仑造山带经历了多期、复杂的板块俯冲与碰撞,形成了众多区域深大断裂,造山带可分为东昆北构造带、东昆南构造带、布青山阿尼玛卿构造混杂带和巴颜喀拉构造带等 4 个构造单元^[8]。青海沟里地区处于东昆南构造带中(图 1)。

东昆南构造带出露地层主要有古元古界白沙河岩组(Pt_1b)和中元古界小庙岩组(Pt_2x),主要岩性有斜长角闪岩、石英岩、黑云斜长片麻岩、石英片岩等。岩浆活动频繁,中酸性侵入岩发育,大面积出露

收稿日期: 2021-08-30; 改回日期: 2022-02-13; 责任编辑: 余和勇

作者简介: 梁东(1986—),男,工程师,从事矿产勘查评价与地勘项目管理工作。通信地址:新疆乌鲁木齐市水清木华 A0 座 12 楼,中国冶金地质总局新疆地质勘查院;邮政编码:830011;E-mail:1505560201@qq.com

通信作者: 赵德怀(1989—),男,工程师,从事矿产勘查评价与地勘项目管理工作。通信地址:新疆乌鲁木齐市水清木华 A0 座 12 楼,中国冶金地质总局新疆地质勘查院;邮政编码:830011;E-mail:1054882626@qq.com

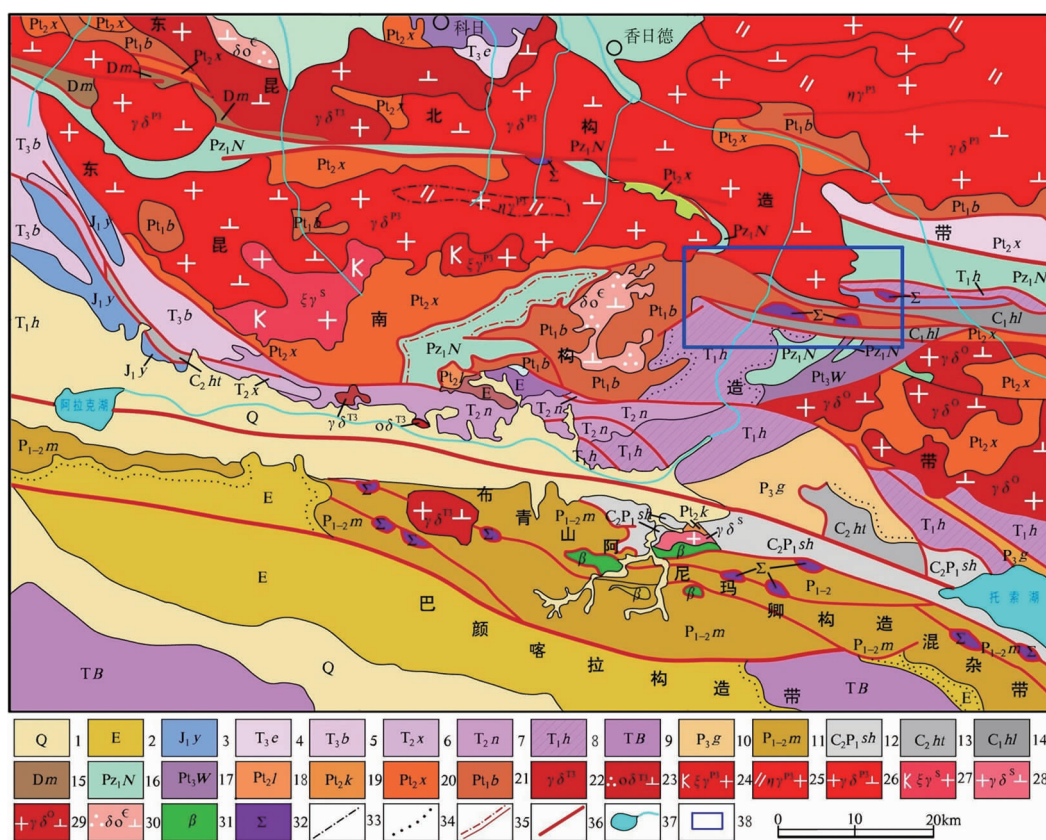


图 1 东昆仑造山带东段地质构造简图

Fig. 1 Geological tectonic outline of eastern segment of the east Kunlun orogenic belt

1. 第四系;2. 古近系;3. 上侏罗统羊曲组;4. 上三叠统鄂拉山组;5. 上三叠统八宝山组;6. 中三叠统希里可特组;
7. 中三叠统闹仓坚沟组;8. 下三叠统洪水川组;9. 三叠系巴颜喀拉山群;10. 上二叠统格曲组;11. 二叠系马尔争组;
12. 石炭系一二叠系树维门科组;13. 上石炭统浩特洛哇组;14. 下石炭统哈拉郭勒组;15. 泥盆系牦牛山组;
16. 下古生界纳赤台岩群;17. 新元古界万宝沟群;18. 中元古界狼牙山组;19. 中元古界苦海岩群;
20. 中元古界小庙岩组;21. 古元古界白沙河岩组;22. 晚三叠世花岗闪长岩;23. 晚三叠世石英闪长岩;
24. 晚二叠世钾长花岗岩;25. 晚二叠世二长花岗岩;26. 晚二叠世花岗闪长岩;27. 志留纪钾长花岗岩;
28. 志留纪花岗闪长岩;29. 奥陶纪花岗闪长岩;30. 寒武纪石英闪长岩;31. 玄武岩岩片;32. 超镁铁质岩;
33. 同源侵入体间界线;34. 角度不整合面;35. 韧性构造界面;36. 脆性断层;37. 水系;38. 研究区

印支期花岗岩类、加里东期的石英闪长岩类,强烈的构造活动导致岩石变形十分强烈。

自元古宙开始,区域经历了多期造山事件的叠加改造,构成极为复杂的构造形态,构造混杂现象多见。前寒武系普遍存在不同程度的变质与变形,表现出成层无序的组合特点;部分上古生界亦产生强烈的构造混杂和浅变质;区域上许多地层单元之间均呈断裂接触关系,前寒武系和古生界往往以岩片、超岩片的形式呈现,宏观上表现出条、块相间的构造格局;部分中生界与下伏地层表现为沉积接触,保留有清楚的不整合界面。一部分上古生界和中生界呈有序或部分有序的特点。区内发育有多期岩浆岩,侵入岩体星罗棋布,从元古代到中生代,伴随大的构造运动,均产生不同强度和类型的岩浆活动,形成规

模不一、类型各异的侵入岩;其中,海西-印支期岩浆活动最为强烈,形成了区域规模最大、数量最多的中酸性侵入体,其次为加里东期,而元古代侵入体普遍遭受了区域变质-变形改造。伴随着大规模的构造-岩浆活动和变质作用,形成一批与之有成因联系的金属矿产,如金、铜(钴)、铁、铬等。

2 清水泉侵入体地质特征

清水泉侵入体分布在清水泉—卡可特尔一带, 总体呈 NWW 向或近 EW 向分布, 岩体展布方向与区域构造带方向一致(图 2)。侵入体由一系列岩体组成, 岩性从中性到酸性, 构成同源岩浆的演化系

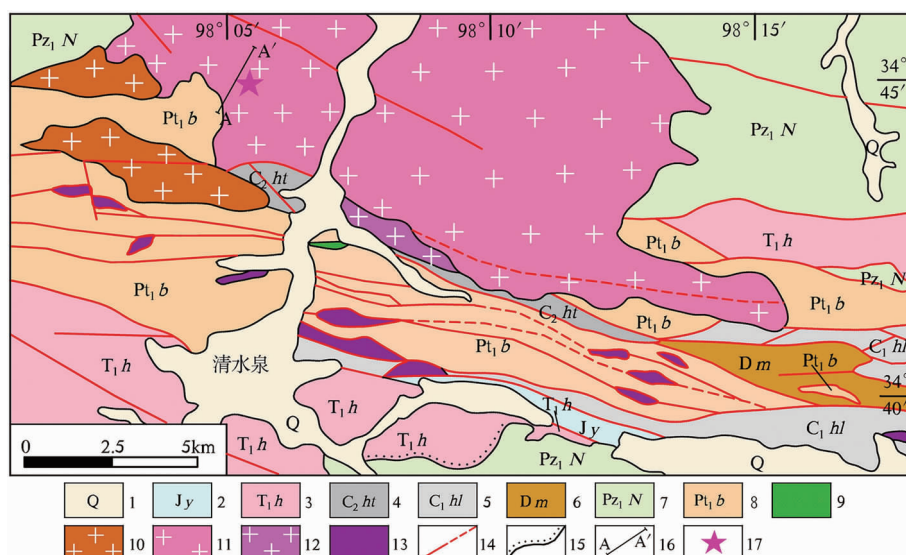


图2 清水泉地区地质简图

Fig. 2 Geological sketch of Qingshuiquan area

1. 第四系; 2. 侏罗系羊曲组; 3. 下三叠统洪水川组; 4. 上石炭统浩特洛哇组; 5. 下石炭统哈拉郭勒组;
6. 泥盆系牦牛山组; 7. 下古生界纳赤台岩群; 8. 古元古界白沙河岩组; 9. 岛弧型中性杂岩;
10. 二叠纪花岗岩; 11. 二叠纪清水泉花岗岩; 12. 前寒武纪花岗岩; 13. 蛇绿岩;
14. 断裂; 15. 角度不整合; 16. 剖面位置; 17. 采样位置

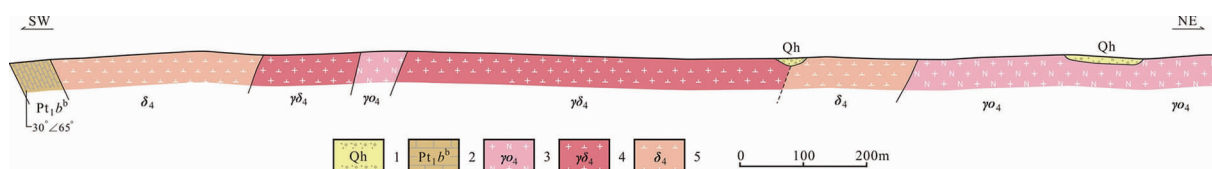


图3 清水泉岩体实测地质剖面(约格鲁—水文站—清水泉)

Fig. 3 The measured geological section of Qingshuiquan intrusive body

(Yoguru-Hydrology Station-Qingshuiquan)

1. 第四系全新统; 2. 古元古界白沙河岩组上亚组; 3. 斜长花岗岩; 4. 花岗闪长岩; 5. 闪长岩

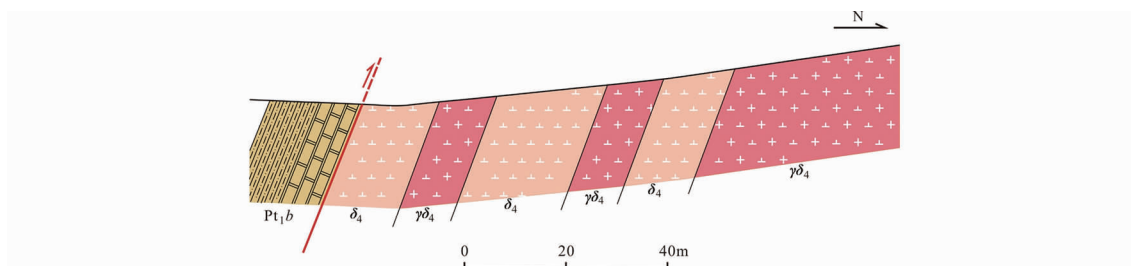


图4 闪长岩与花岗闪长岩穿插关系(侯共尔特南)

Fig. 4 Cutting relationship of diorite and granodiorite (Hojurtenam)

列,侵入体中普遍含有源岩包体或围岩捕虏体。其中,花岗闪长岩体和斜长花岗岩体的规模最大,其次为闪长岩,不同岩性之间接触界线清楚(图3,图4)。

2.1 闪长岩体

闪长岩体分布在花岗闪长岩的边部以及北部斜

长花岗岩中间,岩体呈 NWW 向,与造山带延展方向一致。闪长岩的围岩为古元古代白沙河岩组斜长角闪岩、大理岩,岩体与围岩之间呈侵入接触关系,接触界面向 SW 陡倾,倾角在 70° 以上,围岩发育硅化和矽卡岩化等蚀变。岩体北侧与花岗闪长岩接

触,接触带清楚,向 SW 陡倾,接触部位的变质现象不甚发育,在接触带闪长岩中有花岗闪长岩脉的侵入。闪长岩呈深灰色-灰绿色,中-粗粒结构,块状构造;主要矿物为斜长石(55%~60%),角闪石(20%~35%),黑云母(5%)和石英(<5%);岩石中部分角闪石具有绿泥石化。

2.2 花岗闪长岩体

花岗闪长岩体位于清水泉以北的托索河两岸,岩体呈 NWW 向展布。围岩为古元古代白山河岩组和中元古代小庙岩群中-深变质岩,花岗闪长岩与围岩呈侵入接触关系或断裂接触关系,南部边界向 SW 陡倾,倾角 $>70^\circ$;北部边界与斜长花岗岩相接触,接触带清楚,接触界面向 SW 陡倾,接触变质现象不发育。南部外接触带经常可以见到混合岩化现象以及密集分布的脉岩群。岩体边部相带宽度 20~50 m,多为中-细粒结构;中部相带为中-粗粒结构,各相带之间呈渐变过渡关系。岩体中发育一组向 SW 陡倾的区域性节理,岩石被切割成板状。在清水泉—水文站之间,岩体中见有 2 条剪切带,宽度为 10~20 m,剪切带中岩石具片理化。花岗闪长岩为浅灰色,中-粗粒结构、似斑状粗粒结构为主,块状构造;主要矿物为斜长石(30%~40%)、钾长石(10%~20%)、角闪石(10%~20%)、石英(15%~25%)和黑云母(5%~10%),副矿物为磷灰石和锆石。

岩体中普遍含有暗色闪长质包体,但分布不均,时而集中,时而散布,包体含量最多的地段,其数量可达岩体体积的 20%以上。单个包体直径一般为 0.1~1 m,多呈浑圆状或不规则,局部具有定向排列的特征。包体的岩性单一,绝大部分为闪长质成分,主要矿物有斜长石(50%~60%)、角闪石(20%~40%)和黑云母(5%~10%),其中角闪石的含量变化较大,在部分包体的边部角闪石显著富集,含量可 $>50\%$,角闪石也发生过重结晶,形成较大的自形-半自形晶,粒径可达 5~8 mm。

2.3 斜长花岗岩体

斜长花岗岩体主要产在本区北部的托索河两岸—卡可特尔北部。岩体呈 NWW 向或近 EW 向分布。围岩为古元古代白沙河岩组中-深变质岩,斜长花岗岩与围岩呈侵入接触,在卡可特尔附近,岩体南界向 SW 或 S 陡倾,倾角 $>60^\circ$,接触带附近的围岩具有较强的混合岩化;在托索河一带,岩体与花岗闪长岩的接触界面清晰,向 SW 陡倾,未见明显的接触变质现象,北界位于研究区外。岩石呈灰白色,中

-粗粒、似斑状结构,块状构造。主要矿物有斜长石(45%~55%)、钾长石(10%~20%)、石英(20%~25%)和黑云母(5%),另有少量的角闪石。

3 样品采集与实验方法

样品采集工作由长安大学樊双虎副教授及其团队完成,共采集闪长质包体样品 3 件、闪长岩样品 2 件、花岗闪长岩样品 3 件、斜长花岗岩样品 3 件。样品测试由长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室承担完成,测试项目为岩石样品的主量元素、微量元素及稀土元素分析。

(1)主量元素测试采用 X 射线荧光分析方法(XRF 法)。 $\textcircled{1}$ 烧失量的测试与计算:坩锅置于烘箱升温至 150°C 干燥 3 小时,称取坩锅质量分数为 w_1 ,加 1 g 样品计为 w_2 ;在马弗炉内升温至 900°C 3 小时后降温,加盖入干燥器,20 分钟后称重;根据公式 $\text{LOI}=(w_1+w_2-w_3)/w_2$ 计算样品烧失量; $\textcircled{2}$ 玻璃熔融法制样:取样品 0.50 g,以 5 g 无水 $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ 和 0.3 g NH_4NO_3 为氧化剂,倒入铂金坩锅,加适量 LiBr,在约 1200°C 时振荡熔融,制成玻璃薄片,采用 X 射线荧光光谱仪测定。

(2)微量元素和稀土元素分析采用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)测定。称取—200 目的样品 50 mg,置于带盖 PTFE 坩锅内,将 1 ml HF 放在电热板上蒸掉大部 SiO_2 ,加 1 ml HF 和 1 ml HNO_3 ,把 PTFE 坩锅放到带不锈钢外套的封闭装置中,加盖置于电热箱升温至 200°C 加热 48 小时;取出坩锅冷却,加 1 ml HNO_3 在电热板上蒸干,重复 1 次,再加 2 ml HNO_3 、5 ml 蒸馏水和内标溶液,将 PTFE 坩锅放回带不锈钢外套的封闭装置中,加盖置于电热箱中升温至 130°C 约 4 小时,取出冷却,在离心管中稀释到 50 ml 后,用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)测定,测试以国内 GSR5 为标样,分析精度优于 5%。

4 地球化学特征

4.1 主量元素地球化学特征

清水泉侵入体的主量元素组成见表 1。不同样品的 $w(\text{SiO}_2)=50.67\%\sim68.20\%$,除闪长岩的暗色包体外,其它样品均属于中酸性岩浆岩; $w(\text{Al}_2\text{O}_3)=$

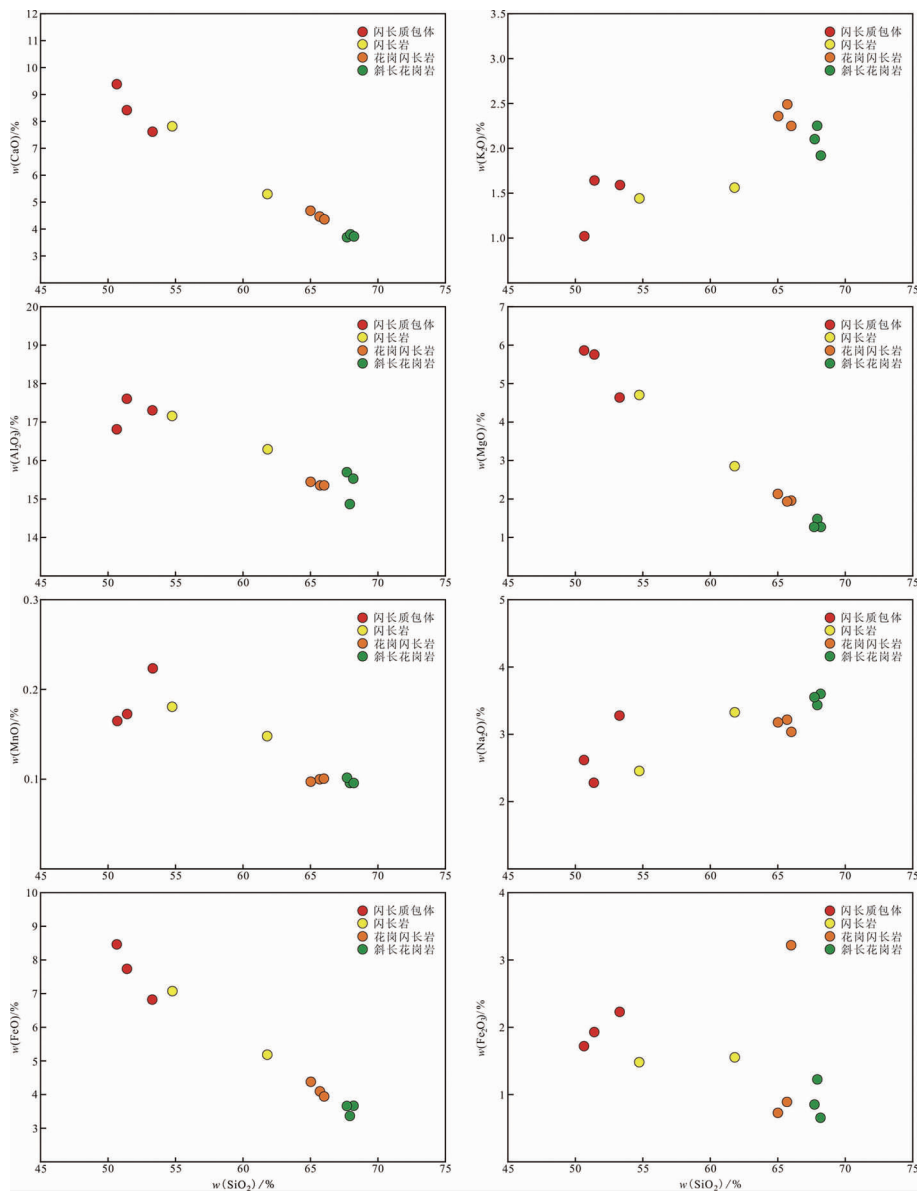


图 6 清水泉岩体的 Harker 图解

Fig. 6 Harker diagram of the Qingshuiquan intrusive body

在火成岩 AFM 图解上(图 7c),几种岩石主要投在钙碱性系列区;在 $w(\text{SiO}_2) - \text{AR}$ 图解中(图 7d),全部投在钙碱性区;在 $\text{Zr} - \text{Ti}/100 - 3\text{Y}$ 三角图解上(图 7e),主要投在钙碱性玄武岩区,有 1 个暗色包体样品投在岛弧拉斑玄武岩区;在里特曼-戈蒂里图解上(图 7f),样品全部投在造山带火山岩区;在 $w(\text{Na}_2\text{O}) - w(\text{K}_2\text{O})$ 判别图上(图 7g),样品全部投入到 I 型花岗岩区;在 K-Na-Ca 解图中(图 7h),样品主要投在岩浆成因岩石区内;在 $w(\text{K}_2\text{O}) - w(\text{SiO}_2)$ 图解上(图 7i),样品主要投在中钾钙碱性系列区中。

从花岗岩类构造环境主要元素判别图解(图 7j)

可以看出,闪长质包体的形成环境可能形成于后造山环境,而花岗闪长岩和斜长花岗岩可能形成于与岛弧、大陆弧有关的大陆碰撞环境。在花岗岩的 A/MF-C/MF 图解中(图 7k),11 个主量元素数据的投图结果均投在基性岩类部分熔融的范围内,据此推测,清水泉中酸性侵入岩是由基性岩类经部分熔融形成的,源岩可能为基性岩类。

4.2 稀土元素地球化学特征

根据清水泉侵入体的岩石稀土元素组成(表 2)可以看出,随着岩石中 SiO_2 含量增高,样品的稀土总量逐渐增加,稀土配分型式曲线均表现为向右倾斜的轻稀土富集型(图 8)。其中,闪长岩和闪长质

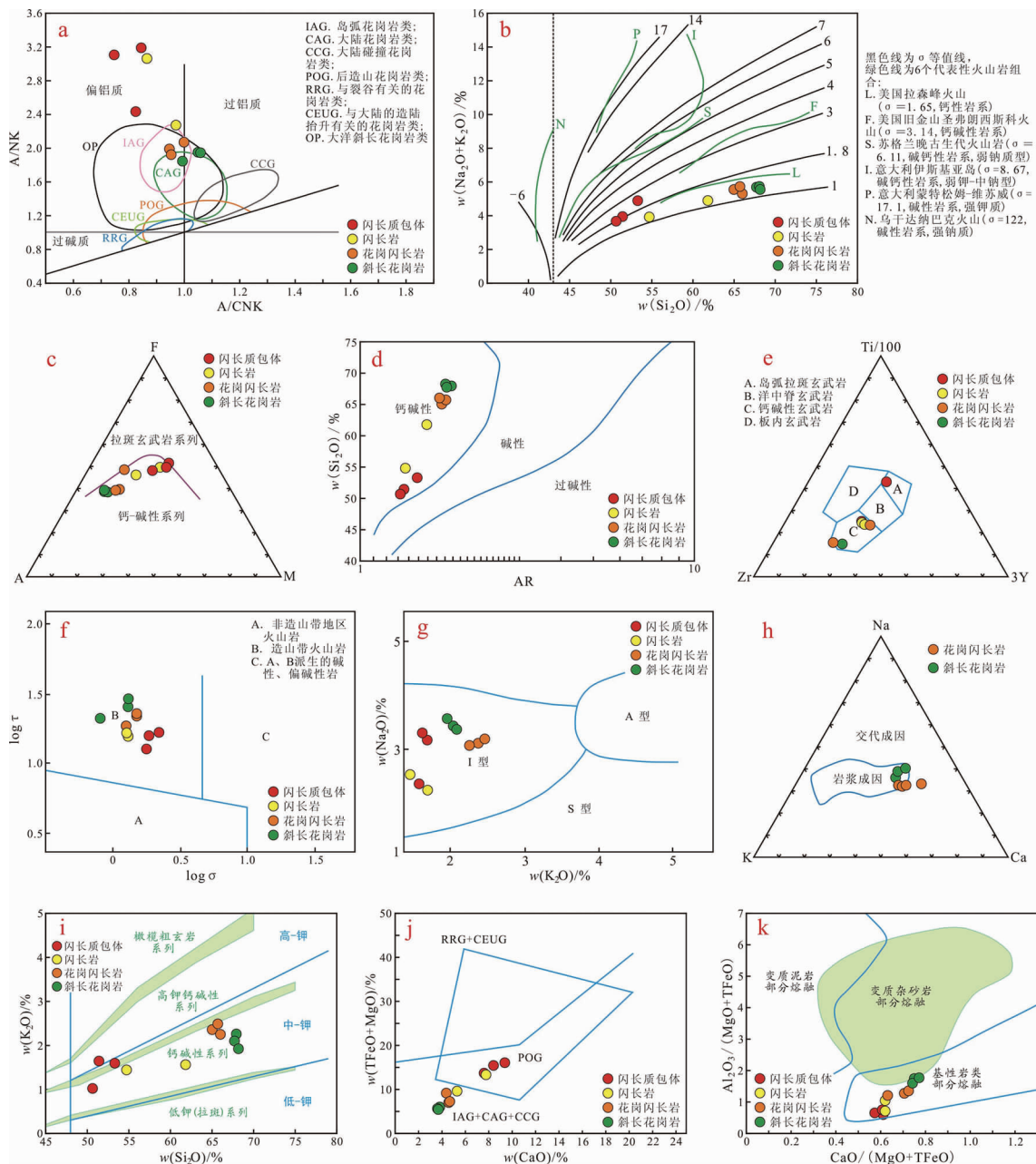


图7 清水泉花岗岩的地球化学判别图解

Fig. 7 Geochemical discrimination diagram of granite of the Qingshuiquan intrusive body

- a. 花岗岩的 A/NK—A/CNK 图解(据 Maniar, 1989); b. 里特曼指数图解(据 A. Rittmann, 1962);
c. 火成岩 AFM 图解(据 Irvine and Baragar, 1971); d. SiO₂—AR 图解(据 J. B. Wright, 1969);
e. Zr—Ti/100—3Y 三角图解(据 J. A. Pearce and J. R. Cann, 1973); f. 里特曼—戈蒂里图解(据里特曼, 1973);
g. Na₂O—K₂O 判别图(据 W. L. Collis 等, 1982); h. K—Na—Ca 图解(据 Raju 等, 1972);
i. Na₂O—K₂O 图解(据 Le Maitre RW, 2002);
j. 花岗岩类构造环境主要元素判别图解(仿 Maniar, 1989; 构造环境类别缩写同图 7a);
k. 花岗岩的 A/MF—C/MF 图解(据 Rainer Altherr, 1999)

暗色包体稀土总量和稀土配分型式非常相似, 稀土总量中等 ($w(\Sigma RER) = 83.49 \times 10^{-6} \sim 125.96 \times 10^{-6}$), 重稀土元素分馏程度较低, $w(Eu)/w(Eu^*) = 0.71 \sim 0.83$ (Eu 具有轻微亏损), 轻重稀土元素分

馏程度中等 ($w(La)_N/w(Lu)_N = 2.26 \sim 5.12$); 花岗闪长岩和斜长花岗岩的稀土总量较高 ($w(\Sigma RER) = 144.36 \times 10^{-6} \sim 155.38 \times 10^{-6}$), $w(Eu)/w(Eu^*) = 0.71 \sim 0.78$ (Eu 具有轻微亏损), 轻重稀土元素分

表 2 清水泉侵入体的岩石稀土元素组成
Table 2 REE composition of the Qingshuiquan intrusive body

序号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
1	16.8	33.6	4.4	21.3	4.49	1.23	4.61	0.83	5.46	1.06	3.22	0.49	3.07	0.4	25.0
2	12.3	20.4	2.60	11.7	2.95	0.87	3.59	0.62	4.22	0.92	2.49	0.38	2.30	0.32	16.9
3	15.4	28.2	3.55	16.6	3.67	1.05	4.61	0.79	4.98	1.05	3.03	0.46	2.70	0.38	23.5
4	15.7	28.2	3.46	14.9	3.55	0.96	3.62	0.66	4.12	0.84	2.54	0.36	2.36	0.32	19.8
5	9.08	17.8	2.60	13.1	3.54	0.89	4.23	0.78	5.15	1.07	3.16	0.48	2.94	0.41	23.9
6	34.1	51.2	4.66	19.3	3.77	0.84	3.35	0.49	3.54	0.72	2.06	0.36	2.13	0.28	17.2
7	37.2	60.0	5.90	23.2	4.04	0.94	3.12	0.42	2.89	0.52	1.68	0.27	1.74	0.26	13.2

注:1—3 号为闪长质暗色包体,4—5 号为闪长岩,6 号为花岗闪长岩,7 号为斜长花岗岩。量的单位: $w_B/10^{-6}$ 。

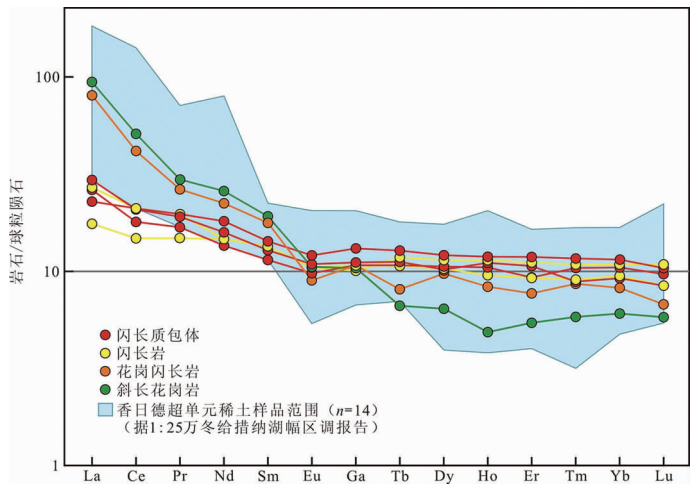


图 8 清水泉单元岩石稀土配分型式
Fig. 8 REE pattern of rocks of Qingshuiquan unit

的程度较高($w(\text{La})_N/w(\text{Lu})_N=12.46\sim14.56$)。

侵入体中的闪长岩、花岗闪长岩、花岗岩和暗色包体中稀土元素总量中等,比幔源岩浆分异形成的相关岩石要高,属于轻稀土富集型,轻重稀土分馏程度中等, $w(\text{LREE})/w(\text{HREE})$ 比值较低。重稀土分馏程度低,曲线比较平坦。从斜长花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩到闪长质包体,稀土总量总体表现为降低的趋势。Eu 异常较弱或无 Eu 异常。相比而言,闪长质暗色包体的 Eu 异常相对比较明显,花岗闪长岩的 Eu 异常不明显。从稀土地球化学特征分析,组成清水泉侵入岩的几种岩石属于同源岩浆产物。

4.3 微量元素地球化学特征

清水泉侵入岩的岩石微量元素组成(表 3)表明,微量元素以富含 Ba 和亏损 P、Cr、Ni 为特征,特别是 Cr 亏损程度较高。除此之外,其它微量元素配分型式以围绕比值为 1 的直线呈近于平坦型曲线(图 9a),表明岩石中大部分微量元素与大陆地壳平均值接近。在用大洋地壳岩石平均值标准化的蛛网

图上(图 9b),微量元素配分型式表现为向右倾斜的曲线,其中 K、Sr、Ba、Ce 元素明显富集,特别是 Ba 高出大洋地壳 7~35 倍,Ti、Y、Yb、Cr、Co、Ni 亏损,其中 Cr 的亏损程度较高,可能与源区成分有关,暗示构成清水泉侵入体的岩浆与大陆地壳有较大的亲缘性。

5 成因讨论

根据邻区被下三叠统不整合覆盖的花岗岩体 Rb-Sr 年龄为 $267\text{ Ma}\pm17\text{ Ma}$ 推测,与之同期的清水泉中酸性侵入岩的形成时代为二叠纪^[9]。

清水泉侵入体是研究区中的主要岩体,岩石地球化学特征表现为偏铝、中钾、高钙的钙碱性系列岩石。花岗闪长岩和斜长花岗岩则形成于与岛弧、大陆弧有关的大陆碰撞环境,而闪长质包体可能形成于后造山环境,揭示出二者形成环境有所不同;花岗闪长岩和斜长花岗岩中闪长质包体属于早期侵入的

表 3 清水泉侵入体的岩石微量元素组成

Table 3 Trace element composition of Qingshuiquan intrusive body

序号	岩石名称	Cu	Pb	Zn	Cr	Ni	Co	Sr	Ba	Zr	Au	Ag
1	闪长质包体	30.1	33.8	114	16.9	10.2	21.1	302	528	115	0.033	0.023
2	闪长质包体	29.4	<1	85.9	<1	19.4	29.6	302	422	53.7	0.0	0.02
3	闪长质包体	30.9	<1	95.9	<1	13.0	19.4	273	547	97.5	0.0	0.01
4	闪长岩	13.3	19.5	104	30.0	16.0	21.3	283	425	91.5	0.028	0.012
5	闪长岩	49.0	67.6	116	90.6	16.7	27.6	292	208	62.3	0.023	0.29
6	花岗闪长岩	21.0	23.4	81.6	11.8	13.2	15.8	299	761	137	0.023	0.10
7	斜长花岗岩	9.70	1.70	77.5	<1	9.70	16.8	333	878	102	0.0	0.01

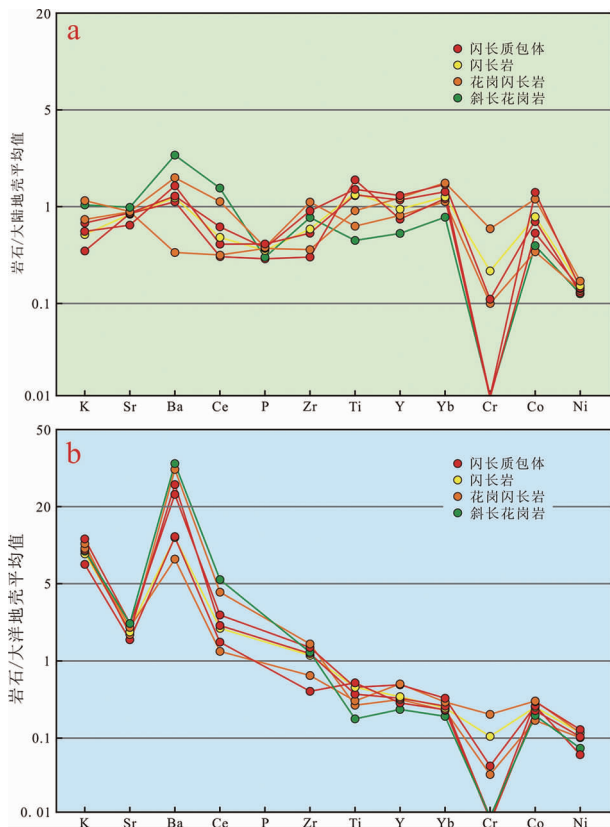
量的单位: $w_B/10^{-6}$ 。

图 9 清水泉岩浆岩微量元素蛛网图

Fig. 9 Trace element spider diagram of Qingshuiquan magmatic rocks

大陆地壳平均值, 据 GERM, 1998;

大洋地壳平均值, 据 Taylor and McLennan, 1985

中基性岩,包体与寄主岩为同源岩浆演化产物;推测侵入体是由基性岩类源岩经过部分熔融后形成的;从侵入体地质特征、岩石化学特征、稀土元素和微量元素地球化学特征分析,结合花岗岩具较低的铈同位素初始比值(0.708)判断,清水泉侵入体属于I型花岗岩类。

东昆仑地区在晚古生代—早中生代经历了洋壳俯冲、陆壳碰撞造山的构造演化^[10-20],南部的阿尼玛卿洋壳向北部大陆俯冲碰撞,在香日德—清水泉

一带的岛弧带经过碰撞造山作用,导致深部的基性岩类部分熔融,形成的大规模中-酸性岩浆上侵就位,形成了清水泉侵入岩体。

6 结论

(1)清水泉侵入体的中酸性岩浆岩具有中钾高钙特征,属偏铝质钙碱性系列岩石。

(2)清水泉侵入体的岩石富集轻稀土元素(LREE)和Ba、K、Sr、Ce等元素,Eu负异常较弱,Cr亏损程度较高,属于I型花岗岩,岩浆可能来源于陆壳,形成的不同岩性岩石具有同源性特点。

(3)清水泉侵入岩是由于晚古生代—早中生代阿尼玛卿洋壳向北部大陆俯冲碰撞,深部的基性岩类部分熔融形成大规模的中-酸性岩浆侵入形成。

注释:

- ① 樊双虎. 魏日幅 I47E002009、圆以幅 I47E002010、塔妥煤矿幅 I47E003009、沟里乡幅 I47E003010 1/5 万矿产地质、水系沉积物测量综合调查项目成果报告及水系沉积物地球化学测量成果报告[R]. 青海省有色地质矿产勘查局地质矿产勘查院,长安大学地质调查研究院,青海省有色地勘局 8 队,2007.
- ② 杨宝荣. 青海省都兰县沟里地区金矿成矿规律研究与找矿突破[R]. 青海省有色地质矿产勘查局八队,中国地质大学(武汉),2016.

参考文献:

- [1] 于森,丰成友,何书跃,等. 祁漫塔格造山带: 青藏高原北部地壳演化窥探[J]. 地质学报,2017,91(4):703-723.
- [2] 周红智,徐崇文,张松涛,等. 青海都兰沟里金矿整装勘查区 1:100000 地质矿产数据集[J]. 中国地质,2019,46(S1):93-104.
- [3] 姚文光,贾群子,张汉文,等. 青海都冷沟铜钴矿床地质特征及成因[J]. 矿产与地质,2002,21(S1):523-526.
- [4] 徐尚礼,李俊民,任鹏奎,等. 青海省哈尔汗铜-钴矿床地质特征及成因探讨[J]. 矿产与地质,2005,19(2):169-172. [5] 王

- 海. 青海沟里万宝沟岩群岩石地球化学特征及意义[D]. 西安: 长安大学, 2009
- [6] 潘彤, 陈克强, 李月隆. 青海省都兰县督冷沟铜-钴矿的发现与启示[J]. 矿产与地质, 2006, 20(4): 434 - 436
- [7] 莫宜学, 罗照华, 邓晋福, 等. 东昆仑造山带花岗岩及地壳生长[J]. 高校地质学报, 2007, 13(3): 403 - 414
- [8] 胥晓春. 东昆仑东段沟里地区早古生代火山岩地质特征、形成时代及构造环境研究[D]. 西安: 长安大学, 2015.
- [9] 殷鸿福, 张克信, 陈能松, 等. 中华人民共和国区域地质调查报告(1: 250000): 冬给措纳湖幅(147C001002)[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 2003.
- [10] 姜春发, 杨经绥, 冯秉贵, 等. 昆仑开合构造[M]. 北京: 地质出版社, 1992: 58 - 100.
- [11] 姜春发, 王宗起, 李锦轶, 等. 中央造山带开合构造[M]. 北京: 地质出版社, 2000: 1 - 154.
- [12] 曹永清, 邓晋福. 东昆仑—柴达木盆地北缘岩浆活动? 构造演化? 深部过程与成矿[J]. 现代地质, 2000, 14(1): 8 - 9.
- [13] 黄继春, 张克信, 朱艳明, 等. 东昆仑造山带海西-印支期构造古地理演化的古地磁证据[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 1999, 24(2): 155 - 160.
- [14] 殷鸿福, 张克信. 东昆仑造山带的一些特点[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 1997, 22(4): 339 - 342.
- [15] 殷鸿福, 张克信. 中央造山带的演化及其特点[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 1998, 23(5): 437 - 442.
- [16] 钱壮志, 胡正国. 东昆仑中带印支期浅成-超浅成岩浆及其构造环境[J]. 矿物岩石, 2000, 20(2): 14 - 18.
- [17] 郭正府, 邓晋福. 青藏东昆仑晚古生代末—中生代中酸性火成岩与陆内造山过程[J]. 现代地质, 1998, 12(3): 344 - 352.
- [18] 罗照华, 邓晋福. 青海省东昆仑地区晚古生代—早中生代火山活动与区域构造演化[J]. 现代地质, 1999, 13(1): 51 - 56.
- [19] 罗照华, 曹永清. 东昆仑印支晚期幔源岩浆活动[J]. 地质通报, 2002, 21(6): 292 - 297.
- [20] 边千韬, 赵大升. 初论尾祁泰缝合系[J]. 地球学报, 2002, 23(6): 501 - 508.

Geochemical characteristics and Genesis of Qingshuiquan intermediate-acid intrusive body in the east segment of the eastern Kunlun mountains

LIANG Dong, ZHAO Dehuai, HUA Bei, WANG Feng, WU Hao, LIANG Xiaowei

(Xinjiang Institute of Geological Exploration, China Metallurgical Geology Bureau, Urumqi 830000, Xinjiang, China)

Abstract: Qingshuiquan intrusive body is geographically located in the North Gouli area of Qinghai province and geotectonically in the eastern segment of the east Kunlun orogenic belt constituting a part of the east Kunlun Magma belt. It is mainly composed of granodiorite, Plagioclase granite and less diorite with clear boundaries between the different lithologies. Granodiorite and Plagioclase granite enclose dark inclusions of diorite. Petrochemical results show that the intrusive rock belongs to I-type granite, the Ca-rich and K-rich calc-alkaline series formed under continental collision environment related to island arc and continental arc. It is presumed to be derived from partial melting of deep basic rocks. The REE geochemistry is characteristics of cognate material of the different lithologies; the trace element result, it's keen relationship to the continental crust. In summary it is a intermediate-acid intrusive body formed by partial melting of deep basic rocks during subduction of Arnimaqing ocean crust to north in the Late Paleozoic-Early Mesozoic period.

Key Words: Qingshuiquan intrusive body; intermediate-acid magmatic rock; geochemistry; petrogenesis; the east Kunlun tectonic belt; Qinghai province