

第2章 地質調査

2-1 調査目的

調査地域の地質と漂砂鉱床との関係を把握する。

- ① 第2年次調査のプレオブラゼンスキイ複合岩体と同様な調査手法で、カラオトケルスキイ複合岩体の花崗岩質岩類の定量的な岩石分類を行い、イルメナイトの起源岩として有望な岩種とその分布を把握する。
- ② 基盤岩類の帯磁率を測定し、その値と分布を把握して、上記①の参考に供する。

2-2 調査方法

本年次調査地域において Table I-1-1 に示す量の地質準精査を行った。ベースキャンプは第2年次と同様にベロエ(Beloe)村の旧幼稚園建屋内部を補修して使用した。

地質調査は、縮尺 1:25,000 地形図と GPS (MAGELLAN 社製 GPS320) を使用し露頭の位置を確認した。露頭においては岩石の野外名、粒度、組織、色指数、層理、裂隙系などを観察し、野帳に記載して野外ルートマップを作成し、これらの調査結果は縮尺 1:25,000 先第三紀基盤岩地質図 および断面図 (Fig.II-2, PL. II-2-1) にまとめた。

地質調査と同時に露頭における岩石の帯磁率を記録した (Appendix 2-19)。帯磁率の測定は、地質露頭 168 地点の新鮮かつなるべく平滑な岩石露頭面において、携帯帯磁率計 (MicroKAPPA モデル KT-5c) により帯磁率値を 10 回測定した。

地質調査と同時に、Figure.II-2-1 に示す位置で岩石試料のサンプリングを行い、このうち 14 試料について全岩分析と微量成分分析を実施した。また本年次調査と比較するために2年次調査地域のプレオブラゼンスキイ複合岩体で捕捉試料 1 試料(G423)を採取して全岩分析と微量成分分析を実施した。全岩分析結果のうち SiO_2 と $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ から Cox et al.(1979)に従って岩石の命名を行い、さらに CIPW ノルム計算を行って、Streckeisen(1967)に従った岩石の命名も参照した。また全岩分析結果から AFM ダイアグラムなどの各種ダイアグラムを作成し、微量分析結果からは REE パターンなどの各種ダイアグラムを作成して、定量的にカラオトケルスキイ複合岩体の岩石分類を試みた。全岩分析と微量成分分析を実施した 15 試料とサンプリングした石炭紀堆積岩類 4 試料から、室内試験として研磨薄片 19 枚を作成し、顕微鏡観察を実施した。このうち 6 試料について不透明鉱物のモード測定を実施した。不透明鉱物のモード測定はポイントカウンター (James Swift & Son 社製 F モデル) により薄片上の $1/5 \times 1/6\text{mm}$ 方眼交点 4,000 点を計測して得た。研磨薄片 19 枚に認められる不透明鉱物 77 粒のうち 81 点については EDX (日本電子製 JSM-5310) にて半定量分析を実施し、2 試料(G378, I232)については EPMA (日本電子製 JXA-8800R) による面分析を行って、Ti, Fe, Mn, O

の分布と鉱物種の決定をした(Appendix 2-8,Appendix 2-20)。またイルメナイトの鉱物学的組成を調べるために、カラオトケル選鉱パイロット工場跡(Fig.II-1-1)の精鉱貯鉱から採取したイルメナイト精鉱 1 試料(Karaotkel Pit2)については粉末 X 線回折装置 (BRUKER axs 製 MXP18, X 線発生装置 18kW, 管電圧 40kv, 管電流 150mA) による粉末 X 線回折 1 件, 研磨薄片作成 1 試料, EDX 半定量分析 15 件および EPMA (日本電子製 JXA-8800R) による面分析 1 件を実施した。カラオトケル試掘ピット(Fig.II-1-1)から採取した粘土 1 試料(Karaotkel Pit 1)については粘土鉱物を決定するために粉末 X 線回折 1 件を実施した。Fig.II-2-1 に示す位置からサンプリングしたカラオトケルスキイ複合岩体 2 試料とプレオブラゼンスキイ複合岩体 3 試料については, K-Ar 年代測定を実施した。

全岩分析および微量成分分析結果を Appendix 2-5, 2-6 に, CIPW ノルム計算結果と不透明鉱物のモード分析結果を Appendix 2-7 に示す。岩石薄片の顕微鏡観察結果および顕微鏡写真をそれぞれ Appendix 2-2, 2-3, 2-5 に, 不透明鉱物の EDX 半定量分析結果を Appendix 2-20 に示す。また, カラオトケルスキイ複合岩体の花崗岩質岩類中の TiO_2 分布図を Fig.II-2-2 に示す。イルメナイト精鉱の顕微鏡観察結果, 粉末 X 線回折結果, EDX 半定量分析および EPMA 定量分析結果を Appendix 2-3, 2-4, 2-20, 2-8 に示す。

2-3 調査結果

本地域の地質層序は, 先花崗岩質岩類(石炭紀層)とこれに貫入する花崗岩質岩類, これらを不整合に被覆する新生代第三紀アラル層, さらにこれらを不整合に被覆する第四紀層からなる。新第三紀アラル層の基盤である先花崗岩質岩類(石炭紀層)と花崗岩質岩類には広く風化殻が発達する。

2-3-1 先花崗岩質岩類(石炭紀層)

堆積岩類(頁岩, 砂岩, 礫岩), 火山碎屑岩類, 溶岩類(安山岩, ヒン岩)からなる。

①下部石炭系アルカリク(Arkalyk)層($C_1V_{2-3}ar$)

本層は調査地区北部のバラジャルスキイ断層の南側から調査地区中央部にかけて分布し, カラオトケルスキイ複合岩体によって貫入を受けて広くホルンフェルス化している。

コクペティンスカヤ調査地域では本層は礫岩, アークーズ砂岩, 砂岩, シルト岩, 頁岩からなり, 細互層が発達する。プレオブラゼンスキイ複合岩体との接触部では岩石はホルンフェルス化し, 石炭質頁岩は石墨化している。本層は, 頁岩, シルト岩, 砂岩, ヒン岩, 凝灰岩及び石灰岩からなり, 腕足類, 珊瑚等の化石を含み, 全層厚は 1,500-2,000 m であるという。

本層を構成する堆積岩類中には少量のイルメナイト、アナターゼのチタン鉱物を含むことがあり、イルメナイトの含有率はしばしば 2%にも達する。また調査地域北西部には多量の磁鉄鉱を含むシルト岩を原岩とするホルンフェルスがレンズ状に分布している。これらのことから、カラオトケルスキイ複合岩体の貫入以前の石炭紀層には既にある程度のチタン鉱物が存在していたこと、また一部には磁鉄鉱が濃集していた層準が存在していたことが判明した。試料 G-365 はホルンフェルス化変質を被った珪質凝灰岩で、細粒 0.005~0.05mm の石英の基質中に主に粒径 0.05~2mm の石英や斜長石の斑晶を含み、基質中には粒径 0.002~0.225mm のイルメナイト、粒径 0.002~0.02mm の柱状のアナターゼ、針状ないし柱状の自形の紅柱石、極微量の黒雲母、ジルコンが認められる。アナターゼ、黒雲母、紅柱石は接触変質時の次生鉱物である。試料 G-387 は輝石ヒン岩で、粒径 0.01~0.1mm の細粒斜長石、普通輝石、黒雲母、少量の石英からなる基質中に、粒径 0.2~2.5mm の斑晶状斜長石と普通輝石を含む。副成分鉱物として粒径 0.005~0.125mm の細粒イルメナイト約 3%、その他微量の粒径 0.01~0.1mm のスフェン、粒径 0.075~0.1mm のジルコンおよび赤鉄鉱が認められる。試料 G-395 は原岩がシルト岩と考えられるホルンフェルスで、粒径の揃った 0.01~0.03mm の石英と粒径 0.01~0.06mm の黒雲母、粒径 0.006~0.06mm の堇青石からなる。副成分鉱物として約 2%の粒径 0.002~0.05mm の細粒イルメナイトと極微量の電気石が認められる。少量のイルメナイトを含むために帯磁率は 0.41×10^{-3} S.I.U. と僅かに高い値を示す。試料 G-445 は原岩が砂岩と考えられるホルンフェルスで、主に粒径 0.05~0.25mm の石英と 0.05~0.2mm の黒雲母、および少量の粒径 0.05~0.2mm の斜長石からなる。副成分鉱物として約 4%の粒径 0.001~0.08mm の磁鉄鉱と 2~3%の粒径 0.005~0.03mm のイルメナイトが認められる。このホルンフェルスは調査地区北西部の低い丘陵にレンズ状に分布し、磁鉄鉱を多量に含むために帯磁率も $30 \sim 50 \times 10^{-3}$ S.I.U. と際だって高い値を示す。

② 上部石炭系ブコン (Bukon) 層 (C₂ bk₂)

カラオトケル地区の南西部平地の大部分を占め、一部でカラオトケルスキイ複合岩体に貫入され、第三紀アラル層と第四紀層に厚く覆われる。

③ 中部-上部石炭系マイティアブ (Maityub) 層 (C₂₋₃ mt)

カラオトケルスキイ複合岩体の西部に広く分布し、低い丘陵をなす。またコイタス付近から南東に連続し、調査地域の南西にかけて小丘陵をなして広く分布する。ベクチミール東部地域のボーリングでは基盤岩風化殻として出現した。

本層は、全般に濃緑色粗鬆で、凝灰岩、凝灰質砂岩を挟む安山岩質ヒン岩、安山岩まれに玄武岩質ヒン岩、輝緑岩質ヒン岩の火山角礫岩からなる。安山岩質ヒ

ン岩および安山岩はしばしば結晶度の異なる岩片を含む角礫状ないし亜角礫状組織を呈する。このため、本岩は風化面で多孔質スポンジ状の外観を呈する。第2年次調査試料 G031 では、変質した 0.2~0.5mm の自形斜長石、0.2mm 程度の半自形角閃石、径 0.1mm 程度の自形の輝石を斑晶とし、石基は緑泥石、イライトの集合体に変質しているのが認められる。本岩はカラオトケルスキイ複合岩体とプレオブラゼンスキイ複合岩体によって強い接触変成を蒙ってアクチノ閃石を生じホルンフェルス化している。不透明鉱物として磁鉄鉱を 1%以上含むものが多いが、ときに少量のイルメナイトも含まれる。火山碎屑岩類、溶岩類は固結指数が 18 以上、分化指数が 50 以下である。

2-3-2 花崗岩質岩類と岩脈類

古生界中に貫入したカラオトケルスキイ複合岩体の花崗岩質岩類と岩脈類が分布する。

(1) カラオトケルスキイ複合岩体

既存のボーリング資料によれば、本貫入岩体は調査地域の大半を占め、NW—SE に伸長する長方形をなし、幅 10km、長さは 14km 以上の規模をもつが、南東部境界はボーリング資料がないために閉じていない。複合岩体を構成する花崗岩質岩類は、斑糲岩、閃緑岩、閃長岩、花崗岩からなり、面積的には閃長岩が大部分で、このなかに斑糲岩や閃緑岩が斑状に分布し、花崗岩が中心部と北部、西部に径 2~4km の小岩株として貫入している(PL.II-2-1)。Cox et al.(1979)に従った岩石の命名法(Fig.II-2-5)では閃長岩は石英モンゾニ岩に、また Streckeisen(1967)に従った岩石の命名法(Fig.II-2-6)では花崗岩はモンゾ花崗岩に相当するが、ここでは既存のボーリング資料に現れる岩石名と整合性を持たせるために Cox et al.(1979)に従った。大部分は新生代層によって被覆され、北部から西部にかけての丘陵部に石炭紀下部アルカリク層の堆積岩類と接触する閃長岩と花崗岩が小範囲に露出する他、調査地域南東の試掘ピット底に閃長岩(試料 G-450)と調査地域南西の低い丘陵部に極めて僅かに花崗岩(試料 I-232)が露出しているに過ぎず、斑糲岩と閃緑岩は露出していない。

花崗岩は粗粒ないし中粒完晶質で、主要造岩鉱物は 55~60%の粒径 3~6mm のパーサイト組織を有し、しばしばカールスバッド双晶を示すカリ長石、25%程度で粒径 0.5~4mm の石英、20%程度で粒径 1~1.5mm の斜長石(灰曹長石)、0.5%程度で粒径 0.6mm の単斜輝石、0.5%程度で粒径 0.3~1.5mm の角閃石、少量の黒雲母、ジルコン、燐灰石、珪線石を含む。単斜輝石と角閃石はアクチノ閃石と黒雲母に交代され、石英粒中には針状放射状珪線石を生じている。殆どの石英と長石粒は縁部が一部再結晶化し、細粒化と変形を被った跡が認められる。

試料 G370 は角閃石普通輝石花崗岩で、主に粒径 0.05~5mm のカリ長石、石英、斜長石と少量の角閃石、単斜輝石からなり、鏡下ではカリ長石にパーサイト組織が認められる。副成分鉱物として 0.3%の粒径 0.01~0.3mm のイルメナイト、極微量の粒径 0.01~0.17mm のジルコンと粒径 0.15~0.17mm の褐簾石、0.1%の粒径 0.005~0.15mm の磁鉄鉱が認められる。不透明鉱物は計 0.4%含まれる。試料 G416 は斑状角閃石花崗岩で、主に粒径 0.05~5mm のカリ長石、石英、斜長石と微量の角閃石からなり、鏡下ではカリ長石にパーサイト組織が認められる。副成分鉱物として微量の粒径 0.04~0.45mm のイルメナイト、粒径 0.005~0.015mm のジルコンが認められる。試料 G433 は斑状角閃石花崗岩で、主に粒径 0.3~6mm のカリ長石、石英、と微量の角閃石からなり、副成分鉱物として 0.4%の粒径 0.02~0.3mm のイルメナイトと 0.3%の粒径 0.012~0.16mm の磁鉄鉱、イルメナイトや磁鉄鉱と葉片状の離溶組織を示す赤鉄鉱が認められる。不透明鉱物は計 0.7%含まれる。試料 G442 は明瞭な斑状組織を呈する角閃石普通輝石花崗斑岩で、主に粒径 1.5~4mm の斑晶状のカリ長石と、基質部は粒径 0.1~0.6mm の比較的細粒の石英、角閃石、単斜輝石および斜長石からなる。副成分鉱物として基質部に約 1%の粒径 0.01~0.15mm のイルメナイトと極微量の粒径 0.1~0.6mm のジルコンが認められる。試料 G449 は中粒の黒雲母花崗斑岩で、主に粒径 0.05~5mm のカリ長石、石英、斜長石、粒径 0.05~0.8mm の黒雲母からなり、鏡下ではカリ長石にパーサイト組織と絹雲母化、黒雲母にはジルコンによる多色性ハローが認められる。副成分鉱物としては極微量の粒径 0.02~0.04mm のジルコン、粒径 0.03~0.12mm の電気石、微量の粒径 0.04~0.09mm のイルメナイト、粒径 0.05~0.09mm のモナズ石が認められる。試料 I-162 はやや斑状の普通輝石黒雲母花崗岩で、主に 0.2~5mm のカリ長石、石英、少量の斜長石と単斜輝石および黒雲母からなる。副成分鉱物として 1%未満の粒径 0.02~0.2mm のイルメナイト、微量の粒径 0.03~0.06mm のモナズ石、粒径 0.03~0.2mm のジルコンが認められる。変質鉱物として微量の針鉄鉱、絹雲母および柱状ないし針状の緑簾石と緑泥石が認められる。試料 I-173 は中粒の黒雲母角閃石花崗岩で、主に粒径 0.05~5mm のカリ長石、石英と少量の斜長石、単斜輝石、微量の黒雲母と角閃石からなる。副成分鉱物として 0.7%の粒径 0.04~0.4mm のイルメナイト、0.3%粒径 0.02~0.2mm の磁鉄鉱、微量の粒径 0.08~0.4mm のジルコン、粒径 0.03~0.14mm のモナズ石、粒径 0.2mm 程度の赤鉄鉱が認められる。不透明鉱物は計 1%含まれる。変質鉱物として微量の針状緑簾石、緑泥石がカリ長石中に生じている。試料 I-178 は中粒の黒雲母普通輝石花崗岩で、主に粒径 0.02~5mm のカリ長石、石英と少量の単斜輝石、斜長石、微量の角閃石と黒雲母からなる。副成分鉱物として約 0.5%の粒径 0.05~0.35mm のイルメナイト、約 0.3%の粒径 0.035~0.25mm の磁鉄鉱、粒径 0.05~0.1mm の針鉄鉱が認められ、赤鉄鉱が

磁鉄鉱中に葉片状に生じている。試料 I-232 は中粒の黒雲母花崗岩で、0.05～5mm のカリ長石、石英、少量の斜長石と黒雲母からなる。カリ長石にはパーサイト組織が認められ絹雲母を生じている。副成分鉱物としては 0.2%の粒径 0.015～0.15mm のイルメナイト、0.1%の粒径 0.015～0.15mm の擬ルチル、リューコキシン、極微量の磁鉄鉱、粒径 0.06～0.13mm のジルコンが認められる。

閃長岩は粗粒ないし中粒完晶質で、主要造岩鉱物は 55～60%の粒径 1.5～7mm のパーサイト組織を有し、しばしばカールスバッド双晶を示す、やや絹雲母化したカリ長石、25%程度で粒径 1～4mm の斜長石（灰曹長石）、5%程度で粒径 2.5mm の角閃石、10%程度で粒径 0.5～3mm の石英、微量の黒雲母、ジルコン、燐灰石、アクチノ閃石、針鉄鉱などを含む。カリ長石には小さな斜長石を含み、一部は微斜長石に再結晶している。角閃石は長石と填間組織をなし、破砕作用を被っている。石英粒は再結晶化し、カリ長石と連晶をなす。

試料 G-378 は中粒の普通輝石角閃石石英閃長岩で、主に 0.05～5mm のカリ長石、石英、斜長石と単斜輝石、角閃石、黒雲母からなる。カリ長石にはパーサイト組織が認められる。副成分鉱物としては 1%未満の粒径 0.025～0.35mm のイルメナイトと赤鉄鉱、微量の粒径 0.025～0.1mm のジルコンが認められる。試料 G-396 は中粒の角閃石石英閃長岩で、主に粒径 0.4～5mm のカリ長石、石英、斜長石と少量の角閃石からなる。カリ長石にはパーサイト組織が認められる。副成分鉱物としては 0.3%の粒径 0.03～0.2mm のイルメナイトと微量の粒径 0.005～0.08mm のジルコンが認められる。試料 G-450 は中粒の普通輝石石英閃長岩で、主に粒径 0.15～4mm の一部絹雲母化した斜長石、カリ長石、単斜輝石と少量の石英および黒雲母からなる。副成分鉱物として 1.3%の粒径 0.02～0.25mm のイルメナイト、0.2%の磁鉄鉱、粒径 0.01～0.18mm の燐灰石、微量の粒径 0.05～0.18mm のジルコンと針鉄鉱が認められる。不透明鉱物は計 1.5%含まれる。試料 I-190 は中粒の角閃石黒雲母石英閃長岩で、主に粒径 0.05～5mm のカリ長石、斜長石、石英と少量の角閃石および黒雲母からなる。カリ長石にはパーサイト組織が認められる。副成分鉱物として約 0.5%の粒径 0.05～0.4mm のイルメナイト、微量の粒径 0.002～0.2mm の磁鉄鉱、粒径 0.01～0.2mm のジルコン、および磁鉄鉱中の葉片状離溶組織をなす赤鉄鉱と二次生成の針鉄鉱が認められる。試料 I-212 は中粒の黒雲母石英閃長岩で、主に粒径 0.05～5mm のカリ長石、石英、少量の斜長石と微量の黒雲母からなる。カリ長石にはパーサイト組織が認められる。副成分鉱物として約 0.5%の粒径 0.02～0.25mm のイルメナイト、微量の粒径 0.04～0.15mm のルチル、粒径 0.02～0.12mm のジルコン、二次生成の針鉄鉱が認められる。

石原ら(1977)は磁鉄鉱の有無によって磁鉄鉱系花崗岩(Magnetite-series granitoid)とチタン鉄鉱系花崗岩(Ilmenite-series granitoid)とに分け、ある岩体でイルメナイトの観

察数が磁鉄鉱の観察数よりも多い場合を磁鉄鉱系花崗岩体と呼ぶとしているので、カラオトケルスキイ複合岩体はイルメナイト系花崗岩の区分に属するといえる。

(2) 岩脈類

北部の丘陵地域ではアプライトの岩脈がカラオトケルスキイ複合岩体に貫入しているのが認められる。

2-3-3 後花崗岩質岩類

後花崗岩質岩類は、調査地域南東の試掘ピットに小範囲に露出する第三紀アララル層と第四紀層のみしか露頭がないため、その詳細は不明であるが、既存のボーリング資料から記載した。

1) 基盤風化殻(K₂)

風化殻は上部石炭系の堆積岩類、火山岩類上に厚さ 10～40m で発達し、第三紀アララル層および第四紀層に覆われる。花崗岩質岩類の基盤に生成した風化殻は、上部白亜紀末(1 億 4000 万年前)における湿潤温暖気候のもとで化学的風化作用によって形成され、水溶性物質が運び去られ残った現地性堆積物中には、イルメナイトとジルコンが若干濃集する。

2) 第三紀アララル層 (N₁¹⁻²ar)

アララル層は古生界の基盤岩類あるいはその風化核を不整合で覆い、広く第四紀層に被覆されている。既存のボーリング資料によれば、本層はほぼベクチミール地区と同様に、砂質粘土、粘土質粗粒石英-長石砂からなり、まれに礫層を挟む。厚さ 1.5～37m、平均 5.5m である。砂質粘土は主としてカオリンとカリ長石からなり、中量の石英、少量の斜長石を含む。本層は下部にイルメナイト漂砂鉱床を胚胎することがある。

3) 第四紀層 (Q)

第四系は本地域に広く分布し、主にロームと小河川の河床堆積物からなり、玉石、礫、砂、シルト、ローム及び粘土からなる。本層は厚さ 0.2～31.7m、平均 5.7m である。

2-3-4 花崗岩質岩類の定量的岩石学

1) 花崗岩質岩類の主化学成分

調査地区では露頭から採取した 15 個の花崗岩質岩類の全岩分析を実施した (Appendix 2-5)。これらの分析はウスチカメノゴルスクの非鉄金属鉱山冶金化学研究所 (The Eastern Mining and Metallurgical Research Institute for

Non-ferrous Metals)で実施した。合計が 100%に満たない分析値が多いが、これは水分(H₂O±)を分析しなかったためであり、岩石の化学成分の傾向を概観するには充分と考えられるので、そのままの分析値を採用した。

主化学成分の検討から、第2年次の調査で指摘されたように、花崗岩質岩類中の TiO₂ 含有率は花崗岩、閃長岩のようにマグマの結晶分化作用が進んだ岩石で低く、斑糲岩、閃緑岩－モンゾニ岩のような結晶分化作用が進んでいない岩石で高いことが判明した。即ち、カラオトケルスキイ複合岩体の花崗岩質岩類の大部分は TiO₂ 含有率が 0.4%以下で、分化指数(D.I.)は 85 以上、殆どは 90 以上を示し、マグマの結晶分化作用が最も進んだ岩石といえる。Fig.II-2-2 にプレオブラゼンスキイ複合岩体とカラオトケルスキイ複合岩体の花崗岩質岩類中の TiO₂ 分布を示す。カラオトケルスキイ複合岩体はプレオブラゼンスキイ複合岩体に比較して、全体に結晶分化作用が進んでいて TiO₂ 含有率が低いことから、イルメナイト含有率も低く、イルメナイト漂砂鉱床の原岩としては優れていないと判断できる。

Na₂O+K₂O-SiO₂ ダイアグラム(Cox, K.G. et al., 1979)では、調査地区の花崗岩質岩類は花崗岩から閃長岩の領域におち、TiO₂ を 1%以下しか含有しない群に明瞭に区分される(Fig.II-2-5)。

K₂O-CaO-Na₂O ダイアグラム(Fig.II-2-6)では、TiO₂ を 1%以下しか含有しない花崗岩質岩類は CaO に乏しく(<2%)、やや K₂O に富む(>5%)が、第2年次調査のプレオブラゼンスキイ複合岩体にある TiO₂ を 1%以上含有する花崗岩質岩類は CaO に富み、やや K₂O に乏しい。

AFM ダイアグラム(Fig.II-2-7)では、調査地域の花崗岩質岩類はカルク・アルカリ岩の領域におちるが、このうち TiO₂ を 1%以下しか含有しない花崗岩質岩類はアルカリ(Na₂O+K₂O)に富み MgO や Σ FeO に乏しく、第2年次調査のプレオブラゼンスキイ複合岩体にある TiO₂ を 1%以上含有する花崗岩質岩類はアルカリに乏しく、MgO や Σ FeO に富んでいる。

FeO/Fe₂O₃ 比は花崗岩で低く(1 以下)、モンゾニ岩－閃緑岩、ノーライト質斑糲岩で高く(およそ 1 以上)、モンゾニ岩－閃緑岩、斑糲岩が低い酸素分圧で生成したことを示唆している(津末ら,1974, 石原ら,1977)。

分化指数(D.I.: Differentiation Index)はノルム標準鉱物の石英・正長石・斜長石・霞石・カルシライトの占める重量百分率合計で表される値で、マグマ残液の化学成分が結晶分化作用の進行にしたがって SiO₂-NaAlSiO₄-KAlSiO₄ に近づいていくことからマグマの結晶分化作用が進むほど大きな値となり、マグマの分化の程度を示すのに使われる(C.P.Thornton et al., 1960)。分化指数(D.I.)に対する各酸化物成分の関係は Fig.II-2-9 ようである。TiO₂ を 1%以下しか含有しない花崗岩質岩類では D.I.は 80

以上であり、D.I.の増加とともに TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O は減少する傾向が認められるが、 TiO_2 を 1%以上含有する花崗岩質岩類では D.I. は 60 以下で、D.I.の増加によってアルカリ(Na_2O , K_2O)は増加するが、 Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO はむしろ微減の傾向を示し MgO , CaO は顕著に減少する傾向が認められる。 TiO_2 については傾向が一定しない(Fig.II-2-9)。

固結指数(S.I.: Solidification Index)は $100 \times \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ で表される値で、マグマの結晶分化作用が進むほど小さな値となり、マグマの結晶分化作用の程度を示すのに使われる(久野ほか, 1957)。Appendix 2-5 に調査地域の花崗岩質岩類の S.I.を示す。カラオトケル複合岩体のように TiO_2 を 0.4%以下しか含有しない花崗岩質岩類は S.I.が 6 以下で、なおかつ殆どが 3 以下である。第 2 年次調査のプレオブラゼンスキイ複合岩体の一部のように TiO_2 を 1%以上含有する花崗岩質岩類は S.I.が 10 以上である。

De la Roche R1-R2 ダイアグラムは横軸に $R1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$, 縦軸に $R2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$ をプロットし、花崗岩質岩類を起源区分したもので、マントル起源、プレート縁部、カレドニア造山帯、後期造山帯、非造山帯、地殻溶融起源に区分できるという(Richard et al.(1985))。コクペティンスカヤ地域の花崗岩質岩類の De la Roche R1-R2 ダイアグラムは Fig.II-2-18 のとおりで、プレオブラゼンスキイ複合岩体のモンゾニ岩・閃緑岩はプレート衝突部、花崗岩は後期造山期、カラオトケルスキイ複合岩体の閃長岩と花崗岩は後期造山期から非造山期にかけて貫入したものの範囲に区分される。コクペティンスカヤ地域は、カザフスタニ(Kazakhstani)大陸とゴルニールタイ(Gorny Altai)旧大陸との衝突地域に位置している。衝突は、NW 方向に延長 800 km (幅 10-15~70km) にわたって延びるチャルスコ(Charsko)ージムナイスカヤ(Zimunayskaya)断裂帯に沿って、古生代石炭紀のヘルシニアン構造運動の最終期に発生したといわれる。本地域の北東を通過する WNW-ESE 方向のバラジャルスキイ断層は本断裂帯の一部を構成するが、溶融マグマの通路と考えられ、後述する K-Ar 年代測定結果と併せて検討すると、先ず石炭紀上部頃(300Ma)にカザフスタニ大陸とゴルニールタイ旧大陸との衝突部へ貫入したモンゾニ岩質マグマが分化を始め、石炭紀上部から下部二畳紀(295Ma)の後期造山期に閃長岩が貫入し、下部二畳紀(280Ma)の非造山期に花崗岩が分化して、本断裂帯に沿って貫入したと解釈される。

全岩分析値から求めた CIPW ノルム値を Appendix 2-7 に示す。

ノルム曹長石ー正長石ー石英比ダイアグラム(Streckeison,A.L., 1967)による花崗岩質岩石の分類では、閃長岩は石英モンゾニ岩、花崗岩質岩類はモンゾ花崗岩の領域におち、 TiO_2 を 1%以下しか含有しない群に属し、第 2 年次調査のプレオブラゼン

スキイ複合岩体の一部のように TiO_2 を 1%以上含有する群とに明瞭に区分される (Fig.II-2-10)。

2) 花崗岩質岩類の微量成分

花崗岩質岩類の微量成分はカナダ・バンクーバーの ALS ケメックス分析所(ALS Chemex Laboratories)において ICP で実施した。Appendix 2-6 に分析結果を示す。

プレオブラゼンスキイ複合岩体と併せた、 SiO_2 に対する微量成分の値は、Ni, Co のような親鉄元素では SiO_2 の増加にともない減少傾向を示す。逆に Cu, Pb のような親銅元素では、 SiO_2 が増加すると Cu は横這いが微減するのに対して、Pb はわずかに増加する傾向を示す。Ba は TiO_2 を 1%以下しか含有しない花崗岩質岩類が SiO_2 の増加にともない減少するのに対し、 TiO_2 を 1%以上を含有する花崗岩質岩類ではほぼ横這いの傾向を示す。カラオトケルスキイ複合岩体はプレオブラゼンスキイ複合岩体に比べて、Ba にやや乏しく、Ni, Pb にやや富んでいる (Fig.II-2-11)。

カルクアルカリ花崗岩質岩類の分類として、I タイプ (I-types : 火成岩起源) と S タイプ (S-types : 堆積岩起源) 花崗岩が提唱されたが、後に Cs タイプ (Cs-types : 地殻堆積岩起源) と Ci タイプ (Ci-types : 地殻火成岩起源) と M タイプ (M-types : マントル起源) 花崗岩に細分された (Richard et al.(1985))。さらに I タイプ花崗岩は大陸地殻からもたらされた A タイプ (A-types : アルカリまたは非造山帯起源) 花崗岩と海洋地殻の沈み込み部の熔融またはマントルからもたらされた M タイプ花崗岩に細分された (Whalen et al.(1987))。A タイプ花崗岩は高い SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Fe/Mg 比, F, Zr, Nb, Ga, Sn, Y, Eu を除く REE と、低い CaO, Ba, Sr によって特徴付けられ、Ga/Al 比と主成分および Y, Ce, Nb, Zr を比較することで、他の花崗岩タイプと区別でき、鉱物的には鉄雲母 (Annite) もしくはアルカリ角閃石、曹達輝石を含み、長石はアルカリ長石で、斜長石と正長石の共晶組織が普通であるという (Whalen et al.(1987))。コクペティンスカヤ地域の花崗岩質岩類の Ga/Al 比と主成分および Y, Nb のプロットは Fig. II-2-17 に示すとおりで、すべて A タイプ花崗岩の範囲にプロットされる。

SiO_2 と微量成分および Rb-Y-Nb, Rb-Yb-Ta, Y-Nb, Tb-Ta, Rb-(Y+Nb) Rb-(Yb+Ta) のように微量成分どおしをプロットすれば、構造帯中の花崗岩質岩類の貫入位置 (海嶺花崗岩 (ocean ridge granite: ORG), 弧状火山花崗岩 (volcanic arc granite: VAG), プレート内側花崗岩 (within plate granite: WPG), 衝突帯花崗岩 (collision granite: COLG)) が区分できるという (Pearce et al.(1984))。コクペティンスカヤ地域の花崗岩質岩類は、プレオブラゼンスキイ複合岩体がすべて弧状火山花崗岩、カラオトケルスキイ複合岩体が弧状火山花崗岩からプレート内側花崗岩の

範囲にプロットされる(Fig.II-2-19)。

調査地区の花崗岩質岩類中のレアアースをコンドライト(Leedey Chondrite)で規格化したレアアース・パターンは、殆どの花崗岩質岩類が TiO_2 を 0.4%しか含有しておらず、第2年次にプレオブラゼンスキイ複合岩体で得られた TiO_2 を 1%以下しか含有しない花崗岩質岩類と同様に、Eu の負の異常を示す凹型となる(Fig.II-2-12)。Tu et al.(1980)は南中国の花崗岩質岩類のレアアース・パターンについて、古期の花崗岩質片麻岩は Eu の小さな負異常を示し、花崗岩化作用は溶融段階まで進まなかったために結晶分化作用に至らなかったのに対して、燕山期(中生代末期)の花崗岩質岩類では Eu の強い負の異常を示し、再生マグマから結晶分化作用で生成したものであるとしている。Qu et al.(2002)は中国南西部の後造山期花崗岩のレアアースの化学分析を示し、強い負の Eu 異常のレアアースパターンは斜長石の結晶化分離によるマグマ分化作用によるもので、地殻の花崗岩に特有なパターンであると述べている。Ogata et al. (2002)は岩手県宮古花崗岩の花崗岩質メルトを分別結晶させたときのコンドライト規格化レアアース・パターンの変化を計算より求めた結果、分別結晶作用が進むにつれて残液中のレアアース含有量が増加し、軽希土類元素に富み、強い負の Eu 異常のレアアース・パターンに変化していくことを示した。これらのことから、強い負の Eu 異常を示すカラオトケルスキイ複合岩体は、コクペティンスカヤ調査地域では最もマグマ分化の進んだ花崗岩質岩類であって、したがって TiO_2 に最も乏しいということをサポートしている。

Rb はイオン半径が近い K とともに挙動すると推定され、マグマの結晶分化作用の末期にカリ長石や雲母に濃集すると考えられる(Blockley,1978)。Tu et al.(1980)は南中国の花崗岩質岩類について、K/Rb 比が 250 以下の花崗岩質岩類は既存の岩石の再溶融によって生じ、250 以上のものはマグマからの結晶分化作用によって生じたものである。このことから TiO_2 を 1%以上含む花崗岩質岩類(斑糲岩、閃緑岩、モンゾニ岩)も、 TiO_2 を 1%以下しか含まないカラオトケルスキイ複合岩体など(閃長岩、花崗岩)も K/Rb 比は 250 以上であり、どちらもマグマからの結晶分化作用で生じた花崗岩質岩類といえる。しかし、 TiO_2 1%以上を含有する花崗岩質岩類では K_2O の増加とともに Rb も比例して増加するが、 TiO_2 を 1%以下しか含有しない花崗岩質岩類では K_2O の増加に対し Rb は微減の傾向にあり (Fig.II-2-13)、両者は異なった挙動を示すので、明瞭に区別されるといえる。Sr はカリ長石の K の一部を、また斜長石の Ca の一部を置換して、マグマの結晶分化作用の初期段階で取り込まれるから、マグマの残液には次第に少なくなると考えられている(Blockley,1978)。したがって CaO-Sr の関係はマグマの結晶分化作用が進んで CaO が減少すれば、Sr も減少して、比例関係にある(Fig.II-2-14)。マグマの結晶分化作用が進むと Rb が多く

なるのに対し Sr は減少するから、Rb/Sr 比をみると、結晶分化作用の進んだ岩体ほど大きな値をとる。プレオブラゼンスキイ複合岩体の TiO₂ を 1%以上含有する花崗岩質岩類では 0.01 程度であるが、プレオブラゼンスキイ複合岩体の北部やカラオトケルスキイ複合岩体のように、結晶分化作用が進んで TiO₂ を 1%以下しか含有しないような花崗岩質岩類では 1 程度であって、これらは Rb/Sr 比でも明瞭に区別される (Fig.II-2-15)。

3) 花崗岩質岩類の帯磁率

測定した帯磁率を Appendix 2-19 に示す。帯磁率は全体に 0.3×10^{-3} S.I.U.以下、平均 0.15×10^{-3} S.I.U.程度で全体に低く、測定できた地点も露頭の分布する調査地区北部から西部に偏っているために、全調査地区での帯磁率コンター図の作成はできなかった。

調査地区の花崗岩質岩類の帯磁率は $0.09 \sim 0.95 \times 10^{-3}$ S.I.U.と変化が大きいが、平均 0.15×10^{-3} S.I.U.程度である。 $0.2 \sim 0.5 \times 10^{-3}$ S.I.U.程度のやや高い帯磁率を示す花崗岩質岩類は北部および西部の一部に分布する。

プレオブラゼンスキイ複合岩体における TiO₂ 1%以下の花崗岩質岩類と同様に、カラオトケルスキイ複合岩体の花崗岩質岩類は TiO₂ 0.4%以下しか含有しないため、分化指数(D.I.)の増加に伴って帯磁率が低くなる傾向を示す (Fig.II-2-9)。花崗岩質岩類の帯磁率は、磁鉄鉱や含チタン磁鉄鉱のような強磁性鉱物の含有量が多くなると大きくなる傾向が認められる (Fig.II-2-9)。

4) 花崗岩質岩類中の不透明鉱物

① 不透明鉱物のモード比

顕微鏡下で測定した花崗岩質岩類の不透明鉱物 (イルメナイト、磁鉄鉱など) のモード比を Appendix 2-5 に示す。採取できた花崗岩質岩類の試料の分布が均一ではなく、露頭の分布する調査地区北部から西部に偏っているために、一概に不透明鉱物の分布傾向を述べることができないが、カラオトケルスキイ複合岩体北部の閃長岩、花崗岩では 1%以下であるのに対して、西部の花崗岩では 1~2%を含みやや高い。また不透明鉱物のモード比が高くなると TiO₂ が高いという傾向が認められる (Fig.II-2-3)。

② 不透明鉱物の鉱物組成

顕微鏡下で任意に選定した花崗岩質岩類中の不透明鉱物の EDX 半定量分析結果と鉱物名を Appendix 2-19 に、分布を Fig.II-2-4 に示す。

カラオトケルスキイ複合岩体の花崗岩質岩類中の不透明鉱物はアナターゼ(Ti

60%), 擬ルチル(Ti >36%), イルメナイトもしくは変質イルメナイト(Ti 32~36%), 含チタン磁鉄鉱(Ti 1.5~14%), 磁鉄鉱 (Ti 0~1.5%), 赤鉄鉱(Ti 0%), 針鉄鉱(Ti 0%)からなる。擬ルチル, 変質イルメナイトはイルメナイトから, また針鉄鉱は磁鉄鉱の風化変質によって生成したものである。

花崗岩質岩類中の不透明鉱物の大部分はイルメナイトまたは変質イルメナイトであるが, 調査地区北部の丘陵の一部には磁鉄鉱を 30%程度含有するところがある。また, 調査地区西部から南西部にかけては, 含チタン磁鉄鉱と磁鉄鉱を 50%以上含有する花崗岩質岩類が分布する。これらの地区では花崗岩質岩類の帯磁率が $0.2 \sim 0.5 \times 10^{-3}$ S.I.U.程度と, 他の地区の平均 0.15×10^{-3} S.I.U.程度よりも若干大きい。

イルメナイトは自形ないし半自形で, しばしば赤鉄鉱, 針鉄鉱, 磁鉄鉱をとともなう。試料 G-378 では針鉄鉱化した磁鉄鉱に伴うイルメナイトが認められる。試料 I-232 ではイルメナイト粒子外縁や粒子内の割れ目に沿って, 幅 $5 \sim 30 \mu\text{m}$ で明色に変色し細かい割れ目を伴う粗鬆組織に変質している部分が認められる。これらの部分は変質していない部分に比べて Mn と Fe が少なく Ti が多く含まれる(Appendix 2-8)。試料 I-232 では中心部がイルメナイト(TiO_2 51.0%, Fe_2O_3 39.4%, MnO 4.2%)で周辺部が擬ルチルないしリューコキシソ(TiO₂ 67.4%, Fe_2O_3 31.3%, MnO 1.3%)に変質している粒子が混じる。イルメナイト粒子はしばしば中心に磁鉄鉱の核をもち, 風化変質によってイルメナイトが変質イルメナイトや擬ルチルに変質したものが認められる。試料 G-433 では中心部が磁鉄鉱で(平均 TiO_2 2.0%, Fe_2O_3 98.0%, MnO 0%), 周縁部が変質イルメナイト(平均 TiO_2 53.3%, Fe_2O_3 42.6%, MnO 4.1%)に変質している粒子が認められる。試料 G-445 では中心部が磁鉄鉱(TiO_2 0%, Fe_2O_3 100%, MnO 0%), 周縁部が擬ルチル(平均 TiO_2 62.4%, Fe_2O_3 31.1%, MnO 6.5%)に変質している粒子が混じる。

花崗岩質岩類から風化離脱したイルメナイトは殆どが擬ルチルに変質している。選鉱テストプラント産精鉱(Karaotkel Pit2)では, 未変質部分は TiO_2 47.7%, Fe_2O_3 46.5%, MnO 5.8%であるのに対して, 変質部分では TiO_2 58.6%, FeO 35.3%, MnO 2.1%であった(Appendix 2-20)。また, 精鉱の粉末 X 回折結果では多量の擬ルチル, ジルコン, 石英と, 少量の赤鉄鉱, イルメナイト, ルチル, 微量の斜長石が検出された(Appendix 2-4)。このことから, イルメナイトは花崗岩質岩類中に存在しているときから既に風化変質が始まり, 粒子の周縁部や割れ目から Fe が溶脱され Ti が富化されて変質イルメナイトや擬ルチルを生じ, さらに母岩から離脱し, 堆積濃集する過程でさらに酸化して, 殆どが擬ルチルとなったものと考えられる。

第2年次調査のプレオブラゼンスキイ複合岩体では, 花崗岩質岩類中の含チタン磁鉄鉱ないし磁鉄鉱の含有率が高いと帯磁率は 1×10^{-3} S.I.U.以上と高かったが, カ

ラオトケルスキイ複合岩体ではこれらの鉱物の含有が少ないため、帯磁率も全体に 0.3×10^{-3} S.I.U.以下と低い。

5) 花崗岩質岩類の K-Ar 年代測定

花崗岩質岩類の貫入年代を求め、マグマ分化の過程などを推定するために、第2年次に調査したプレオブラゼンスキイ複合岩体3試料(D-2 斑糲岩, D-3 黒雲母花崗岩, D-4 モンゾニ岩), および本年次調査のカラオトケルスキイ複合岩体2試料(D-5 花崗岩, D-6 閃長岩)の計5試料について K-Ar 年代測定を実施した。試料は出来る限り新鮮な露頭から採取し、含カリウム鉱物分離と測定はカナダ, オンタリオ州アクチベーション・ラボラトリー (Department of Geochronology and Isotopic Geochemistry, Activation Laboratories Ltd.) に依頼した。K 含有量は ICP, Ar は希ガス質量分析計によって分析した。Fig.II-2-1 に各資料の採取位置, Fig.II-2-1-16 および Table II-2-1 に測定鉱物, および測定結果を示す。

試料 D-2 斑糲岩は体積比 35%で粒度 1~3mm の一部または完全に絹雲母化した斜長石 (中性長石), 50%で粒度 0.5~3.5mm, 一部黒雲母およびアクチノ閃石で交代された角閃石, 3%で粒度 2mm 以下の斜方輝石, 4%で粒度 3mm 以下, 一部緑泥石で交代された黒雲母, 8%で微粒の絹雲母からなり, 最も変質の少ない角閃石を測定鉱物とした。試料 D-3 黒雲母花崗岩は粗粒を呈し, 体積比 25%で粒度 2~3.5mm の一部絹雲母化した斜長石, 25%で粒度 2~4.5mm, 一部絹雲母化した正長石, 25%で再結晶化した粒度 0.5~3mm の石英, 20%のパーサイト, 4%で粒度 1~3mm の黒雲母, 1%で一部黒雲母で交代された角閃石などからなる。最も変質の少ない斜長石を測定鉱物とした。試料 D-4 橄欖石普通輝石モンゾニ岩は粗粒を呈し, 体積比 35%で粒度 0.5~3.5mm の斜長石 (灰曹長石~中性長石), 30%で粒度 1~4mm の正長石, 22%でアルカリ長石のラミナを含む粒度 2~4mm のパーサイト, 5%で粒度 0.5~1.5mm の普通輝石, 4%で粒度 1mm 以下の橄欖石, 1%で橄欖石の縁を交代する角閃石などからなる。最も変質の少ない斜長石を測定鉱物とした。D-5 花崗岩は極めて粗粒で, 体積比 55~60%の粒径 3~6mm のパーサイト組織を有するカリ長石, 25%で粒径 0.5~4mm の石英, 20%で粒径 1~1.5mm の斜長石 (灰曹長石), 0.5%で粒径 0.6mm の単斜輝石, 0.5%で粒径 0.3~1.5mm の角閃石などからなり, 最も変質の少ない斜長石を測定鉱物とした。D-6 石英閃長岩は粗粒で, 体積比 55~60%の粒径 1.5~7mm のパーサイト組織を有するやや絹雲母化したカリ長石, 25%で粒径 1~4mm の斜長石 (灰曹長石), 5%で粒径 2.5mm の角閃石, 10%で粒径 0.5~3mm の石英, 微量の黒雲母, などを含み, 最も変質の少ない斜長石を測定鉱物とした。

Table II-2-1 K-Ar dating result of granitoids.

No.	Sample No.	Mineral	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$, nl/g	%K	$^{40}\text{Ar}_{\text{air}}$	Age(Ma)
1	D-2	amphibole	2.76	0.29	16.1	237.1±9.8
2	D-3	K-feldspar	74.39	6.33	2.1	284.7±4.9
3	D-4	K-feldspar	54.58	4.35	13.1	302.6±9.1
4	D-5	K-feldspar	73.15	6.43	1.1	276.0±6.5
5	D-6	K-feldspar	85.23	6.99	0.8	294.4±8.9

ノルム曹長石－正長石－石英比ダイアグラムにこれらの花崗岩質岩類を記入すると、モンゾニ岩、閃長岩、花崗岩の順に若い年代を示し、斑糲岩だけが最も若くてより塩基性の領域におちる(Fig. II-2-16)。このことは原マグマがモンゾニ岩質で次第に閃長岩が分化し、さらに花崗岩が分化し、斑糲岩のみが別のマグマから最後に貫入した可能性を示している。ただし斑糲岩のみが測定鉱物が角閃石であり、一部に次生のアクチノ閃石を生じていたため、実際よりも若い年代を示している可能性がある。

以前、相手国調査機関によって実施された地質調査、物理探査の結果によると、プレオブラゼンスキイ岩体とカラオトケルスキイ岩体はロポリス状を呈し、深度別に下記の面積を占め、地下深部では単一岩体を形成すると推定されている(国際協力事業団・金属鉱業事業団, 2000)。

Depth (km)	Area of Preobrazhenskiy Complex (km ²)	Area of Karaotkelskiy Complex (km ²)
Surface	164	126
-1.8	—	800
-3	340	450
-5	—	90

このことから、地下深部で単一岩体を形成するプレオブラゼンスキイ複合岩体とカラオトケルスキイ複合岩体は、ほぼ同時期の石炭紀上部(300Ma)にモンゾニ岩質マグマから分化を始め、石炭紀上部から下部二畳紀(295Ma)に閃長岩を経て、下

部二疊紀(280Ma)に花崗岩に分化貫入し、中部三疊紀(240Ma)に別途に斑糲岩が貫入したものと推定される。

2-3-5 地質構造

調査地域は北東側を WNW-ESE 方向のバラジャルスキイ (Baladzhalskiy) 断層、南西側を南テレクチンスキイ (South Terektinskiy)断層で境され、これらの中間のベクチミルスカヤ(Bektimirskaya)地壘状背斜にカラオトケルスキイ複合岩体が貫入している。調査地区西部では N40° E 方向の断層が石炭紀マイティアブ層とアルカリク層を切る。

第三紀アラル層はほぼ水平に堆積した地層で、プレオブラゼンスキイ複合岩体及び先花崗岩質岩類を被覆する。

第四紀層もほぼ水平な地層で、第三紀アラル層を被覆する。現世河川は第三紀アラル層基盤の古地形チャンネルに比較的重複した位置に存在する。

2-4 まとめと考察

1) 地質

本地域の層序は、先花崗岩質岩類 (石炭紀層) とこれに貫入する花崗岩質岩類、これらを不整合に被覆する新生代第三紀アラル層、さらにこれらを不整合に被覆する第四紀層からなる。新第三紀アラル層の基盤には広く風化殻が発達する。

(1) 先花崗岩質岩類

石炭紀の堆積岩類 (頁岩, 砂岩, 礫岩), 火山砕屑岩類, 溶岩類 (安山岩, ヒン岩) からなり, 調査地域には下部石炭系アルカリク (Arkalyk) 層 (頁岩, シルト岩, 砂岩, 凝灰岩及び石灰岩), 中部石炭紀ブコン (Bukon) 層 (礫岩, 砂岩, 頁岩, 上部は頁岩, 石炭質頁岩, 砂岩, 凝灰質砂岩), 中部-上部石炭紀マイティアブ (Maityab) 層 (凝灰岩, 凝灰質砂岩を挟む安山岩質ヒン岩, 安山岩まれに玄武岩質, 輝緑岩質ヒン岩) が分布する。火山砕屑岩類, 溶岩類は固結指数が 18 以上, 分化指数が 50 以下で, 不透明鉱物として磁鉄鉱を 1%以上含む。

(2) 花崗岩質岩類

石炭紀上部(294.4±8.Ma)から中部三疊紀(276.0±6.5Ma)にかけて貫入したカラオトケルスキイ複合岩体が分布する。複合岩体はイルメナイト系花崗岩質岩で, Sタイプであり, 化学成分から閃長岩と花崗岩に区分される。

閃長岩と花崗岩はカラオトケルスキイ複合岩体の大部分を占め, SiO₂, Na₂O, K₂O に富み ΣFeO, MgO, CaO に乏しく, 固結指数が 3 以下で, TiO₂ 含有率が 0.4% 以下, 分化指数(D.I.)は 85 以上, 殆どは 90 以上を示し, マグマの結晶分化作用が

最も進んだ岩石といえる。したがって、カラオトケルスキイ複合岩体はプレオブラゼンスキイ複合岩体に比較して、全体に結晶分化作用が進んでいて TiO₂ 含有率が低いことから、イルメナイト含有率も低く、イルメナイト漂砂鉱床の原岩としては優れていないと判断できる。

カラオトケルスキイ複合岩体のレアアース・パターンは、TiO₂ を 0.4% しか含有しておらず、第 2 年次にプレオブラゼンスキイ複合岩体で得られた TiO₂ を 1% 以下しか含有しない花崗岩質岩類と同様に、Eu の負の異常を示す凹型となる。これはマグマからの結晶分化作用が非常に進んでいることを示す。

花崗岩質岩類中の不透明鉱物モード比は花崗岩で 2% 以下であり、その殆どは 1% 以下である。不透明鉱物は擬ルチル(Ti 36%)、イルメナイト(Ti 32%)、含チタン磁鉄鉱(Ti 1.5~14%)、磁鉄鉱(Ti 0~1.5%)であり、帯磁率平均 0.15×10^{-3} S.I.U 程度で全体に低く、磁鉄鉱や含チタン磁鉄鉱よりもむしろ擬ルチルやイルメナイトが多く含まれるが、その量は少ない。カラオトケルスキイ複合岩体はプレオブラゼンスキイ複合岩体に比較して、全体に結晶分化作用が進んでいて TiO₂ 含有率が低いことから、イルメナイト含有率も低く、イルメナイト漂砂鉱床の原岩としては優れていないと判断できる。

カラオトケルスキイ複合岩体とプレオブラゼンスキイ複合岩体の K-Ar 年代測定結果は下記のとおりである。両岩体は地下深部で単一岩体を形成すると考えられ、ほぼ同時期の石炭紀上部(300Ma)にモンゾニ岩質マグマから分化を始め、石炭紀上部から下部二畳紀(295Ma)に閃長岩を経て、下部二畳紀(280Ma)に花崗岩に分化貫入したものと推定される。斑糲岩は中部三畳紀(240Ma)に別途に貫入したものと推定される。

Sample No.	Rock name	Measured mineral	Age(Ma)	Complex
D-2	Gabbro	Amphibole	273.1 ± 9.8	Preobrazhenskiy
D-3	Granite	K-feldspar	284.7 ± 4.9	Preobrazhenskiy
D-4	Monzonite	K-feldspar	302.6 ± 9.1	Preobrazhenskiy
D-5	Granite	K-feldspar	276.0 ± 6.5	Karaotkelskiy
D-6	Syenite	K-feldspar	294.4 ± 8.9	Karaotkelskiy

(3) 基盤風化殻

石炭紀の堆積岩類、火山岩類、貫入岩類上に厚さ 10~40m で発達する粘土質風化残留物で、新第三紀アラル層および第四紀層に被覆される。著しいイライト、カオリナイト化を蒙っている。基盤風化殻は上部白亜紀末(1 億 4000 万年前)にお

ける湿潤温暖気候のもとで化学的風化作用によって形成されたとされる。水溶性物質が運び去られ残った現地性堆積物中には、イルメナイトとジルコンが若干濃集する。

(4) 第三紀アラル層

先花崗岩質岩類および貫入岩類あるいはその風化殻を不整合で被覆し、第四紀層に不整合に被覆され、既存のボーリング資料によれば厚さ 1.5～37m、平均 5.5m である。本層は石英、カオリン、スメクタイト、少量のイライトからなる粘土、砂質粘土、粘土質砂からなり、稀に礫層を挟在するとされる。カラオトケル試掘ピット底から採取した粘土(Karaotkel Pit 1)は、本層の上位の一部と考えられ、多量のカオリン、カリ長石と、中量の石英、少量の斜長石からなる。

本層下部あるいは下部に近い部位に挟在する砂質粘土～粘土質砂にイルメナイト漂砂鉱床を胚胎する。

(5) 第四紀層

第四紀層は本地域に広く分布し、新第三紀アラル層あるいは直接に先花崗岩質岩類および貫入岩類を不整合に覆う。主にロームと小河川の河床堆積物からなり、玉石、礫、砂、シルト、ローム及び粘土からなる。本層は厚さ 0.2～31.7m、平均 5.7m である。

2) 地質構造

調査地域外の北東側には、第 2 年次調査地域から WNW-ESE 方向のバラジャルスキイ (Baladzhalskiy) 断層延長部が、南西側を南テレクチンスキイ (South Terektinskiy) 断層延長部が通過し、これらの中間のベクチミルスカヤ (Bektimirskaya) 地壘状背斜にカラオトケルスキイ複合岩体が貫入している。NEN-SWS 方向の断層がカラオトケルスキイ複合岩体西方の先花崗岩質岩類の石炭紀マイティアブ層とアルカリク層を切る。

第三紀アラル層はほぼ水平な地層で、カラオトケルスキイ複合岩体及び先花崗岩質岩類を被覆する。

第四紀層はほぼ水平な地層で、第三紀アラル層を被覆する。