



Revista Geológica de América Central
ISSN: 0256-7024
percydenyerchavarria@gmail.com
Universidad de Costa Rica
Costa Rica

Žácek, Vladimír; Vorel, Tomáš; Kycl, Petr; Huapaya, Sofia; Mixa, Petr; Grygar, Radek; Havlíček, Pavel;
Cech, Stanislav; Hrazdíra, Petr; Metelka, Václav; Ševcík, Josef; Pécskay, Zoltán
GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DE LA HOJA 3246-II MIRAMAR, COSTA RICA

Revista Geológica de América Central, núm. 47, 2012, pp. 7-54
Universidad de Costa Rica
San José, Costa Rica

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=45437354001>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DE LA HOJA 3246-II MIRAMAR, COSTA RICA

GEOLOGY AND STRATIGRAPHY OF THE SHEET 3246-II MIRAMAR, COSTA RICA

Vladimír Žáček^{1*}, Tomáš Vorel¹, Petr Kypl¹, Sofía Huapaya², Petr Mixa¹,
Radek Grygar³, Pavel Havlíček¹, Stanislav Čech¹, Petr Hrazdíra¹, Václav
Metelka¹, Josef Ševčík¹ & Zoltán Pécsay⁴

¹Czech Geological Survey (Servicio Geológico Checo, CGS),
Klárov 3 CZ-118 21 Praha 1, República Checa

²MINAET, Dirección de Geología y Minas, Apdo. 10104, San José, Costa Rica
³VŠB - Technical University of Ostrava, 17. listopadu 15 CZ-708 33
Ostrava-Poruba, República Checa

⁴Institute of Nuclear Research of the Hungarian Academy of Sciences, H-4001
Debrecen, P.O. Box 51, Hungría

*Autor para contacto: vladimir.zacek@geology.cz

(Recibido: 22/02/2012; Aceptado: 17/12/2012)

ABSTRACT: The oldest rocks of the Miramar sheet are represented by sediments of the Punta Carballo Formation (Miocene), which are exposed at the SW corner. However, volcanic rocks of the older Aguacate Group (Miocene-Pliocene) and overlying Monteverde Formation (Lower Pleistocene) dominate the area. The Pliocene to Pleistocene silicic ignimbrites and Quaternary sediments are subordinate. New K-Ar ages yielded $4,41 \pm 0,15$ to $4,99 \pm 0,36$ Ma for the Aguacate Group and $1,71 \pm 0,22$ to $1,77 \pm 0,11$ Ma for the Monteverde Formation. Gabrodioritic stock was newly mapped in the Aguacate Group accompanying numerous other intrusive bodies of variable composition. New K-Ar ages were obtained for the rhyodacitic domes: $1,71 \pm 0,14$ Ma for the cerro La Cruz Dome and $1,59 \pm 0,12$ Ma for the cerro San Miguel Dome. Definition of volcanic units is based on detailed petrography, XRD, microprobe and 33 new bulk-rock chemical analyses.

Keywords: geological map, Miramar, stratigraphy, K-Ar geochronology, geochemistry, Costa Rica

RESUMEN: Las rocas más antiguas de la hoja Miramar están conformadas por los sedimentos de la Formación Punta Carballo del Miocene que afloran al SO de la hoja. Las vulcanitas del Grupo Aguacate (Miocene-Pliocene) sobreyacidas por vulcanitas de la Formación Monteverde (Pleistoceno Inferior), representan la mayor extensión

Žáček, V., Vorel, T., Kypl, P., Huapaya, S., Mixa, P., Grygar, R., Havlíček, P., Čech, S., Hrazdíra, P., Metelka, V., Ševčík, J. & Pécsay, Z., 2012: Geología y estratigrafía de la Hoja 3646-II Miramar, Costa Rica.- Rev. Geol. Amér. Central, 47: 7-54.

del mapa. En menor superficie se encuentran las ignimbritas del Plioceno hasta Pleistoceno y sedimentos del Cuaternario. Nuevas dataciones con el método K-Ar establecieron edades de $4,41 \pm 0,15$ y $4,99 \pm 0,36$ Ma para el Grupo Aguacate y de $1,77 \pm 0,11$ y $1,71 \pm 0,22$ Ma para la Formación Monteverde. El Grupo Aguacate también está conformado por una serie de cuerpos intrusivos de composición variable, entre ellos un stock gabrodiorítico que fue recién mapeado y se describe por primera vez con este trabajo. Se hicieron nuevas dataciones K-Ar del domo riodacítico cerro La Cruz, cuya edad fue datada en $1,71 \pm 0,14$ Ma y del domo cerro San Miguel en $1,59 \pm 0,12$ Ma. La definición de las unidades volcánicas se basa en la petrografía detallada de las rocas, así como en los resultados de la difractometría de rayos X, microsonda electrónica y 33 análisis químicos.

Palabras claves: mapa geológico, Miramar, estratigrafía, dataciones geocronológicas K-Ar, geoquímica, Costa Rica.

INTRODUCCIÓN

En el año 2010, el Servicio Geológico Checo (CGS) y la Dirección de Geología y Minas (DGM), finalizaron el proyecto de investigación geológica, realizado en la región conocida como el Cinturón de oro de Costa Rica.

El levantamiento geológico estuvo a cargo de especialistas de las diferentes ramas de las geociencias y el mismo está respaldado por un trabajo de campo sistemático (2006-2009) que se realizó de acuerdo a la metodología utilizada por el CGS. Los resultados se presentaron en el informe final (Kyčl et al., 2010) del proyecto, que fue entregado a la DGM. Algunos de los resultados fueron publicados - los mapas geológicos de las hojas topográficas Miramar, Chapernal y Juntas, escala 1:50 000 (Žáček et al., 2010 a-c) y tres artículos (Žáček et al. 2008, Mixa et al., 2011; Žáček et al., 2011).

Este artículo es una guía del mapa geológico de la hoja 3246-II Miramar, escala 1:50 000 (Figs. 1, 2 y 3; Žáček et al., 2010a) presentando además nuevos datos geocronológicos, mineralógicos y geoquímicos. El mapa geológico está accesible en la página web: <http://www.geology.cz/mapy/miramar.pdf>.

METODOLOGÍA

Levantamiento geológico y muestreo

Las campañas geológicas se realizaron durante los años 2006-2008. Fueron documentados aproximadamente 800 puntos de afloramientos,

de donde también se obtuvieron muestras de rocas para los diferentes tipos de análisis realizados. Para la caracterización petrográfica se utilizaron 60 muestras, de las cuales se prepararon secciones delgadas y secciones delgadas pulidas (no cubiertas), esta última para analizarlas por microsonda electrónica. Las secciones se hicieron en los laboratorios del Servicio Geológico Checo (Czech Geological Survey - CGS) en Praga, República Checa.

Microsonda electrónica

Nueve muestras fueron analizadas por microsonda electrónica. La microsonda utilizada fue la Cameca SX-100 de la Universidad de Masaryk (MU), la cual se encuentra en el Centro de Trabajo Conjunto de la MU y CGS en Brno, República Checa. Los parámetros de análisis fueron: voltaje 15 kV, amperaje 10 nA para feldespatos, anfíboles, piroxenos, olivinos y micas o 20 nA para titanita, magnetita e ilmenita. Los estándares utilizados fueron: Si, Al, K - sanidina, Ca - andradita o titanita, Ti - titanita, Cr - cromita, Mn - rodonita, Mg - piropo, Na - albita, P - fluorapatita, S - barita, F - topacio, Nb - columbita, Ta - CrTa_2O_6 , Zr - zircón, Zn - gahnita, Ni - metal nativo, V - vanadinita, Cl - NaCl y Sr - SrSO_4 . Para el cálculo de los datos obtenidos se utilizó el método de Pouchou & Pichoir (1985). Los límites de detección establecidos son: Si, Al, Ca, Cr: 100-200 ppm; Mg, Na, K, Fe, Mn, V, Cl, Ti, Nb, P, S: 200-500 ppm; F, Ni, Zn: 500-1000 ppm; Ba, Ta >1000 ppm. Los analistas fueron Radek Škoda y Petr Sulovský. En el texto se usan las abreviaturas de minerales según Kretz (1983).

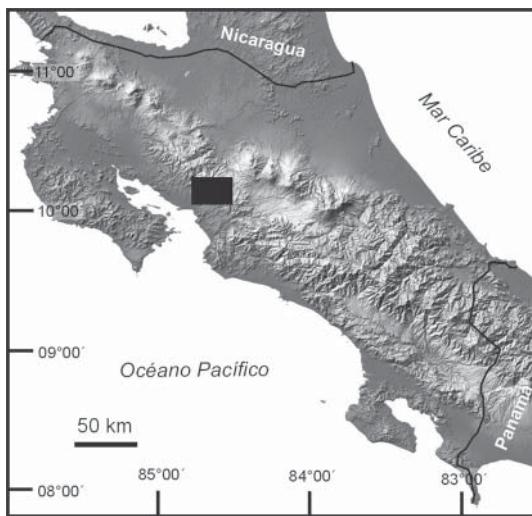


Fig. 1: Ubicación de la hoja cartográfica Miramar.

El contenido de hierro trivalente en anfíboles fue estimado según método de Holland & Blundy (1994).

Geoquímica

Se realizaron 33 análisis químicos en los laboratorios del CGS en Praga. Fue pulverizado de 1 a 2 kg de muestra y se aprovechó aproximadamente 10 g de este material. Los óxidos principales se analizaron por el método clásico de química húmeda, los oligoelementos se determinaron por espectrometría de emisión óptica de plasma acoplado inductivamente (ICP-OES), espectrometría de rayos-X (XRF), espectrometría de absorción atómica de llama (FAAS) y los elementos de tierras raras (REE) por espectrometría de masas con fuentes de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). Solo cuatro muestras fueron analizadas con el método ICP-OES. Los datos fueron procesados en el programa GCDkit (Janoušek et al., 2006).

Difractometría

Para este análisis se utilizó el difractógrafo Phillips X’Pert con radiación de Cu, ángulo de carga 2θ 5-75°, paso de carga 0,03°, tiempo de carga 3 s (según programa de cómputo ZDS-WX Search/

Match-2004 de P. Ondruš y R. Skála). Los análisis de 28 muestras fueron realizadas por la analista Irena Haladová.

Dataciones K-Ar

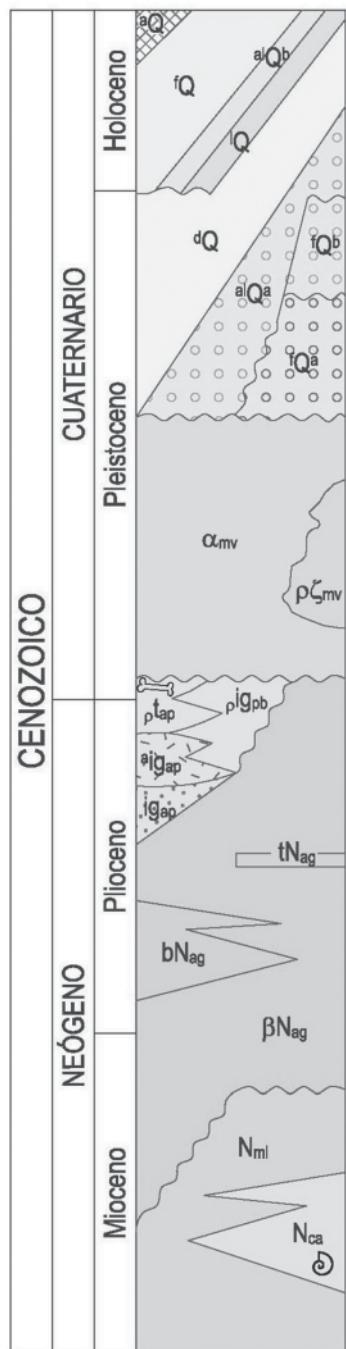
Con el método clásico K-Ar, se dataron 7 muestras en el Instituto de Investigaciones Nucleares (ATOMKI), Debrecen-Hungria (periodo 2007-2008). El potasio fue determinado por fotometría de llama con un báfer de Na y Li (patrón interno) y para el control de las mediciones se adoptaron las normas inter-laboratorio Asia 1 / 65, LP-6, HD-B1, GL-O.

El argón se extrajo de las muestras con el método “Calentamiento por inducción de alta frecuencia” (“*High frequency induction heating*”). Un ^{38}Ar -pico se introdujo en el sistema a través de una pipeta de gas antes del inicio de la desgasificación. El Ar purificado se transportó directamente al espectrómetro de masas construido en Debrecen, Hungria. La proporción de isótopos de Ar se mide en el modo estático con un radio de 15 cm de sector magnético. Dalrymple & Lanphere (1969) y Balogh (1985) describen en detalle los métodos aquí aplicados, y el cálculo de las edades se basó en constantes atómicas sugeridas por Steiger & Jäger (1977).

Susceptibilidad magnética

Durante el trabajo de campo se procedió con la medición de la susceptibilidad magnética (SM) de las rocas volcánicas. Para la medición se utilizó un kappametro portátil KT-5 (rango $0,01-999,9 \times 10^{-3}$ SI). La magnetita fue identificada como el mineral ferromagnético predominante, con un contenido variable de TiO_2 (titanomagnetita). La mayoría de las rocas volcánicas no alteradas presentaron SM significativamente alta ($>10,0 \times 10^{-3}$ SI), siendo las rocas básicas la de mayor valor. Por el contrario, las rocas afectadas por la alteración hidrotermal o meteorización (lalterizadas) tienen SM débil o muy baja ($<1,0 \times 10^{-3}$ SI), lo que indica que el mineral magnético no se preservó o su volumen fue reducido.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA



Depósitos antropogénicos aQ

Depósitos fluviales, arenas, gravas y bloques fQ

Depósitos de abanicos aluviales, arenas, gravas y bloques alQ^b

Depósitos lacustres, gravas, arenas y arcillas lQ

Depósitos de deslizamientos dQ

Depósitos de paleoabanicos aluviales, arenas, gravas y bloques con presencia de arcillas alQ^a

Paleoterrazas fluviales, nivel 2, arenas y gravas fQ^b

Paleoterrazas fluviales, nivel 1, arenas y gravas altamente laterizadas fQ^a

Formación Monteverde

Riodacita hasta andesita con biotita y anfibol (domos) $p\zeta_{mv}$

Andesita, andesita basáltica con brechas, laharas y tobas subordinadas α_{mv}

Ignimbritas

Toba riolítica con biotita, unidad Alto Palomo, parte superior t_{ap}
Ignimbrita ácida con biotita y liticos, unidad Alto Palomo, parte inferior aig_{ap}

Brecha basal (ignimbrita), unidad Alto Palomo? ig_{ap}

Ignimbrita riolítica, unidad Peñas Blancas $p\zeta_{pb}$

Grupo Aguacate

Basalto, andesita basáltica (lava) con brechas subordinadas βN_{ag}

Brecha andesítica tipo "brecha La Unión" con intercalaciones de lava basalto-andesítica bN_{ag}

Tobas y tobitas tN_{ag}

Formación Punta Carballo

Miembro Roca Carballo: Grauvacas, conglomerados, areniscas y lutitas calcíticas fosilíferas N_{ml}

Miembro Mata de Limón: Tobas e ignimbritas con intercalaciones de arenas fluviales N_{ca}

Fig. 2: Columna estratigráfica de la hoja Miramar (según Žáček et al., 2010a).

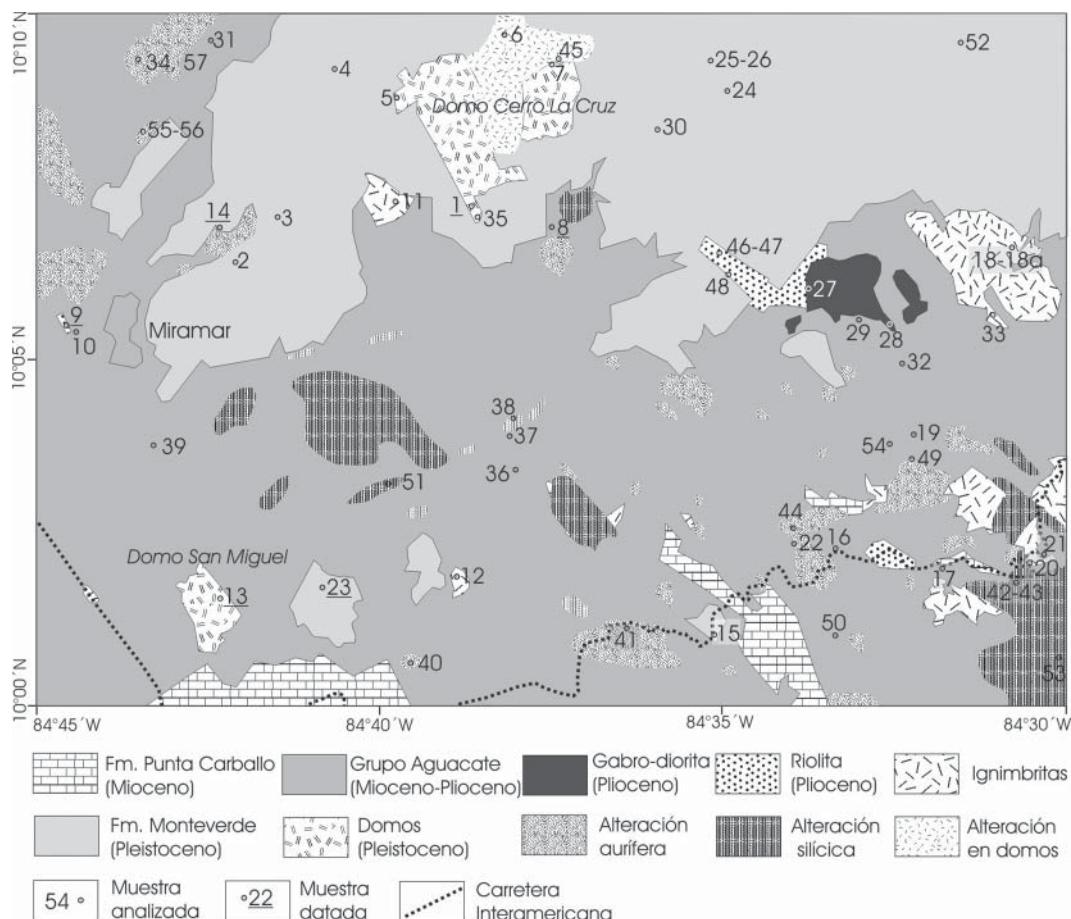


Fig. 3: Mapa geológico de la hoja Miramar (sin Cuaternario y sin la tectónica) con ubicación de las muestras estudiadas.

ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía está organizada desde las rocas más antiguas hacia las rocas más jóvenes. Los números que se encuentran entre paréntesis corresponden con la numeración de la columna estratigráfica del mapa geológico de la hoja Miramar publicado (Žáček et al., 2010a).

Formación Punta Carballo (Mioceno Inferior-Mioceno Medio)

Aflora en el sector sur; no obstante los afloramientos típicos se encuentran principalmente en el área de la hoja colindante (hoja Barranca

escala 1:50 000). Esta formación está constituida por dos miembros principales, Mata de Limón y Roca Carballo, los cuales fueron descritos y nuevamente reclasificados por Denyer et al. (2003). En los alrededores del poblado de Río Jesús, las rocas sedimentarias del miembro Mata de Limón, se encuentran dentro de la secuencia del Grupo Aguacate.

Miembro Mata de Limón (26)

La mayor extensión de estas rocas se encuentra al sur de la hoja Miramar en la zona de Angostura, Guadalupe y fincas adyacentes, aflorando en los cortes de la Carretera Interamericana y en otras

carreteras, también afloran cerca del pueblo Río Jesús ubicado en el cuadrante SE de la hoja.

Los depósitos del Miembro Mata de Limón provienen de ambientes continentales y están compuestos en su mayoría por material volcánico como tobas, ignimbritas y aglomerados intercalados con areniscas y limolitas, hasta gravas lenticiformes de origen fluvial. En su mayoría tienen color café oscuro o café-violeta. A diferencia del Miembro Roca Carballo, no son calcáreos ni fosilíferos. Las capas individuales tienen un espesor de 0,2-1 m. A menudo tienen gradación normal, de areniscas hacia arcillas. En lentes de depósitos fluviales (tamaño 3-10 m) pueden observarse también areniscas hasta conglomerados con estratificación cruzada. Los cantos de los conglomerados son bastante ovalados, de rocas volcánicas (andesitas) y también de sedimentos (grauvacas, limolitas, lutitas y cuarzos) y normalmente con tamaños de hasta 4 cm (raramente hasta 20 cm).

Miembro Roca Carballo (25)

Los depósitos del Miembro Roca Carballo son sedimentos calcáreos de mar somero, que transgresivamente se depositaron sobre el piso del miembro Mata de Limón. Está compuesto de areniscas y limolitas calcáreas, de color verde-gris y es significativamente fosilífero. La parte inferior de la secuencia está formada por conglomerados de granulometría gruesa que se erosionan en formas esféricas de gran tamaño (decimétricos a métricos). El espesor de las capas de los conglomerados es de 4 a 5 m y el material está compuesto de clastos volcánicos bien redondeados y de fragmentos de conchas gruesas (gasterópodos, bivalvos, etc.). Presenta estratificación interna y ritmos más delgados de tamaños desde 10 a 15 cm. El análisis del material que conforma el conglomerado mostró, que las composiciones de estos son únicamente de andesitas y andesitas basálticas, siempre con una estructura ofítica; esto demuestra la existencia de un vulcanismo andesítico antes de la deposición de las capas sedimentarias del Mioceno de la Formación Punta Carballo.

Los mejores afloramientos de este Miembro están en el cauce del río Barranca, donde se observan capas de areniscas muy fosilíferas que originan bandas de 1-1,2 m de espesor, alternando con capas de limos calcáreos y arcillas con espesores de 0,3-0,5 m. Las capas están inclinadas con ángulo de 30-40° al NNO. Los fósiles encontrados fueron principalmente gasterópodos cuyas conchas se conservan enteras (tamaño 5-7 cm) y se encuentran orientadas en todas las direcciones indicando, de esta manera, que no están en la posición original. Con menos frecuencia se observan bivalvos y sus restos, fragmentos de madera carbonizada, un erizo marino y en una capa de gran espesor, numerosas bioturbaciones. Todas estas evidencias sugieren que el mar somero (tal vez en la parte continental) dio origen al material bioclástico. Entre los gasterópodos dominan la especie *Turritella altilira* (Conrad) (Fig. 4) y menos abundante es la *Oliva gatunensis* (Tula). Según Olsson (1922) la especie *Turritela altirira* es típica para la Formación Gatún (Mioceno Medio hasta el Mioceno Superior) de Panamá y Costa Rica.

Otro afloramiento destacante está en un corte de camino hacia la Finca El Mango aguas arriba del río Barranca (aprox. de 1,5 km al SO de la planta hidroeléctrica Nagatac), en el flanco limitado tectónicamente. En el lugar afloran areniscas calcáreas y limolitas de color gris verde, donde son frecuentes las lumaquelas con moluscos marinos. En una capa de limolitas calcáreas, color gris oscura, de 6,5 metros de espesor, son abundantes las conchas de bivalvos *Flabellipecten gatunensis* (Toula) (Fig. 5). Según Woodring (1982), lo anterior es típico del Mioceno Medio.

En la Carretera Interamericana a la altura ONO del pueblo de Río Jesús, en un salto de agua, se localiza de forma aislada un área pequeña de sedimentos. En este afloramiento (de aproximadamente 20 m de altura) se observa, que las andesitas están tectónicamente separadas de la secuencia de limolitas y areniscas calcáreas. En calizas y calizas limolíticas se encontró especies de macro fauna, de forma abundante pero poco diversificada, representada por conchas de moluscos y gasterópodos. Los moluscos están representados por el género *Cyathodonta?* *Unio?*,



Fig. 4: Gasterópodo *Turritella altitira* (Conrad), Mioceno Medio en arenisca calcárea del Miembro Roca Carballo. Afloramientos en el cauce del río Barranca, Esparza. Foto Tomáš Vorel.

(Fig. 6, Woodring 1982), muestras parecida a los morfotipos del Mioceno y Plioceno Inferior de América Central. Lo interesante de este hallazgo, es que las especies mencionadas aparentemente pertenecen a fauna terrestre de agua dulce, lo que contradice a lo característico del Miembro Roca Carballo, ya que este representa un medio marino somero. Los análisis de microfauna en la hoja Miramar fueron negativos.

Grupo Aguacate (Mioceno-Plioceno)

El Grupo Aguacate es parte del antiguo arco volcánico compuesto principalmente por lavas basálticas hasta basalto-andesíticas, rocas piroclásticas, brechas y sedimentos vulcanoclásticos subordinados (Fig. 7). Está cortado por intrusiones de composición variada, como: cuerpos subvolcánicos de riolitas, dacitas, andesitas, basaltos y otras intrusiones más profundas de dioritas hasta gabros.

Este grupo se caracteriza por una intensa alteración hidrotermal que se manifiesta de

diferentes tipos. En la mayoría de los casos están relacionados a zonas de fallas o intrusiones, que dan origen a una alteración hidrotermal de carácter regional. Esta última se caracteriza por la variedad multicolor que obtienen las rocas alteradas y por la presencia de vetillas y vetas de cuarzo.

En el mapa geológico, hemos clasificados 3 tipos de roca de este grupo: lava de composición basáltica hasta andesítico-basáltica ($\text{SiO}_2 = 50,2\text{-}54,3\%$), rocas piroclásticas o brechas basalto-andesíticas (“Brecha La Unión”) y en menor cantidad tobas y sedimentos vulcanoclásticos.

En el área de la hoja Miramar, el Grupo Aguacate sobreyace la formación sedimentaria Punta Carballo. Su espesor ha sido estimado por varios autores; Madrigal (1980) lo estimó en 450 m, Kussmaul (1987) en 1 100 m y Denyer & Arias (1991) reconocen que el espesor a veces puede llegar hasta 3000 m.

De acuerdo a más de 200 publicaciones de datos geocronológicos con el método de K-Ar, la cordillera volcánica de América Central comenzó a desarrollarse en el Mioceno Inferior alrededor de 24 Ma, pero con episodios de vulcanismo entre 16-17 Ma, 4-6 Ma y 1-2 Ma, que alternan con períodos de calma (Bellon y Tournon 1978; Amos & Rogers, 1983; Alvarado et al., 1992; Gillot et al., 1994; Gans et al., 2002, 2003).

Lavas Aguacate (22)

Las rocas que predominan en este grupo son lavas de composición basáltica hasta andesita-basáltica. Petrográficamente son rocas masivas, de leve hasta moderada texturas porfídica (algunas lavas pueden tener amigdalas), color gris oscuro a gris negro, con fenocristales de plagioclasa de hasta 5 mm de longitud. Las lavas meteorizadas o alteradas pueden tener un color de gris claro a rojizo. Vista por el microscopio, la matriz que rodea a los fenocristales de plagioclasas y piroxeno es muy fina hasta afanítica. Los fenocristales están representados por plagioclasa (50-60%), clinopiroxeno de color verde pálido, ortopiroxeno de color rosado (total de piroxenos del 20-30%),



Fig. 5: Lumaquelas compuestas por bivalvos *Flabellipecten gatunensis gatunensis* (Tula) en capas de arenisca calcárea de Roca Carballo. Afloramientos en el cauce del río Barranca cerca de la planta hidroeléctrica Nagatac. Foto Tomás Vorel.

olivino (normalmente 5-20%) y titanomagnetita (1-4%). A veces se observan hornblenda, clorita, biotita, calcita, relacionados con alteración hidrotermal. El olivino se encuentra parcial o totalmente serpentinizado, incluso en rocas aparentemente frescas. La susceptibilidad magnética de los basaltos y andesitas basálticas, debido al alto contenido de titanomagnetita, varía en el rango de $25-50 \times 10^{-3}$ SI, en las rocas alteradas es considerablemente menor.

Brechas volcánicas del Grupo Aguacate (23)

Las brechas volcánicas o los aglomerados, en su mayoría, son de composición basáltica hasta basalto-andesítica (“tipo Brecha La Unión”). Tienen espesores variables, que se alternan con diferentes capas de lavas andesíticas (también

de diferentes espesores) y tobas de lapilli. Su delimitación se dificulta debido a los pocos afloramientos que se presentan en la zona y por su composición petrográfica, que es similar a las lavas basálticas y basalto-andesíticas de los alrededores. Los clastos tienen un tamaño de unos pocos milímetros hasta unos 70 cm (predominan los de 20 cm), son angulares y subangulares. En mayor cantidad se observan clastos de andesita porfídica, menos común son los clastos de diferentes tipos de tobas. La matriz de los aglomerados también es basalto-andesítica. La dureza depende principalmente del grado de alteración hidrotermal. Las rocas no alteradas presentan mayor dureza y las alteradas como por ejemplo las que se encuentran en la mina de oro Bellavista o en los alrededores de la mina La Unión, son de dureza débil o frágil. A menudo presentan colores variados (Fig. 8).



Fig. 6: Almejas probablemente del género *Ciathodonta* (*Unio*?) en pequeños lentes de sedimentos calcáreos, insertos en la Formación Aguacate. Afloramiento en la Carretera Interamericana, poblado Río Jesús. El origen se supone de agua dulce contrario al origen de la fauna marina del Miembro Roca Carballo, edad máxima estimada Mioceno-Plioceno. Foto Vladimír Žáček.

Tobas y/o tobitas (22)

Es común la presencia de tobas y/o tobitas en el Grupo Aguacate y se localizan en la parte superior cerca del contacto con la Formación Monteverde. Mayormente son de dimensiones y espesores muy pequeñas, razón por el cual no se han podido cartografiar en el mapa 1:50 000. Una intercalación significativa de un cuerpo volcanoesedimentario de tobas ferrosas color café con hematita, aparece en la ladera norte del valle del río Barranca aproximadamente a 1 km de la planta hidroeléctrica Nagatac y aflora gracias al corte de la carretera (Cuadro 3, nº 19). La matriz es de hematita opaca, aparte de ello hay acumulaciones de hematita masiva de hasta 1 cm de tamaño. El análisis químico de la toba-Fe, muestra que se trata principalmente de una mezcla de silicatos de aluminio hidratados (caolinita o pirofilita) y hematita (36% SiO_2 , 29,5% Al_2O_3 , el 18,6% Fe_2O_3 , los niveles de Mg, Ca, K, Na por debajo del 0,2% y más del 13% H_2O).

Roca volcánica altamente alterada (21)

En este grupo incluimos rocas volcánicas con fuerte alteración hidrotermal sobre todo con una fuerte silicificación. El protolito pudo originarse dentro de una amplia gama de composición química. Como localidad tipo tenemos los afloramientos en el cerro Pan de Azúcar, que se localiza en la hoja colindante Chapernal (1:50 000) al NO de Miramar (Žáček et al., 2010b). También afloran al este y SE de la ciudad de Miramar, principalmente entre Sábana Bonita y Mesetas Abajo. Los bloques de rocas silicificadas se encuentran dispersos en las pendientes y distantes de las zonas de origen, hasta por algunos kilómetros. Estas rocas también se presentan notablemente en formas de riscos, con morfología abrupta. Comúnmente tienen colores claros, presentan varios tonos de gris, rosado, amarillo y café claro. Son en su mayoría de grano fino o un poco porfídico y su dureza varía alternándose zonas duras (partes silicificadas) con zonas más suaves (por



Fig. 7: Vista general de la mina Bellavista (Miramar de Puntarenas) desde la montaña opuesta al sur-este. En el borde izquierdo superior se observa el contacto tectónico oblicuo ("falla Liz ") con la Formación suprayacente Monteverde y la que está representada principalmente por laharos y en menor cantidad por lavas. La unidad subyacente Aguacate es la unidad aurífera, alterada hidrotermalmente con vetas de cuarzo y calcita. Foto Vladimir Žáček.

lo general son zonas de brechas tectónicas silicificadas, zonas limonitzadas y arcillosas). En las secciones delgadas, generalmente se observa la matriz muy fina, solamente en algunas muestras son aparentes pseudoformas de feldespatos reemplazados por minerales secundarios. Casi siempre domina el cuarzo, para el detalle de la descripción mineralógica véase el capítulo de "Mineralogía de las rocas volcánicas". La susceptibilidad magnética es muy baja, por lo general por debajo de $0,1 \times 10^{-3}$ SI.

Cuerpos intrusivos e hipoabisales (Mioceno-Plioceno)

En el área formada por Grupo Aguacate, afloran cuerpos de composición química variada y de diferentes profundidades de intrusión. Se distinguen dos tipos de riolitas, diques de basalto y gabro hasta diorita.

Gabro hasta diorita (20)

El stock de gabrodiorita (gabro a diorita) aparece al SO de Piedades Sur (en un área aprox. de 3×2 km) intruyendo a las lavas del Grupo Aguacate. Este no ha sido datado, pero se correlaciona con una serie de cuerpos similares que están ampliamente distribuidos en las Cordilleras de Tilarán, Talamanca y en el Valle Central, los cuales fueron datados respectivamente por otros autores, obteniéndose una amplia gama de edades de alrededor de 17 hasta 3,5 Ma (Gans et al., 2002). El stock de gabrodiorita se definió a partir de la presencia de bloques (núcleos sanos) que se encuentran por todo el área indicada y la cual está altamente degradada y laterizada. No se encontraron afloramientos. Macroscópicamente son dioritas y gabros de color gris oscuro hasta negro, de grano mediano hasta grueso, muy masivos y duros. Las rocas se caracterizan también por su alta susceptibilidad magnética en el rango de



Fig. 8: Alteración hidrotermal de la “Brecha La Unión” en un corte transversal de camino a 2,5 km SO del poblado Velásquez. Foto Vladimír Žáček.

$60-90 \times 10^3$ SI. Petrográficamente y geoquímica-mente (ver apartado “Geoquímica”) se encontró una gran variedad de monzodiorita cuarzosa hasta gabro olivínico. A continuación se describen des-de los más ácidos hasta los más básicos:

Monzodiorita cuarzosa (Cuadro 3, n° 27) bloques identificados en una finca ubicada a 1,5 km al S de la localidad Cruzada La Laguna. La roca es de color gris, de grano mediano hasta unos 5 mm, compuesta de plagioclasa 50%, clinopiroxeno 20%, cuarzo 10%, actinolita secundaria (que reemplaza el piroxeno) 10%, minerales opacos 4% y biotita 2%.

Diorita hasta gabro, bloques encontrados en un corte de camino a 1 km al SO de la localidad La Guaría. De color gris oscuro casi negro, grano fino a mediano y con fenocristales de 5 mm de tamaño. Composición aproximada: plagioclasa 65%, piroxeno 20%, actinolita secundaria y epi-dota 10%, biotita 1% y minerales opacos 4%.

Gabro (Cuadro 3, n° 28), grandes bloques en el cruce de carretera a 750 m al S de La Guaría.

Roca de color gris oscuro a negro, de grano me-diano con fenocristales de 5 mm de tamaño. Composición aproximada: plagioclasa 60%, pi-roxeno 20%, actinolita secundaria 10%, biotita 5% y minerales opacos 5% (Fig. 9).

Gabro olivínico (Cuadro 3, n° 32), bloques en la cuenca del río Quebrada Honda, 2 km al SE de La Guaría, de color negro, grano mediano, con fenocristales de plagioclasa 30% (aprox.), piroxe-no 30% y de olivino completamente serpentinizado 15%. El resto son en su mayoría agregados de grano fino con prevalencia de minerales secun-darios como actinolita y epidota. El porcentaje de mineral opaco es alrededor del 5%.

En la Quebrada Los Machos (La Unión, NO de la hoja Miramar) existe un afloramiento de un pequeño cuerpo intrusivo posiblemente de com-posición granodiorítica o de monzodiorita cuarzo-sa, con grandes “ojos” de cuarzo, que se extiende hasta el lado NO del río Seco (S. Kussmaul, com. oral). Es probable que este cuerpo este relacionado con el intrusivo de Guacimal (Žáček et al. 1011).

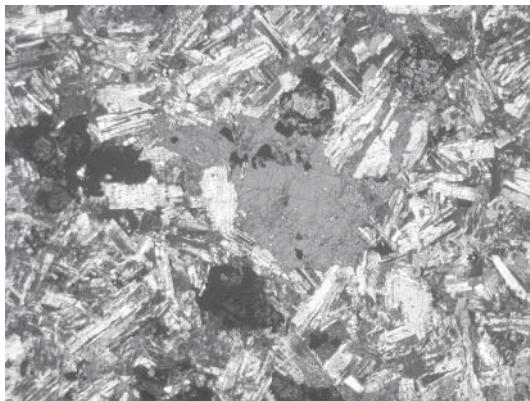


Fig: 9: Microfotografía del gabro de la localidad La Guaría (No 28, coordenadas y análisis químico véase en los cuadros 3-4). Ancho de la foto 12 mm, polaroides X. Foto V. Žáček.

Basalto (19)

Son numerosos los diques de basalto en el Grupo Aguacate; sin embargo sus pequeñas dimensiones dificultan su representación en un mapa a escala 1:50 000. A unos 800 m al NO de la localidad de Laguna se localizó un dique de mayor tamaño con dimensiones de 2 m de espesor y con dirección de 50-60°, y el cual se representa en el mapa. El dique es de textura gruesa y porfídica, de color negro con fenocristales de plagioclásas idiomorfos e isométricos de 5-10 mm de tamaño (representan aprox. el 25%) y fenocristales de olivinos serpentinizados de hasta 5 mm. En menos cantidad contienen fenocristales de clinopiroxeno de color verde pálido que predominan sobre el ortopiroxeno. La matriz es fina holocristalina, formada por cristales delgados de plagioclásas, piroxenos y minerales opacos. A la muestra se le hizo análisis químico (Cuadro 3, nº 31).

Riolita de grano medio (18)

Los cuerpos riolíticos de granulometría media aparecen cerca del poblado Cruzada La Laguna y se extienden también hacia Calle Salvador al SO de Potrerillos, lugar donde existen varias canteras. Los cuerpos tienen forma irregular de hasta 3×2 km de superficie. Otro cuerpo de riolita aparece en la confluencia del río Barranca con el río Barranquilla

y un cuerpo más pequeño cruza la Interamericana al este de Cambronero. Los cuerpos de riolita intruyen principalmente las rocas del Grupo Aguacate. En el caso de los cuerpos más grandes en Cruzada La Laguna la situación se complica, ya que se identificó que la riolita está también en contacto con una intrusión gabrodiorítica y con la Formación Monteverde. El contacto con la Formación Monteverde es probablemente tectónico. Por otro lado no se puede determinar una relación de edad de la riolita con las intrusiones gabrodioríticas, por que el contacto entre ellas no aflora. Tampoco se pudo realizar el análisis químico de estas rocas debido a la ausencia de muestras sanas.

La riolita tiene color gris claro y granulometría media, es ligeramente porfirítica, en su mayoría muy fisurada y con desintegración en cuadrados. Generalmente presenta alteración hidrotermal, incluyendo silificación. Tiene susceptibilidad magnética muy baja en el rango de $0,05-0,17 \times 10^{-3}$ SI. La roca está conformada por fenocristales de cuarzo y principalmente de feldespatos muy alterados convertidos en una masa fina de minerales secundarios. El tamaño de los fenocristales de cuarzo o feldespatos varía de 1-4 mm, a veces alcanzan hasta 7 mm; sin embargo algunas muestras son de grano fino sin fenocristales. La matriz es holocristalina que consiste en un mosaico de granos de cuarzo isométricos y minerales secundarios con tamaños de 0,05-0,2 mm. Los resultados de los análisis de difractometría, aplicada a las muestras procedentes de la cantera en calle Salvador de Potrerillos, mostraron que los feldespatos originales se preservaron de manera excepcional (Cuadro 2, nº 46). El principal mineral que se identificó fue siempre cuarzo y minerales secundarios como pirofilita, alunita, caolinita y sericitita (Cuadro 2, nº 46-48).

Riolita vidriosa (17)

En el área de la hoja Miramar se observó un pequeño cuerpo intrusivo de riolita vidriosa al oeste de la ciudad de Miramar; pero también fueron descubiertos otros pequeños cuerpos que afloran con dirección NE-SO ubicados aproximadamente a 1 km del límite NO del mapa (al norte

de la localidad La Unión de Miramar) (Cuadro 3, nº 11). Esta riolita es de color blanquecina a rosada, dura, masiva y con estructura fluidal. No presenta alteración hidrotermal ya que sus feldespatos están bien conservados. La susceptibilidad magnética es baja ($0,1 \times 10^{-3}$). La estructura microscópica es de grano fino, vítreo, levemente laminada o fluidal. La matriz es completamente desvitrificada en una mezcla de cuarzo y feldespatos de granos muy finos. Raros son los fenocristales idiomorfos (hasta 2 mm) de plagioclasa y de biotita de color café oscuro significativamente pleocromática.

IGNIMBRITAS (PLIOCENO SUPERIOR - PLEISTOCENO INFERIOR)

En este trabajo se utilizará el término “ignimbrita” en el sentido genético para referirse a depósitos formados por flujos piroclásticos, ya sean soldadas o no soldadas.

En Costa Rica varios autores (p. ej. Madrigal, 1967; Alvarado & Carr, 1993; Villegas, 1997; Vogel et al., 2006, 2007) se han dedicado a estudiarlas, los mismos las han caracterizado en diferentes tipos, han propuesto su clasificación estratigráfica y definido sus fuentes de origen. Según Gans et al. (2002) en el Valle Central y en áreas adyacentes ocurrieron muchos flujos pumíticos que están datadas en 0,33; 0,49; 0,57; 0,92; 1,59; 2,1; 4,0 y 6,1 Ma.

En el área de la hoja Miramar fueron encontrados varios de estos flujos en diferentes niveles estratigráficos. Su correlación es difícil, principalmente por que los afloramientos son escasos en el lugar, por lo difícil del acceso al terreno y por que algunos lugares se encuentran altamente alterados o meteorizados (laterización).

En el mapa publicado (Žáček et al., 2010a) se correlacionó, con cierta incertidumbre, estas ignimbritas (No 14-12) con la Formación Alto Palomo (datada 0,565 Ma, Vogel et al., 2004), principalmente por sus características litológicas y su textura. No obstante en la columna estratigráfica y en la leyenda del mapa, la colocamos en el Plioceno superior, entre las unidades Aguacate y Monteverde, tal como lo menciona Villegas

(2004). Esto, por que también podría tratarse de otra unidad de ignimbritas de la Cordillera de Tilarán, datadas en 6,0-1,5 Ma (Vogel et al., 2004). Aunque la posición estratigráfica de esta unidad es incierta, al menos que surgieran nuevos datos con mayor exactitud, mantenemos la estructura y numeración según la leyenda del mapa publicado (Žáček et al., 2010a).

Ignimbritas ácidas - unidad no determinada (16)

En el valle del río Barranca, entre el poblado de San Jerónimo (al N de Esparza) y la planta hidroeléctrica Nagatac se localizaron diferentes niveles de ignimbritas en su mayoría de composición dacítica y con una fuerte alteración hidrotermal. Sin embargo la relación estratigráfica entre ellas no se ha podido determinar dado a lo difícil del acceso y a la cobertura boscosa que cubre el área en mención. En el mapa con dirección de oeste a este, existen cuerpos de ignimbritas en San Jerónimo, en la confluencia del río Barranquilla y Barranca, en la desembocadura de Quebrada Llana y en las inmediaciones de la planta hidroeléctrica Nagatac. Estratigráficamente se puede tratar de flujos que se originaron durante el vulcanismo del Aguacate y Monteverde o también puede interpretarse como un cuerpo subyacente de la Formación Punta Carballo, de la parte superior de Mata de Limón, que fueron emplazadas por fallas tectónicas hacia el Grupo Aguacate.

Ignimbrita riolítica, unidad Peñas Blancas (15)

Al noreste del poblado de Peñas Blancas, aflora un cuerpo ignimbítico caracterizado como flujo de cenizas de composición riolítica, de gran espesor, con un área de 1,3 km de largo y 0,7 km de ancho. Parte de este cuerpo ignimbítico se encuentra cubierto por depósitos de deslizamientos tal como se ha descrito en Flores et al. (2001). El ángulo de inclinación es de 30° hacia el sur hasta el SO. El espesor excede de unas pocas decenas de metros, incluso según Villegas (1997) afirma que pueden tener entre 200-300 m. La unidad subyacente es el Grupo Aguacate,

pero no es observable un contacto directo. El contacto superior de esta unidad tampoco pudo ser definido como directo; sin embargo por su litología, probablemente se trate de la Formación Monteverde. En la base de la ignimbrita hay una capa de varios metros de espesor de toba volcánica de color café oscuro con clastos de 1-3 cm de tamaño.

La ignimbrita es poco hasta medianamente soldada, sin estratificación, de grano fino, color gris-blanco, con fragmentos de piedra pómex blanca porosa y líticos angulares de andesita con un tamaño de 1-5 cm. La muestra estudiada consta de una matriz fina hasta vítreo que representa aproximadamente el 40%, pómex colapsados con tamaños de 0,5-15 mm que constituyen otro 40% y líticos de diferentes composiciones el 3%. El resto representan fenocristales de plagioclasa 15%, hornblenda 1%, biotita 3% y titanomagneteita 1%. Además contienen zircón y apatita como minerales accesorios.

Ignimbritas de Las Musas, Bajo Barrantes y Catarata, unidad Alto Palomo (14-12)

Desde el centro de Piedades Sur y en la localidad de Catarata (ambos del cantón de San Ramón), aparecen ignimbritas y tobas ácidas en un área de aprox. 5×3 km. También afloran en algunas concesiones mineras (canteras) ubicadas en las localidades de Las Musas y Cataratas. La base de la ignimbrita está formada por lavas básicas del Grupo Aguacate, el contacto está muy bien expuesto, como p. ej. en la cantera Las Musas.

En el mapa geológico se definió 3 tipos de ignimbritas: brecha basal, ignimbrita con biotita y clastos, toba y cenizas volcánicas riolíticas.

La litología observada corresponde con la parte superior de la Formación Alto Palomo llamada Palmitos, que también se caracteriza por la presencia de distintas gradaciones, la presencia de biotita y de una zona de acumulación de cenizas de lapilli en las caídas co-ignimbriticas. Según Villegas (2004), la capa de ignimbritas tiene un espesor entre 20-100 m e inicialmente aparecen en un área de 900 km². La fuente, según el mismo autor, fue la caldera de Chocosuela.

Brecha basal (ignimbrita) (14)

Aflora solamente en el cañón del valle del río Barranca entre Bajo Matamoros al norte y en menor cantidad en la desembocadura del río Piedras (Fig. 10). Es una ignimbrita de color gris o rojizo oscuro, con clastos centímetros hasta 1 m, de composición andesítica hasta dacítica, no alterada, muy bien soldada sin estratificación. Su espesor es de varias decenas de metros. Se diferencia de las brechas del Grupo Aguacate por su fuerte soldadura, por estar sana y por la ausencia de alteración. Puede determinarse como una secuencia basal de ignimbritas; sin embargo no se puede descartar que se trate de otra unidad.

Ignimbrita ácida con biotita y líticos, unidad Alto Palomo, parte inferior (13)

Los mejores afloramientos se encuentran en el tajo (cantera) Las Musas y en las caídas de agua ubicadas en el balneario con el mismo nombre, lugar por donde cruza la quebrada Catarata. La roca es gris hasta rosa, muy bien soldada, muy vidriosa con fragmentos líticos blancuzcos y angulares de varios centímetros, y abundantes *fiammes* de color negro.

Microscópicamente presenta una textura vitroclástica donde predomina una matriz no recristalizada. La matriz se compone de fragmentos de vidrio y *fiammes* (pómex comprimido) hasta

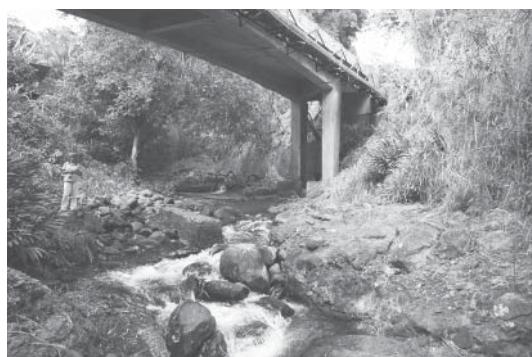


Fig. 10: Aglomerado de andesitas muy bien soldadas, que aparecen bajo del puente del río San Pedro y forman una catarata de 20 m de altura en la confluencia con el río Barranca. Probablemente el aglomerado forma probablemente la base de las ignimbritas de la unidad Alto Palomo. Foto V. Žáček.

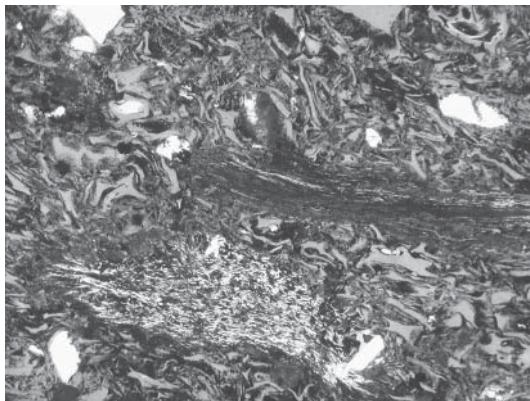


Fig. 11: Microfotografía de la ignimbrita del tajo Las Musas. Con abundante pómez comprimido (*fiamme*) y fragmentos de vidrio al lado de los fenocristales de Pl y Bt. Ancho de foto 12,5 mm. Foto Vladimír Žáček.

de varios centímetros de tamaño (Fig. 11). Los fragmentos de fenocristales de cuarzo y menos abundante de feldespatos, hacen aprox. un 25% de la composición mineral de la roca. La biotita es de color café oscuro (aprox. 4%), con tablas de hasta 2 mm, menos frecuente es el anfibol verde (alrededor del 1%) de hasta 1 mm. Los líticos son piedras pómez u otras rocas ácidas en su mayoría con tamaños de hasta 5 cm, algunas de grano fino, otras vítreas, a veces con fenocristales feldespáticos. La susceptibilidad magnética de la ignimbrita en el tajo Las Musas varía entre $5,7-8,8 \times 10^{-3}$ SI.

Otro lugar donde afloran ignimbritas parecidas que se correlacionan con Alto Palomo, es en la esquina SE de la hoja Miramar, principalmente a lo largo de la Carretera Interamericana, entre las localidades de Río Jesús y Constancia. La posición estratigráfica de los flujos no es muy clara, principalmente por que la roca está afectada por una fuerte alteración y meteorización. La única ignimbrita no alterada, de color gris rosa, con una matriz isotrópica vítreo y con unos líticos de hasta 5 cm, aflora en una cantera cerca de la mina Moncada. No se puede descartar la posibilidad de que estas rocas sean más antiguas, principalmente por el fuerte hidrotermalismo que tipifica a las rocas del Grupo Aguacate; también ha sido muy difícil su clasificación,

básicamente por el alto grado de descomposición de las rocas que no son las idóneas para los análisis respectivos.

Toba riolítica con biotita, unidad Alto Palomo, parte superior (12)

Una secuencia estratificada de tobas claras hasta grises que consideramos como una capa superior de la unidad Alto Palomo, afloran en las localidades de Piedades Sur, San Miguel y Bajo de los Barrantes (localidad representativa por el hallazgo de restos de mamíferos del Pleistoceno). Las tobas son de color blanquecino o amarillento, están subhorizontalmente estratificadas hasta laminadas, en algunas capas hay acumulaciones de clastos de pómez de 1-5 mm con gradación (graded bedding) (Fig. 12) y en otras capas se acumulan lapilli de acreción hasta 1 cm de tamaño (Fig. 13), además la roca contiene biotita macroscópica y minerales opacos accesorios. Microscópicamente contiene una proporción variable de fenocristales y fragmentos de feldespatos, cuarzo, anfibol, biotita, pero prevalece una matriz fina hasta vítreo. La susceptibilidad magnética oscila entre $0,3-2,7 \times 10^{-3}$ SI. Geoquímicamente se determinó que es de composición riolítica hasta dacítica.

Los contactos de las unidades no están bien expuestos y una clara relación entre la Formación Monteverde y estas ignimbritas, no se ha podido encontrar. Alvarado (1986) indica que en las capas suprayacentes de estas tobas aparecen andesitas hasta basaltos erosionados y de difícil correlación litoestratigráfica, que podrían ser de la Formación Motenverde. También Villegas (1997) pone a la unidad estratigráfica Alto Palomo junto con las ignimbritas de Peñas Blancas, entre Aguacate y Monteverde. Más tarde este mismo, Villegas (2004), asigna a la Formación Alto Palomo una edad de Pleistoceno Medio, más joven que la Formación Monteverde.

Con respecto a la estratigrafía paleontológica de Bajo de los Barrantes, esta ha ya sido descrita en la literatura (Valerio, 1939; Segura, 1942, 1963; Alvarado, 1986, Lucas et al., 1997).



Fig. 12: Nivel de clastos de pómex entre las capas de ceniza tobácea de composición riolítica, carretera entre Bajo Matamoros y San Miguel (cuadro 3, 4, No 18). Foto Vladimír Žáček.

FORMACIÓN MONTEVERDE (PLEISTOCENO INFERIOR)

En el área mapeada, la Formación Monteverde forma grandes superficies, especialmente en las cimas de la Cordillera de Tilarán. Ocupa la parte norte montañosa del mapa donde aparece principalmente en altitudes superiores a 1000 m.s.n.m. En los alrededores de Miramar o de Esparza de Puntarenas, se encuentra en forma de relictos de flujos de lavas, en altitudes más bajas. Estratigráficamente es la unidad más joven y es discordante al Grupo Aguacate (Cháves & Sáenz, 1974). De los perfiles geológicos en la hoja Miramar se deduce que en algunos lugares su espesor sobrepasa los 500 m.

Litológicamente está conformada por lavas andesíticas hasta andesita-basálticas no alteradas, en menor cantidad hay rocas piroclásticas (brechas y tobas) y localmente importante son los depósitos de lahar (Fig. 14).

Las rocas de la Formación Monteverde y del subyacente Grupo Aguacate son muy similares y

es muy difícil diferenciar el contacto entre sí. No obstante los criterios que se utilizaron para distinguir a la unidad más joven fueron: la posición (zonas altas) y geomorfología, la presencia de las lavas fluidales y vítreas, ausencia de rocas intrusivas salvo domos, ausencia de alteraciones hidrotermales, vetas de cuarzo y criterios geoquímicos.

Andesita, andesita basáltica con brechas, lahares y tobas subordinadas (11)

Las lavas andesíticas (o lavas de composición andesita-basáltica), son las rocas que predominan en la Formación Monteverde; basaltos no fueron encontrados. También aparecen capas de brechas volcánicas, tobas y lahares. En el cerro Azahar (1610 m) ubicado en el cuadrante NE de la hoja Miramar zona más alta de la región, predominan solo andesitas.

Las lavas (andesitas y andesitas basálticas) están sanas, son masivas, de color gris oscuro



Fig. 13: Lapilli de acreción en una toba riolítica de la localidad de San Miguel, cerca de Bajo de Los Barrantes (cuadro 3, 4, No 18). Foto Vladimír Žáček.

hasta casi negras, ligeramente porfídicas, compuesta de fenocristales de plagioclasa y piroxenos (20-50%), y de una matriz fina a veces con estructuras fluidales. El tamaño de los fenocristales de plagioclásas alcanza hasta 4 mm y el de los piroxenos hasta 3 mm. La matriz es de grano fino, holocristalina, sin la presencia de vidrio y compuesto de los mismos minerales que conforman los fenocristales. La cantidad de plagioclasa se estima de 50 a 70%, parte de ellas se manifiestan en forma de fenocristales y la otra parte como matriz. La proporción de piroxenos es de 30-40%; los ortopiroxenos y clinopiroxenos se encuentran en cantidades fluctuantes. El olivino está presente en las andesitas basálticas en cantidades hasta 5% y está parcial o totalmente serpentinizado. El mineral opaco es la magnetita y debido a su alto contenido en la andesita y basalto-andesítico (2-4%), estas rocas alcanzan una susceptibilidad magnética de $25-50 \times 10^{-3}$ SI. Raramente se encuentra biotita y como mineral accesorio es común apatita. Las muestras de andesitas obtenidas de las localidades del Socorro y Zapotal, presentan una textura vesicular llenas de clorita y probablemente alunita.

Lahares, aparecen principalmente en la base de la Formación Monteverde y forman capas no estratificadas, poco consolidadas, compuestas de una mezcla caótica de clastos y bloques de varios tamaños angulares hasta subangulares y de composición andesítica. Además de la mina Bellavista, lugar donde se encontró el mejor afloramiento, pueden ser vistos al sur del poblado Laguna y están

muy bien expuestos en los caminos entre los poblados de Zapotal y Barranquilla (Fig. 14) al NE de la hoja cartográfica Miramar. Probablemente existen más depósitos de estos; sin embargo por la cobertura vegetal y la laterización no se pueden distinguir o diferenciarse.

Riodacita hasta andesita con biotita y anfíbol (domos) (10)

Domo cerro La Cruz

En el sector norte de la hoja cartográfica, a unos 10 km al NE de la ciudad de Miramar, aparece un cuerpo aproximadamente de 4×4 km de área, compuesto de rocas volcánicas ácidas con una amplia zona de alteración hidrotermal, conocido en la literatura como el domo o el antiguo centro volcánico cerro La Cruz (Fig. 15). En las inmediaciones de este centro volcánico afloran lavas y rocas piroclásticas probablemente de la Formación Monteverde. Los contactos son en parte tectónicos y en parte intrusivos, por lo general están muy alterados y oscurecidos por la laterización y la intensa alteración hidrotermal. En algunos lugares la riodacita encierra xenolitos de andesita (de la Formación Monteverde) de tamaños de 1-20 cm. En el domo cerro La Cruz se encontró rocas con una amplia gama de composición andesítica hasta riodacítica predominando las riodacitas. En todas las rocas hay presencia de fenocristales de anfíbol y biotita, mientras que los piroxenos están ausentes. La susceptibilidad magnética se midió en el rango de $5-10 \times 10^{-3}$ SI.

Las rocas de composición riodacítica son de color gris claro, amarillento o rosado, de grano mediano, porfídicas y con matriz mas o menos fluidal. Los fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol son de hasta 5 mm de tamaño. A veces la roca tiene un aspecto plutónico por su alto contenido de fenocristales idiomórficos de plagioclasa, por esta razón se supone que se trata de una facie subvolcánica más profunda.

A nivel microscópico está compuesta de fenocristales de plagioclasa prismática (25-35%), de anfíbol pleocróico de color verde olivo a café oscuro (5-10%) y de biotita café oscuro muy pleocróica (1-5%). Los minerales opacos están



Fig. 14: Lahar compuesto de grandes bloques de andesita subangulares en una matriz poco compacta, aflora en las rutas entre los pueblos Zapotal y Barranquilla. Foto Vladimír Žáček.

presentes en cantidades de 1-2%. La matriz vítrea originaria (45-60%) está completamente devitrificada en esferulitas de calcedonia con una estructura radial de 0,1-1,5 mm de diámetro. Entre las esferas hay material fino, ligeramente anisotrópico y el vidrio no se conservó. Según la difractometría aplicada a dos muestras de riocacitas (Cuadro 3, No 1, 5) se confirmó que además de los minerales mencionados también hay feldespato potásico, abundante tridimita, en menor cantidad cristobalita y el cuarzo está ausente.

Domo cerro San Miguel

Forma un cerro del mismo nombre que se eleva al SE de la hoja Miramar. Se trata de un cuerpo rectangular que cubre un área de aproximadamente 1,5×2,5 km y corta a vulcanitas del Grupo Aguacate, formando un domo con pequeñas coladas de lava. La roca dominante es la dacita anfíbol-biotítica de color gris pálido a rosado, de

grano medio, ligeramente porfídica, con fenocristales de plagioclasa de color blanco o incolora y anfíbol negro visible macroscópicamente.

A menudo la estructura de la roca es fluidal y en los afloramientos se separan en forma de tablas o láminas. No están muy afectadas por la alteración, solo se pudo distinguir una débil caolinización. Microscópicamente la roca es porfídica, con matriz fluidal y estructura esferulítica. La dacita se compone de fenocristales prismáticos, bien desarrollados, de plagioclasa con tamaño de 0,2-4 mm (20-30%), de anfíbol idiomórfico de hasta 3 mm, color café hasta verdes (aprox. 8-10%) y de cristales de biotita (2-7%). La proporción del mineral opaco es aprox. de 2-3%. El resto (50-60%) es una matriz de color café oscuro opaco, que se formó originalmente de vidrio y que en gran medida recristalizó en mosaico de esferulitas de "calcedonias", con diámetro de 0,1-1 mm. Otra parte de la matriz y en menor cantidad es microcristalina compuesta principalmente por aparentes tridimita y cristobalita (Fig. 16).



Fig. 15: Cerro La Cruz, que forma el borde oriental del gran domo riodacítico. Vista desde el SE del pueblo de El Salvador. Foto Vladimír Žáček.

TOBA ARENOSA DE COLOR CAFÉ CLARO (PLEISTOCENO SUPERIOR - HOLOCENO) (7)

Relictos de depósitos vulcanoclásticos más jóvenes, se conservan en el sector noreste de la región estudiada, entre los poblados de Bajo La Paz y Piedades Norte, a un nivel de 1100-1550 m.s.n.m. Todo este sector está conformado por rocas volcánicas de la Formación Monteverde, las cuales se encuentran muy laterizadas (las lateritas pueden alcanzar hasta varios metros de espesor).

Las tobas arenosas se conservaron en planicies laterizadas, las que ya han sido erosionadas; por esta razón y por su poca resistencia mecánica, no es posible observar afloramientos naturales de esta roca. Solo se pueden ver en zanjas o excavaciones a lo largo del camino.

En un perfil laterítico de 4 m de altura, se localizó una capa de tobas con un espesor de 1-2 m acapando la parte media y superior del perfil.

La roca no es laminada, es deleznable, liviana, de color café claro y parecida a una arenisca. Raras veces se pudo encontrar fragmentos de plantas carbonizadas. En los diferentes afloramientos estudiados, la roca presenta una susceptibilidad magnética que varía de $8-12 \times 10^{-3}$ SI.

En sección delgada se puede ver el tamaño del grano que es subangular, de 0,1-1 mm, sin estratificación aparente. El reconocimiento de los minerales es difícil debido a la fuerte meteorización (“limonitización”).

La difractometría identificó gibbsita, cuarzo, magnetita, cristobalita y en cantidades más pequeñas olivino, plagioclasa, feldespato potásico y hematita (Cuadro 2). Con el análisis se comprobó que el hierro y los hidróxidos de aluminio secundarios son dominantes (gibbsita al lado de limonita amorfa) y son el resultado de la meteorización; mientras que otros minerales son relictos de la composición original (olivino, feldespato) y de los minerales resistentes a la meteorización (magnetita, cuarzo). La fuente de origen de las tobas, se supone de la actividad eruptiva de los volcanes Poás o Platanar en el Pleistoceno tardío hasta el Holoceno (G. Alvarado y R. Mora, com. oral).

CUATERNARIO NO VOLCÁNICO (PLEISTOCENO-HOLOCENO)

Se diferenciaron varios tipos de depósitos cuaternarios, desde el Holoceno hasta Pleistoceno inferior, algunos de ellos ya han sido mapeados anteriormente (p.ej. Denyer et al., 2003) y correlacionados con la Formación Esparza; no obstante genéticamente aún no han sido divididos. Por esta razón clasificamos a estos depósitos según su origen en: depósitos de deslizamientos, sedimentos fluviales, conos de deyección, acumulaciones de paleo-abanicos aluviales y también dos niveles de paleoterrazas. Las relaciones estratigráficas y edad se muestran en la figura 2.

Paleoterrazas fluviales, nivel 1, arenas y gravas altamente laterizadas (9)

Un amplio sistema de paleoterrazas se ubica en los alrededores de Marañonal, Esparza y San Jerónimo, al sur de la hoja. La posición morfológica de las paleoterrazas es clara; sin embargo sucede lo contrario con la identificación de la composición litológica y la estimación de los espesores, dado a la fuerte laterización que afecta hasta profundidades de 3 a 4 m. Solamente en zanjas situadas en los alrededores de las planicies, empiezan a aparecer niveles de gravas con una litología muy variada. Dominan

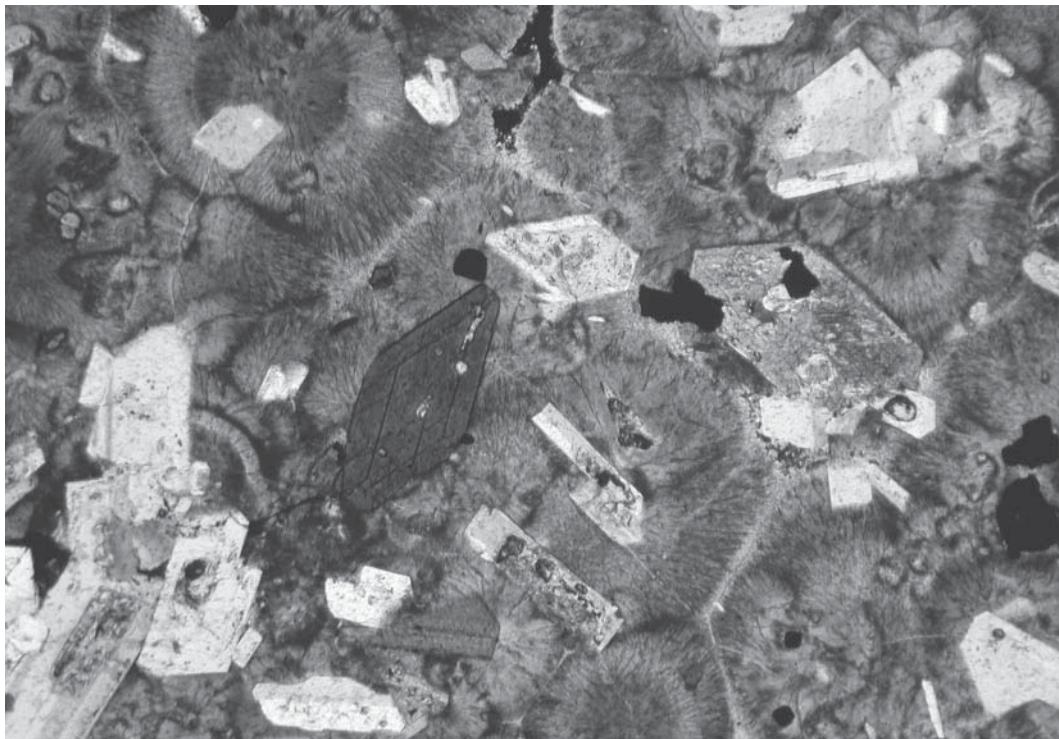


Fig. 16: Microfotografía de una dacita anfíbol-biotítica (cuadro 3, 4, No 13) del cerro San Miguel datada en 1,59 Ma. Coordenadas y análisis químico véase en el cuadro 3 y 4. Ancho de foto 3,3 mm, polaroides // . Foto V. Žáček.

andesitas porfídicas, en menor cantidad dacitas de color gris, e ignimbritas. Otros materiales pero también de importancia son los cantos de rocas silicificadas de colores claros que son más resistentes a la meteorización. El tamaño predominante de los clastos varían entre 5-20 cm pero hay bloques de andesitas de hasta 50 cm. Salvo las rocas silicificadas, estas se encuentran altamente laterizadas. Los cantos y bloques presentan descomposición tipo cebolla. El espesor de los depósitos fluviales sobre el río Barranca se puede estimar de 5-10 m, tal vez más. Estas terrazas se correlacionan con el Pleistoceno Inferior, dado los niveles de elevación de las terrazas (más de 100 m sobre el lecho actual), el grado de meteorización del material clástico y sus características en general.

Paleoterrazas fluviales, nivel 2, arenas y gravas (8)

Son niveles de paleoterrazas de menor extensión, que se encuentran de 15 a 20 m por encima del lecho actual del río Barranca y se localizan a unos 3 km al NO de Angostura. Se distingue por un notable nivel morfológico. Son gravas hasta arenas gruesas muy parecidas a los sedimentos fluviales de caudales recientes. La edad probablemente corresponda al Pleistoceno Medio hasta Superior.

Depósitos de deslizamientos (6)

Los depósitos de deslizamientos están conformados por material clástico (clastos y bloques de hasta varios metros de diámetro) de rocas

volcánicas principalmente andesitas y dacitas, están caóticamente mezcladas con una matriz arcillosa o de fragmentos líticos y por lo general saturados de agua (Fig. 17). Sus espesores pueden alcanzar hasta varias decenas de metros. Por el tamaño de los bloques se supone que el material es de largo transporte, en algunos casos de varios kilómetros de distancia como p.ej. los gigantescos deslizamientos en Peñas Blancas y San Antonio cerca del cerro La Cruz.

Depósitos de paleoabanicos aluviales, arenas, gravas y bloques con presencia de arcillas (5)

Estos depósitos alcanzan superficies relativamente grandes y aparecen al SO de la hoja Miramar, pero principalmente se encuentran en la hoja colindante “Chapernal”. Se manifiestan en formas morfológicas alargadas y elevadas (lomas) hasta 30 m de altura. Los depósitos actuales están representados por relictos de erosión de los antiguos conos de deyección (Pleistoceno), modelados en el Holoceno, por caudales de aguas recientes. El espesor de estas acumulaciones es variable y pueden alcanzar varias decenas de metros. Litológicamente se trata de depósitos de grava constituidos por cantos rodados con prevalencia de andesitas laterizadas mezcladas con una matriz de arena fina o arcilla laterítica. Típico es la fuerte meteorización laterítica y una altura mayor con respecto al nivel de los lechos de los ríos actuales.

Depósitos lacustres, gravas, arenas y arcillas (4)

Depósitos lacustres se ubican en la parte NO del territorio estudiado y están relacionados principalmente con las depresiones (lagunas) de la superficie, en áreas de deslizamientos. Están formados de arcillas y arenas, mezcladas con fragmentos de rocas más grandes cuya fuente de material son los propios deslizamientos. Un mayor alcance tiene en las Peñas Blancas, finca La



Fig. 17: Depósito de deslizamiento en el poblado San Antonio de San Ramón al sur del cerro Azahar. Foto V. Žáček.

Laguna o en los alrededores de las localidades de Barranquilla y Zapotal.

Depósitos de abanicos aluviales, arenas, gravas y bloques (3)

Los depósitos recientes (Holoceno) de conos de deyección están relacionados a las corrientes de aguas más torrentosos de la región y se localizan principalmente, en la desembocadura de los valles hacia la llanura. Las acumulaciones más importantes se encuentran al sur de Peñas Blancas, al lado de la finca La Laguna y en la desembocadura de la quebrada Jiménez hacia el río Barranca, cerca del puente de San Jerónimo. Litológicamente, los depósitos consisten de materiales gruesos, en su mayoría de rápido transporte (gravas de inundación con bloques de rocas), que dependiendo de la distancia del recorrido pueden ser de menos a mas retrabajados.

Depósitos fluviales, arenas, gravas y bloques (2)

Los sedimentos fluviales forman bancos de material que rellenan los cauces de los ríos, especialmente en aquellos de mayor flujo y dimensiones como son p.ej. el río Barranca, Barranquilla, Naranjo, Ciruelas y La Paz. La

red fluvial en su mayoría es de edad cuaternaria (Holoceno) y al SO de la hoja Miramar (desde Cuatro Cruces de Miramar) bordeando la línea de costa, los ríos cortan los depósitos de antiguos conos de deyección del Pleistoceno. Probablemente el de mayor antigüedad es el río Barranca, ya que según los cortes observados, estas terrazas se sitúan a un nivel de más de 100 m sobre el lecho reciente del cauce y conservan aún las formas de sus flujos primarios, posiblemente del Pleistoceno Inferior.

Litológicamente, los depósitos fluviales están compuestos principalmente de gravas hasta arenas gruesas, sobre todo con cantos y bloques de semi hasta bien redondeados, compuestos de diferentes rocas volcánicas principalmente andesitas, basaltos y brechas.

Una situación anómala ocurre aguas arriba del río Jabonal, que a pesar de ubicarse en una zona alta de la región (1300 m.s.n.m.) de mucha laterización y con una alta precipitación, típica del bosque nuboso, se forman meandros de aguas tranquilas. Una de las terrazas con mayor extensión aparece en el cauce del río Barranca al norte de Marañonal (Esparza), donde alcanzan dimensiones de hasta 1,1 km de ancho.

Depósitos antropogénicos (Holoceno) (1)

En la región estudiada el principal depósito de este tipo se encontró en la mina de oro “Bellavista” en Miramar de Puntarenas. Se trata de la escombrera de este proyecto minero, compuesta principalmente de rocas estériles. Después de los deslizamientos que ocurrieron en el año 2007 debido a las altas precipitaciones que azotaron el país, las operaciones de extracción y recuperación de oro fueron suspendidas, limitándose únicamente las labores a la recuperación ambiental de la mina.

Otras escombreras y depósitos de lamas de menor tamaño se ubican en las antiguas explotaciones de la Mina Unión y la Mina Moncada, las mismas no pudieron dibujarse a una escala 1:50 000 por ser muy pequeña.

K-AR DATAACIONES

En el Cuadro 1 se sintetizan los resultados de cada una de las muestra, con sus respectivas ubicaciones en coordenadas geográficas y composición mineralógica. De igual forma, los análisis geoquímicos y mineralógicos de las mismas se resumen en los Cuadros 2-4 y en los capítulos siguientes de Geoquímica y Mineralogía.

Del Grupo Aguacate se dataron dos muestras, una de basalto (Cuadro 1, n° 8) y otra de riolita vidriosa (Cuadro 1, n° 9) que intruye basaltos del mismo grupo. Los resultados dieron edades de 4,99 ($\pm 0,6$) Ma para el basalto y de 4,41 ($\pm 0,15$) Ma para la riolita que corresponden al Plioceno Inferior. Por otro lado, con el método U-Pb se dataron circones de los granitos de Guacimal (hoja Juntas), resultando una edad de $6,3 \pm 0,5$ y $6,0 \pm 0,4$ Ma (Žáček et al., 2011). Dicho granito también intruye las lavas del Grupo Aguacate, lo que indica que la edad de esta unidad alcanza en algunos lugares más de 6 Ma.

De la Formación Monteverde fueron datadas dos muestras de andesita basáltica (Cuadro 1, n° 14) una del tajo Bellavista otra de la Finca Mirón ubicada cerca de Esparza (Cuadro 1, n° 23). Los resultados de ambas muestras fueron muy parecidos: 1,77 ($\pm 0,11$) y 1,71 ($\pm 0,25$ Ma).

Una muestra de riolita del domo cerro La Cruz (Cuadro 1, n° 1) dio la edad de 1,13 ($\pm 0,06$ Ma) para toda la roca y de 1,71 ($\pm 0,14$ Ma) para la biotita y anfíbol que fueron separados, esta se considera la edad más confiable.

De la biotita separada de una muestra de dacita del domo cerro San Miguel (Cuadro 1, n° 13), se obtuvo una edad de 1,59 ($\pm 0,12$ Ma), que confirmó junto con las lavas de la Fm. Monteverde una edad del Pleistoceno Inferior y una relación genética con el cuerpo del cerro La Cruz.

Por último se dató una toba ácida con restos de macrofauna de la localidad tipo „Bajo Barrantes“ (Cuadro 1, n° 18a), los resultados fueron erróneos debido a un bajo contenido de K y Ar en la roca. Aunque la edad resultante fue de 2,6 ($\pm 1,8$) Ma, este resultado no puede ser considerado como confiable, dada la gran diferencia con lo que actualmente se encuentra establecido.

Cuadro 1

Dataciones de las rocas volcánicas de la hoja Miramar, método clásico K-Ar

Nº muestra	Localidad	AA°BBCC"		Tipo de roca y descripción	Fracción datada	K (%)	ccSTP/g)	^{40}Ar rad (%)	K/Ar edad (Ma)
		N	W						
1 (Mi39)	Rincón Chavés	10°07'07" S	84°38'37" W	Riolita dura, gris, porfirítica, con phx de Fs, Bt (3%) y Hb (7%). Matriz esférólitica. Correlación C. L. C.	W. R., Bt, Hb	2,62 2,23	1,146 x 10 ⁻⁷ 1,487 x 10 ⁻⁷	28,5 13,6	1,13 +0,06 1,71 +0,14
8 (Mi89)	Carrera Buena	10°06'53" S	84°37'36" W	Basalto gris oscuro, fino, macizo. Abundantes phx de Pl y Px (40%) máx. 1 mm. Ol alterado (20%). Correlación G. A.	W. R.	1,25	2,429 x 10 ⁻⁷	19,2	4,99 +0,36
9 (Mi95)	Miramar	10°05'25" S	84°44'34" W	Riolita masiva, blanca o rosada. Matriz fluidal muy fina. Raro phx de Pl hasta 1,5 mm. Intrusivo de G. A.	W. R.	2,99	5,128 x 10 ⁻⁷	54,9	4,41 +0,15
13 (Mi236)	San Miguel	10°01'22" S	84°42'06" W	Dacita Hb-Bt, gris-rosada, porfirítica, matriz esférólítica, phx de Pl (máx. 3 mm), Hb (máx. 3 mm, aprox. 10%) y Bt (aprox. 2%). Correlación C. S. M.	Bt	4,28	2,657 x 10 ⁻⁷	18,8	1,59 +0,12
14 (Mi245)	Tajo Bellavista	10°06'52" S	84°42'24" W	Andesita porfirítica, gris-verdosa. Porfirítica, matriz fina (50%), phx de Pl y Px máx. 2 mm, Ol aprox. 3%. Correlación F. M.	W. R.	1,39	9,648 x 10 ⁻⁸	21,1	1,77 +0,11
18a (Mi306)	Bajo Barrantes	10°06'35" S	84°31'08" W	Toba ácida blanca con frag. fósiles de mamíferos. Matriz fina, vidriosa, frágil, de phx de Px y Hb < Bt, escasos litícticos andesíticos. Correlación F. A. P.	Fs	0,59	1,703 x 10 ⁻⁷	2,0*	2,6+- 1,8*
23 (Mi343)	Finca Mirón	10°01'29" S	84°40'48" W	Andesita masiva, gris oscura, fluidal, escasos litícticos, phx de Pl máx. 2 mm, Px y Ol alterado (aprox. 5%) máx. 1 mm. Correlación F. M.	W. R.	1,29	8,539 x 10 ⁻⁸	9,6	1,71 +0,25

* por el bajo contenido de argón se trata de edad analítica no geológica

W. R. roca total; phx fenocristales; F. M. Formación Monteverde; G. A. Grupo Aguacate; F. A. P. Formación Alto Palomo; C. S. M. Domo cerro San Miguel; C. L. C. Domo cerro La Cruz

MINERALOGÍA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS

Por microsonda electrónica se analizaron 9 muestras de rocas volcánicas para determinar la composición química de los minerales (Fig. 18 a-d), también se hicieron análisis químicos de las mismas y algunas de ellas fueron datadas por el método K-Ar (véase Cuadros 1, 3-4). Con el método de difractometría se analizaron otras 28 muestras de rocas alteradas y varios minerales como zeolitas, sulfatos, etc. (véase Cuadro 2); además por microscopía fueron examinadas 80 secciones delgadas.

Lavas del Grupo Aguacate

Fueron consideradas dos muestras de lava: a) basalto (Cuadro 3, n° 8) andesita basáltica (Cuadro 3, n° 10). Ambas muestras contienen plagioclasa básica, clinopiroxeno y ortopiroxeno (predominante), olivino y titanomagnetita subordinada. La muestra de basalto (Cuadro 3, n° 8) además contiene biotita y calcita como minerales accesorios secundarios. La Plagioclasa se trata de labradorita hasta bytownita (An_{66-88}) con un elevado contenido de SrO (0,2-0,3%) pero pobre en BaO (0,0%), muestra zonación y su basicidad disminuye hacia el borde.

Clinopiroxeno, se presenta como Fe-diópsido, $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe) = 0,70-0,86$ con un valor elevado de Al_2O_3 (2,6-4,4%), bajo en Na_2O (0,3-0,4%).

Ortopiroxeno, se presenta como Fe-enstatita, ($X_{Mg} = 0,60-0,74$), con valores elevados de Al_2O_3 (0,7-1,4%) y CaO (1,6-4,6%).

Olivino, se trata de forsterita, $X_{Mg} = 0,85-0,89$ con valores elevados de CaO (0,17-0,24%), MnO (0,22-0,44%) y NiO (0,08-0,21%). Hacia la margen del grano, tiende a aumentar débilmente el contenido de Mg.

Ti-magnetita (serie *ulvöspinel*-magnetita), es el único mineral opaco en las muestras estudiadas. Contiene 11-15% TiO_2 y también altos valores de Al_2O_3 (~2%), MgO (0,2-1,9%), V_2O_3 (0,8-1,1%), MnO (0,3-0,5%) y ZnO (0,2-0,4%).

Biotita, Mg-dominante ($X_{Mg} = 0,85$), rica en TiO_2 (3,7-5,6%) y F (~5,5%).

Lavas Monteverde

Se analizó una muestra (Cuadro 3, n° 2).

La plagioclasa está significativamente zonada, se trata de oligoclasa-labradorita ácida (An_{15-52}), la basicidad y el contenido de BaO (0,08-0,55%) descienden hacia el borde y el contenido de SrO (~0,23%) no varía.

Ortopiroxeno, se presenta como Fe-enstatita, ligeramente zonada (disminución de Al, ascenso de Ca con dirección al borde del grano), $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 0,70-0,77$ con Al_2O_3 0,9-1,1%) y MnO (alrededor de 0,7%) y CaO (1,4-1,9%).

Clinopiroxeno, se presenta como Fe-diópsido, $X_{Mg} = 0,67-0,76$, $Al_2O_3 = 1,8-4,1\%$, $TiO_2 = 0,4-1,0\%$, $Na_2O = 0,3-0,5\%$. Hacia el borde de los granos crece en Al y disminuye en X_{Mg} .

Olivino, corresponde a la Fe-forsterita, $X_{Mg} = 0,79-0,82$, contiene 0,13-0,15% CaO, 0,38-0,47% MnO y 0,11-0,23% NiO.

Ti-magnetita, contiene alrededor de 6% TiO_2 y valores significativos de Al_2O_3 (alrededor de 1,9%), MgO (1,2%), MnO (0,5%), y V_2O_5 (0,66%).

Ilmenita es un mineral accesorio poco frecuente que contiene ~0,9% MnO y ~1,95% MgO.

Los domos riódacíticos

Se investigó una muestra de dacita (Cuadro 3, n° 1) del cerro La Cruz (también datada, método K-Ar). La roca está compuesta de fenocristales

Cuadro 2

Resultados de los análisis con difractometría de las rocas y minerales

Nº muestra	AA°BB'CC"		Roca, alteración	U. C	Localidad	Tipo Alt.	Composición		
	N	W					Mayor %	Menor %	Raro
5 (Mi68)	10°08'42"	84°39'47"	Amdesita con Hb y Bt	C. L. C.	Río Jabonal	sana	Pl, Sa	Hb	Bt, ?Crs ?Di
6 (Mi73)	10°09'42"	84°38'14"	Roca al- terada	C. L. C.	Barranquilla	(ii-b)	Natrol-Aln, Trd	Kln	?Qtz
9 (Mi95)	10°05'25"	84°44'34"	Riolita vid- riosa sana	Int.	Miramar	(ii-a)	Qtz	Sa, Pl	Mnt
12 (Mi220)	10°01'51"	84°38'53"	Roca ácida A(ii-a)	Ig.	Sn. Jerónimo	(i-a)	Trd, Sa, Pl	Crs	Kln
34 (Mi29b)	10°09'23"	84°43'31"	Zeolita	G. A.	La Unión	(i-a)	Heulandita- Ca/estilbita	Qtz, Cal	
35 (Mi39)	10°07'07"	84°38'37"	Riolita con Hb y Bt	C. L. C.	Rnc. Chaves	sana	Trd	Pl	Bt,Hb?Or
36 (Mi212)	10°03'24"	84°38'01"	Roca al- terada	?G. A.	Sn. Jerónimo	(ii-a)	Qtz	Nacrita-2M2	
37 (Mi213)	10°03'51"	84°38'07"	Roca al- terada	G. A.	Sn. Jerónimo	(ii-a)	Qtz	Kln	?Ant
38 (Mi215)	10°04'04"	84°38'06"	Bloque silícico	G. A.	Sn. Isidro	(ii-a)	Qtz		
39 (Mi223)	10°03'48"	84°43'20"	Bloque silícico	G. A.	Sn. Isidro	(ii-a)	Qtz	Huangita, Anh	
40 (Mi260)	10°00'31"	84°39'34"	Roca al- terada	G. A.	Esparza	(i)	Qtz	Kln, Ms	?Sa
41 (Mi283)	10°01'112	84°36'22"	Roca al- terada	G. A.	Angostura	(i)	Qtz	Ms(sericita)	
42 (Mi310a)	10°01'52"	84°30'41"	eflorescencia	G. A.	Río Jesús	(iii)	Halotrichita - pickerin- gita		
43 (Mi310b)	10°01'52"	84°30'41"	Roca al- terada	G. A.	Río Jesús	(ii-a)	Qtz	Prl, Kln, Aln	?Ant
44 (Mi329)	10°02'37"	84°33'52"	eflorescencia	G. A.	P.H.. Na- gatac	(i)	Malaquita	Qtz, Chl	
45 (Mi359)	10°09'18"	84°37'28"	Roca al- terada	C. L. C.	Zapotal	(ii-b)	Trd		Kln, ?Crs, ?Ant
46 (Mi371a)	10°06'30"	84°35'02"	Riolita alterada	Int.	Potrerillos	(ii-a)	Qtz	Aln, Prl, Kln	Ms (ser- icita), Or
47 (Mi371b)	10°06'30"	84°35'02"	Riolita alterada	Int.	Potrerillos	(ii-a)	Qtz	Prl, Ms (ser- icita), Aln	

Cuadro 2 (continuación)

Resultados de los análisis con difractometría de las rocas y minerales

Nº muestra	AA°BB'CC"		Roca, alteración	U. C	Localidad	Tipo Alt.	Composición		
	N	W					Mayor %	Menor %	Raro
48 (Mi389)	10°06'14"	84°35'01"	Riolita alterada	Int.	Calle Salvador	(ii-a)	Qtz	Aln	sericita, ?natroalunita
49 (Mii406)	10°03'40"	84°32'12"	Vetitas en basalto	G. A.	P.H.. Naganac	(i)	Qtz	Chl	
50 (Mi451)	10°00'51"	84°33'17"	Zeolita	G. A.	Cambronero	(i-a)	Estilbita (desmin.)	Qtz	?Pg
51 (Mi473)	10°03'11"	84°39'51"	Roca alterada	G. A.	Mesetas Arriba	(Ii-a)	Prl	Kln	?Crs, Anl, Sa
52 (Mi1370)	10°09'38"	84°31'32"	Toba arenosa meteorizada	? V. P.	La Paz	(iv)	Gbs	Qtz, Or, Pl	Mag, Ol, Hem
53 (Mi1376)	10°00'41"	84°39'04"	Roca alterada	G. A.	Río Jesús	(ii-a)	Qtz, Prl, Aln, Kln	Hem, Or	
54 (APOF)	10°03'40"	84°32'12"	Zeolita	G. A.	P.H.. Naganac	(i-a)	Clinoptilolita Ca/heulandita	Mnt, Al-Di, Ab	
55 (TM34c)	10°08'18"	84°43'26"	Sulfato naranja en zona de piritización	G. A.	Tajo Alto	(i), (iii)	Al-copiapita	Coquimbita, Qtz	
56 (TM34f)	10°08'18"	84°43'26"	Andesita alterada	G. A.	Tajo Alto	(i)	Prl	Qtz, Kln	
57 (Mi29a)	10°09'23"	84°43'31"	Zeolita	G. A.	La Unión	(i-a)	Estilbita		

U. C. unidad correlacionable, G. A. Grupo Aguacate, C. L. C. domo Cerro la Cruz, Int. intrusivo, Ig. ignimbrita, V. P. volcán Platanar

de plagioclasa, anfíbol y biotita y de una matriz microcristalina compuesta de tridimita, feldespato potásico y en menor cantidad cristobalita.

Plagioclasa, muestra una leve zonación y está representada por la andesina, (An_{38-43}) con un valor de SrO 0,16-0,23% y baja en BaO (<0,07%).

Anfíbol, con débil zonación, se trata de magnesio-hornblenda (según Leake et al., 1997) con crecimiento de Na y Al hacia el borde del grano, salvo un anillo marginal estrecho que es de origen secundario: ($Si = 6,64-6,99$ apfu, $X_{Mg} = 0,75-0,77$, $(Na+K)_A = 0,17-0,33$ apfu), con elevados valores de $TiO_2 = 1,0-1,9\%$, $MnO = 0,39-0,74\%$ y muy pobre en F y Cl (<0,1%).

Biotita, es rica en magnesio $X_{Mg} = 0,63-0,64$, rica en TiO_2 (4,1-4,2%) y pobre en flúor (0,17-0,24%).

Ti-magnetita, (5,3% TiO_2) es el mineral ópaco dominante que es la causa del aumento de la susceptibilidad magnética de las rocas ($5-10 \times 10^{-3}$). Además contiene entre 1-1,6% Al_2O_3 , MnO y MgO y 0,2-0,3% ZnO y V_2O_5 .

Ilmenita, es mineral escaso y contiene 1,1-1,3% de MnO y MgO .

Riolita vidriosa

Fue analizada la muestra Mi95 (Cuadro 3, nº 9, también datada por el método K-Ar). La roca es maciza y muy fina, su matriz está completamente devitrificada en una mezcla de cuarzo y feldespatos de granos muy finos. Raros son los

Cuadro 3

Característica y ubicación (coordenadas geográficas) de las muestras utilizadas para el análisis geoquímico

Nº	muestra	AA°BB'CC''		Localidad	Tipo de roca	U. C.
		N	W			
1 (Mi39)		10°07'07"	84°38'37"	Rincón Chaves	Riolita	C. L. C.
2 (Mi45)		10°06'30"	84°41'58"	Miramar	Andesita bas.	F. M.
3 (Mi47)		10°06'55"	84°41'33"	Peñas Blancas	Andesita bas.	F. M.
4 (Mi53)		10°09'13"	84°40'34"	Río Jabonal	Andesita	F. M.
5 (Mi68)		10°08'42"	84.39.47.9	Río Jabonal	Andesita con Hb y Bt	C. L. C.
6 (Mi73)		10°09'42"	84°38'14"	Barranquilla	Roca alterada	C. L. C.
7 (Mi75)		10°09'19"	84°37'35"	Barranquilla	Dacita	C. L. C.
8 (Mi89)		10°06'53"	84°37'36"	Carrera Buena	Basalto	G. A.
9 (Mi95)		10°05'25"	84°44'34"	Miramar	Riolita	G. A.
10 (Mi96)		10°05'21"	84°44'31"	Miramar	Andesita bas.	G. A.
11 (Mi98)		10°07'17"	84°39'50"	Peñas Blancas	Ignimbrita	U. P. B.
12 (Mi220)		10°01'51"	84°38'53"	San Jerónimo	Ignimbrita	G. A.?
13 (Mi236)		10°01'22"	84°42'06"	Cerro San Miguel	Dacita	C. S. M.
14 (Mi245)		10°06'52"	84°42'24"	Tajo Bellavista	Andesita bas.	F. M.
15 (Mi288)		10°01'00"'	84°35,08"	Angostura (In- teram.)	Andesita	F. M.
16 (Mi297)		10°02'14"	84°33'24"	Cambronero (Inter.)	Andesita bas.	G. A.
17 (Mi302)		10°02'03"	84°31'47"	Río Jesús (In- teram.)	Basalto	G. A.
18 (Mi305)		10°06'38"	84°30'47"	Bajo Barrantes	Toba ácida	F. A. P.?
19 (Mi307)		10°03'57"	84°32'12"	P. H Nagatac	Toba con hematita	G. A.
20 (Mi312)		10°02'01"	84°30'33"	Río Jesús (In- teram.)	Ignimbrita	F. A. P.?
21 (Mi316)		10°02'11"	84°30'20"	Constancia (In- teram.)	Basalto	G. A.
22 (Mi326)		10°02'16"	84°33'57"	Fn. Piedra Blanca	Basalto	G. A.
23 (Mi343)		10°01'29"	84°40'48"	Finca Mirón	Andesita bas.	F. M.
24 (Mi355)		10°08'52"	84°34'54"	Río San Pablo	Andesita	F. M.
25 (Mi357)		10°09'14"	84°35'12"	Cerro Azahar	Andesita	F. M.
26 (Mi357b)		10°09'14"	84°35'12"	Cerro Azahar	Andesita	F. M.
27 (Mi365)		10°05'60"	84°33'43"	Cruzada La Laguna	Monzodiorita	S. P.
28 (Mi395)		10°05'30"	84°32'34"	La Guardia	Gabro	S. P.
29 (Mi398)		10°05'29"	84°33'54"	Tablones	Basalto	G. A.
30 (Mi432)		10°08'20"	84°35'18"	Socorro	Andesita	F. M.
31 (TM44)		10°09'29"	84°42'21"	Laguna (La Unión)	Basalto	G. A.

Cuadro 3 (continuación)

Característica y ubicación (coordenadas geográficas) de las muestras utilizadas para el análisis geoquímico

Nº	muestra	AA°BB'CC''		Localidad	Tipo de roca	U. C.
		N	W			
32 (TM126)		10°04'56"	84°32'20"	La Guaría	Gabro	S. P.
33 (Mi1322)		10°05'34"	84°31'05"	Las Musas	Ignimbrita	F. A. P.?

U. C. Unidad correlacionable, G. A. Grupo Aguacate, F. M. Formación Monteverde, C. S. C. Domo cerro La Cruz, C. S. M. Domo cerro San Miguel, F. A. P. Formación Alto Palomo, S. P. Stock Piedades Sur, U. P. B. Unidad Peñas Blancas

fenocristales idiomorfos (hasta 2 mm) tanto de la plagioclasa casi homogénea (An_{43-45}) con elevada concentración de SrO (0,3%), y de la biotita ($X_{Mg} = 0,67$), la cual es rica en TiO_2 (3,3%) y flúor (3,6-3,9%).

Ignimbrita riolítica, unidad Peñas Blancas

Se consideró una muestra para el análisis (Cuadro 3, n° 11). La roca está compuesta principalmente de una matriz vítreo, de fragmentos de líticos de diferentes tipos y fenocristales de plagioclasa 15%, biotita 3%, hornblenda 1% , titanomagnetita 1% y minerales accesorios como zircón y apatita.

Plagioclasa, casi sin zonación y se trata de andesina ácida (An_{31}).

Anfibol, está presente como magnesiohornblenda rica en hierro trivalente ($Si = 6,55-6,99$ apfu, $X_{Mg} = 0,75-0,77$, $Fe^{3+} = 0,41-0,62$ apfu, $Fe^{2+} = 0,92-1,06$ apfu, $(Na+K)_A = 0,23-0,45$ apfu), con valores elevados de TiO_2 (1,3-2,0%) y MnO (0,52-0,66%), pobre en Cl y F = (<0,2%).

Biotita, Mg-dominante ($X_{Mg} = 0,64$), rica en TiO_2 (4,6-4,7%) y BaO (1,35%), también pobre en flúor (0,17-0,24%).

Ti-magnetita, predomina entre los minerales opacos y es la causante del aumento de la susceptibilidad magnética ($5,3 \times 10^{-3}$) de la roca. El mineral contiene 4,5% de TiO_2 , 1-1,5% de óxidos de Al, Mn, Mg y alrededor de 0,3% de óxidos de Zn y V. Granos de gran tamaño de Ti-magnetita, presentan formas de aguja o finos listones de Mn-ilmenita.

Rocas alteradas

En el mapa geológico se distinguen tres tipos de alteración hidrotermal y además zonas de intensa laterización:

- i) alteración hidrotermal aurífera con vetas de cuarzo
- ii) alteración hidrotermal silícica, caolinítica y aluminítica (no aurífera)
- iii) piritización
- iv) laterización

La alteración hidrotermal se presenta exclusivamente en las rocas volcánicas y cuerpos intrusivos del Grupo Aguacate, mientras que en la Formación Monteverde está ausente (salvo las alteraciones alrededor del domo cerro La Cruz).

Con el análisis de las rocas alteradas utilizando difractometría, se identificó una gran variedad de minerales secundarios como: albita, alunita, analcima, anatasita, anhidrita, barita, beidellite, calcita, clorita, clinoptilolita (o heulandita), cuarzo, diaspore, dickita, epidota, feldespato potásico, gibbsita, hematita, illita, "limonita", huangita, malaquita, montmorillonita, nacrita, natroalunita, pirita, pirofilita, sericitita y estilbita (véase Cuadro 2). Es importante mencionar que no se encontró prehnita ni rodocrocita tal como fue indicado por Laguna (1983, 1984) y Cigolini & Chaves (1986). También fueron identificados sulfatos supergénicos formados a partir de la descomposición de la pirita: yeso, *pickeringtonita-halotriquita*, *aluminocopiapita*, *jarosita*, *coquimbita* y *melanterita*.

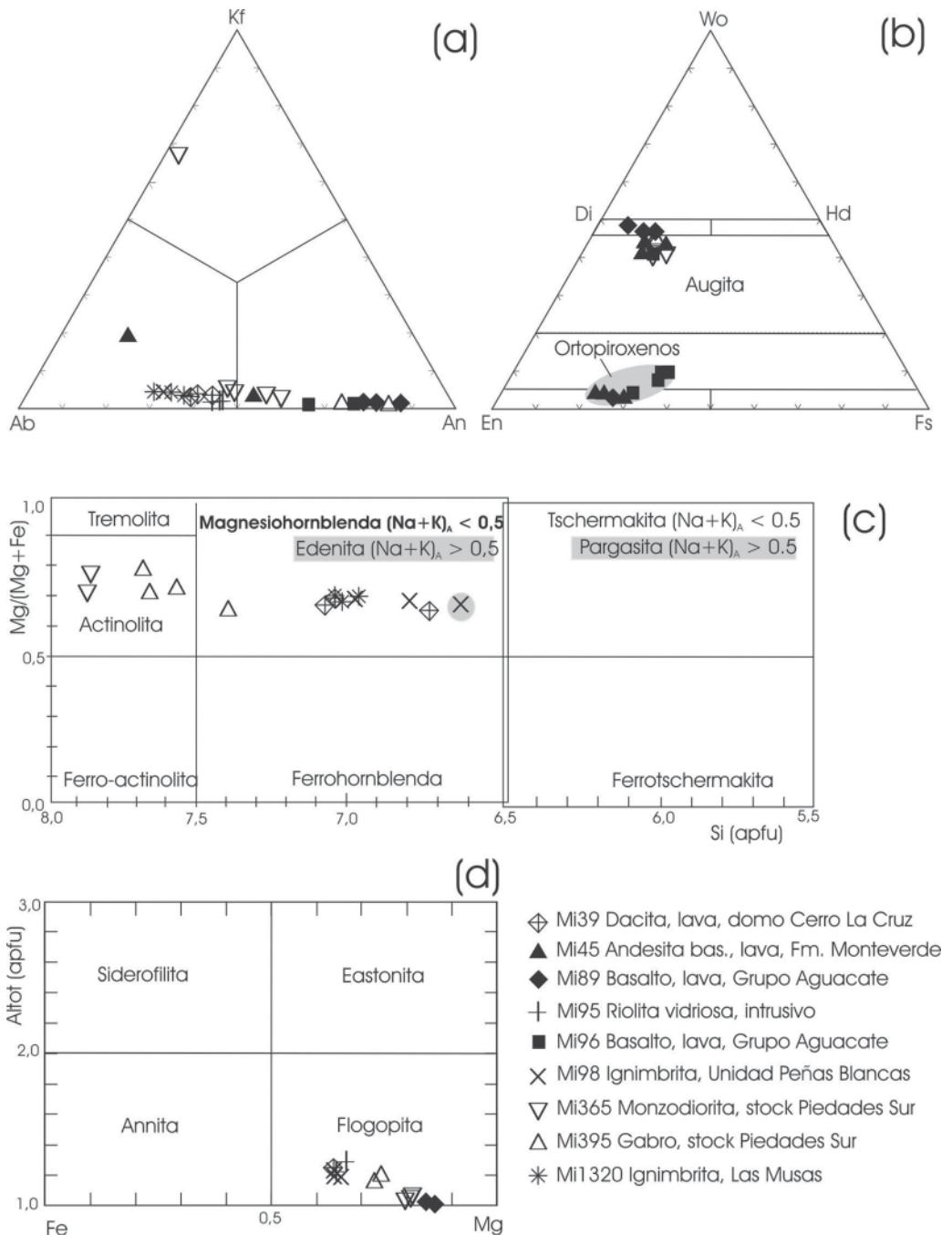


Fig. 18: Diagramas de clasificación de feldespatos (a), piroxenos (a), anfíboles (c) y „biotitas“ (d). La clasificación de anfíboles según Leake et al. (1997).

Cuadro 4/1

Composición química de las rocas ígneas

Nº	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Muestra	Mi39	Mi45	Mi47	Mi53	Mi68	Mi73	Mi89	Mi95	Mi96	Mi98	Mi220	Mi236	Mi245	Mi288	Mi297	
Roca	R	AB	F.M.	F.M.	C.L.C.	C.L.C.	C.L.C.	G.A.	I.G.A.	G.A.	U.P.B.	S.Jer.	C.S.M.	F.M.	G.A.	
SiO ₂	70,41	53,60	53,54	56,16	57,30	44,66	58,26	48,68	73,26	52,93	71,63	65,90	68,96	54,11	57,63	
TiO ₂	0,29	0,76	0,77	0,71	0,56	0,98	0,38	0,69	0,19	0,71	0,26	0,54	0,37	0,80	0,70	
Al ₂ O ₃	14,88	17,23	16,82	16,22	17,79	17,45	18,34	14,37	12,93	17,21	14,11	16,17	15,11	17,61	16,63	
Fe ₂ O ₃	1,72	5,93	4,65	4,64	4,73	3,35	3,07	4,12	1,26	3,21	1,62	3,17	2,09	5,61	17,85	
FeO	0,81	2,09	3,61	2,70	0,83	0,08	0,46	4,36	0,09	5,77	0,34	0,11	0,88	2,18	3,09	
MgO	0,74	4,60	4,59	4,24	2,48	0,02	0,89	9,07	0,39	4,66	0,40	0,59	0,90	4,05	3,21	
MnO	0,08	0,15	0,16	0,22	0,12	0,01	0,11	0,17	0,02	0,19	0,04	0,019	0,110	0,129	0,126	
CaO	2,61	8,14	8,75	7,82	2,96	0,20	0,96	11,75	1,00	9,09	1,74	0,85	3,39	7,88	9,73	
BaO	0,157	0,189	0,192	0,143	0,225	0,037	0,208	0,068	0,201	0,132	0,21	0,146	0,166	0,094	0,373	
Li ₂ O	0,003	0,002	0,002	0,005	0,001	0,004	0,004	0,002	0,001	0,00	0,00	0,004	0,003	0,002	0,001	
Na ₂ O	3,52	3,02	2,66	2,85	2,36	2,20	0,97	1,92	2,38	2,61	3,25	1,36	3,85	3,32	2,70	
K ₂ O	3,19	1,70	1,98	2,47	2,48	1,85	2,49	1,41	3,47	0,78	4,07	2,30	2,97	1,75	0,43	
P ₂ O ₅	0,07	0,33	0,27	0,25	0,18	0,44	0,10	0,24	0,06	0,15	0,05	0,064	0,084	0,241	0,225	
F	0,05	0,08	0,09	0,07	0,20	0,05	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,051	0,054	0,051	0,043	
CO ₂	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,07	0,46	0,03	1,09	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,08	
C(otro)	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	<0,005	0,02	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	
S(tot.)	<0,005	<0,005	<0,005	0,01	<0,005	6,86	0,02	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	
H ₂ O(+)	1,10	1,12	1,23	0,89	4,27	20,55	6,64	1,82	1,99	0,68	0,90	5,24	0,99	1,57	2,22	
H ₂ O(-)	0,38	0,62	0,53	0,42	2,98	1,06	6,77	0,46	2,41	0,47	0,70	3,36	0,19	0,66	0,67	
F(eqv)	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	-0,09	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	-0,021	-0,023	-0,021	-0,018	
S(eqv)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-1,71	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,000	0,000	-0,001	0,000	
Total	100,11	99,70	99,97	99,96	99,44	98,32	99,82	99,72	99,75	99,77	99,42	99,74	99,98	99,96	100,13	
															99,44	

*REE analizadas por ICP-OES, otras por ICP-MS. A Andesita, AB Andesita basáltica, B Basalto, D Dacita, R Riolita, G Monzodiorita, M Monzodiorita, T Toba, Alt Roca altamente alterada, G. A. Grupo Aguadate, F. M. Formación Montevide, C. L. C. Domó cerro La Cruz, C. S. M. Domo cerro San Miguel, F. A. P. Formación Alto Palomo, I.G.A. Intrusivo del Grupo Aguatique, U. P. B. Unidad Peñas Blancas, S. Jer. San Jerónimo, S.P. Stock Piedades Sur, U.C. Unidad correlacionable

Cuadro 4/2

Composición química de las rocas ígneas

Nº	17	18	19	20	21*	22	23	24	25	26	27	28	29*	30	31	32	33
Muestra	Mi302	Mi305	Mi307	Mi312	Mi316	Mi343	Mi355	Mi357	Mi357b	Mi365	Mi395	Mi398	Mi432	TM44	TM126	Mi1322	
Roca	B	T	T	IG	B	AB	A	A	A	M	G	B	A	B	G	IG	
U. C.	G. A.	F. A. P.	G. A.	F. A. P.	G. A.	F. M.	F. M.	F. M.	F. M.	S. P.	G. A.	F. M.	G. A.	S. P.	F. A. P.		
SiO ₂	48,00	63,26	36,20	62,17	48,40	49,10	54,31	57,97	58,51	54,84	46,22	49,28	58,33	45,22	47,09	69,07	
TiO ₂	0,92	0,47	1,29	0,66	0,92	0,86	1,20	0,60	0,62	0,68	0,73	0,84	0,80	0,62	0,45	0,70	0,30
Al ₂ O ₃	18,10	14,48	29,49	15,10	17,31	19,36	16,08	17,26	16,89	18,43	16,76	19,65	17,92	16,68	17,38	14,62	14,77
Fe ₂ O ₃	4,09	4,09	18,61	3,51	10,38	4,81	5,41	2,94	3,62	3,74	4,57	5,84	5,04	3,50	4,38	5,38	1,59
FeO	6,12	0,58	0,24	0,91	n.d.	4,89	2,92	3,18	2,94	2,98	3,84	4,58	4,78	2,64	3,28	5,23	0,53
MgO	4,55	0,80	0,15	0,61	5,68	4,29	4,84	3,22	3,09	3,36	3,61	4,27	5,06	2,62	5,81	7,40	0,52
MnO	0,191	0,099	0,110	0,039	0,192	0,182	0,245	0,137	0,140	0,136	0,18	0,210	0,205	0,161	0,16	0,179	0,073
CaO	11,41	2,11	0,24	4,44	10,86	10,77	8,40	7,11	6,63	8,15	8,20	11,10	10,88	6,70	13,29	10,94	1,79
BaO	0,037	0,159	0,131	0,108	0,115	0,028	0,323	0,129	0,136	0,128	0,29	0,274	0,116	0,129	0,030	0,044	0,325
Li ₂ O	0,001	0,002	0,00	0,001	0,001	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,00	0,002	0,001	0,002	0,001	0,003	0,002
Na ₂ O	1,96	2,07	0,08	2,38	2,37	2,47	3,09	3,32	3,32	3,28	2,82	2,51	2,16	3,17	1,37	1,39	3,12
K ₂ O	0,12	3,14	0,040	1,72	1,23	0,32	1,53	2,21	2,21	1,52	2,99	1,50	0,81	2,51	0,33	0,74	3,72
P ₂ O ₅	0,088	0,051	0,049	0,131	0,244	0,121	0,255	0,228	0,226	0,253	0,31	0,400	0,304	0,194	0,09	0,190	0,021
F	0,036	0,056	0,034	0,045	0,061	0,041	0,060	0,077	0,078	0,057	0,12	0,088	0,069	0,077	0,03	0,059	0,045
CO ₂	1,27	< 0,01	0,010	2,21	0,96	0,41	< 0,01	0,02	< 0,01	0,01	0,04	0,07	0,30	0,75	2,97	0,30	< 0,01
C(otro)	< 0,005	0,034	0,014	0,035	0,035	< 0,005	0,010	0,007	0,011	0,021	0,02	0,033	0,027	0,055	0,01	0,024	0,026
S(tot.)	< 0,005	0,008	< 0,005	< 0,005	< 0,005	0,005	< 0,005	< 0,005	< 0,005	0,02	0,171	0,006	< 0,005	0,01	0,006	< 0,05	
H ₂ O(+)	2,25	6,77	11,66	3,52	1,30	1,87	1,19	1,00	0,99	1,56	0,89	1,74	2,03	0,97	1,78	3,61	3,56
H ₂ O(-)	0,49	2,06	1,88	2,27	0,88	0,28	0,41	0,21	0,50	0,65	0,17	0,21	0,30	0,56	2,77	1,85	0,40
F(eqv)	-0,015	-0,024	-0,014	-0,019	-0,026	-0,017	-0,025	-0,032	-0,033	-0,024	(0,05)	-0,037	-0,029	-0,032	0,01	-0,025	-0,019
S(eqv)	0,000	-0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	-0,001	0,000	0,000	0,000	(0,00)	-0,043	-0,001	-0,001	0,00	-0,001	0,000
Total	99,59	100,07	100,10	99,75	99,93	99,78	99,97	99,72	100,02	99,93	99,82	99,82	100,20	99,75	99,41	99,80	99,92

*REE analizadas por ICP-OES, otras por ICP-MS. A Andesita, AB Andesita basáltica, B Basalto, D Dacita, R Riolita, G Monzodiorita, G Gabro, I Igimbritita, T Toba, Alt Roca altanente alterada, G. A. Grupo Aguacate, F. M. Formación Monteverde, C. L. C. Domo cerro La Cruz, C. S. M. Domo cerro San Miguel, F. A. P. Formación Alto Palomo, I.G.A. Intrusivo del Grupo Agacate, U. P. B. Unidad Peñas Blancas, S. Jer. San Jerónimo, S.P. Stock Piedades Sur, U.C. Unidad correlacionable

Cuadro 4/3

Composición química de las rocas ígneas

Nº	17*	18*	19	20	21*	22	23	24	25	26	27	28	29*	30	31	32	33
Muestra	Mi302	Mi305	Mi307	Mi312	Mi316	Mi326	Mi343	Mi355	Mi357	Mi357b	Mi365	Mi395	Mi398	Mi432	TM44	TM126	Mi1322
Roca	B	T	T	IG	B	B	AB	A	A	A	M	G	B	A	B	G	IG
U.C	G.A.	F.A.	P	G.A.	F.A.P.	G.A.	G.A.	F.M.	F.M.	F.M.	S.P.	G.A.	F.M.	G.A.	S.P.	F.A.P.	
V	354	59	353	85	321	364,5	241,7	146	186,4	164	296,25	369,4	275	153	179	334,4	37,5
Co	32	5	53	4	32	29	62	17	19	19	25,00	29	31	17	41	48	
Cr	12	10	81	6	28	12,1	161,1	20	37,1	24	13,64	18,7	26	29	69	175,6	13,2
Ni	2	7	52	<2	12	18,0	87,0	10	270,1	11	53,00	33,1	14	16	66	105,7	218,1
Cu	154	44	17	14	148	87	82	98	105	97	164,10	168	120	91	82	114	
Zn	72	78	134	40	69	73	90	70	66	81	79,20	79	91	64	62	59	
As	1	3	<1	2	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	
Rb	2	89	4	32	23	2,3	37,0	54	31,1	27	78,75	31,4	7	57	3	11,0	70,9
Sr	571	362	14	284	880	880,0	1299,0	802	1308,5	1043	1318,00	2104,0	819	734	524	676,5	445,6
Ba						433,9	2887,5		1197,5		1140,00	867,5				429,2	2912,5
Zr	21	199	28	137	88	48,7	131,2	158	183,9	150	198,04	114,6	71	157	20	102,2	152,6
Hf						2,6	4,5	4,6			5,91	3,7				3,2	4,4
Nb	1	18	2	6	4	10,0	16,0	12	11,2	11	11,83	9,7	4	12	3	5,5	11,9
Ta						9,1	7,6	<5,0			<5,0	7,3				<5,0	<5,0
Pb	2	8	<2	<2	<2	2,5	5,3	9	7,8	9	7,32	6,9	4	9	<2	3,4	10,1
Th	2	18	2	8	3	1,1	5,8	11	9,9	9	14,30	3,0	5	11		1,8	12,6
U						0,3	1,9		3,5		5,45	1,3				0,9	4,7
Sc	26	17	31	<15	27	40,0	27,4		15,1		27,05	39,0				72,9	4,7
Ga											42,0	20,40	20,8			26,6	21,4
Y	14,5	18,3	13,7	24,7		18,1	16,48	40,18	18,60		27,18	20,69	16,3			14,39	11,54
La	4,3					26,3	5,5	41,3			51,08	27,1	16,8			17,2	40,8

Cuadro 4/3 (continuación)

Composición química de las rocas ígneas

Nº	17*	18*	19	20	21*	22	23	24	25	26	27	28	29*	30	31	32	33
Muestra	Mi302	Mi305	Mi307	Mi312	Mi316	Mi326	Mi343	Mi355	Mi357	Mi357b	Mi365	Mi395	Mi398	Mi432	TM44	TM126	Mi1322
Roca	B	T	T	IG	B	B	AB	A	A	A	M	G	B	A	B	G	IG
U. C	G.A.	F.A. P.	G.A.	F.A. P.	G.A.	G.A.	F.M.	F.M.	F.M.	S.P.	G.A.	F.M.	G.A.	S.P.	F.A. P.		
Ce	7,9				53,2	11,1	68,5	69,2		97,11	52,0	36,2			32,2	61,3	
Pr	2,6				9,3	1,82	8,52	9,18		11,79	7,01	5,6			4,07	6,97	
Nd	6,8				28,8	8,6	34,3	39,9		45,26	29,8	19,0			20,1	26,5	
Sm	1,07				4,82	2,85	6,75	6,64		8,21	6,18	3,76			4,02	3,63	
Eu	0,78				1,69	1,23	2,84	2,27		2,53	2,41	1,25			1,57	1,61	
Gd	2,68				5,04	2,28	5,79	7,66		6,12	4,45	4,06			4,75	2,95	
Tb	<0,7				0,96	0,47	1,11	0,79		1,05	0,84	<0,70			0,58	0,49	
Dy	2,67				3,89	2,97	6,00	4,01		5,25	4,09	3,30			3,13	2,17	
Ho	<0,50				0,57	0,60	1,19	0,75		0,97	0,76	0,63			0,61	0,45	
Er	1,37				1,59	1,64	3,12	2,28		2,58	1,98	1,50			1,70	1,40	
Tm	<0,3				<0,3	0,26	0,44	0,31		0,38	0,28	<0,30			0,23	0,22	
Yb	2,21				2,3	1,77	2,72	2,06		2,57	1,82	1,96			1,54	1,52	
Lu	0,3				0,33	0,26	0,43	0,33		0,38	0,28	0,25			0,23	0,25	
Sum	32,7				138,8	41,4	183,0	183,9		235,29	139,0	94,3			92,0	150,3	
REE																	
Eu/Eu*	1,41				1,05	1,19	1,39	0,97		1,09	1,41	0,98			1,10	1,50	
La/N/ Sm/N	2,53				3,43	1,63	3,85	3,66		3,91	2,76	2,81			2,69	7,04	

*REE analizadas por ICP-OES, otras por ICP-MS

A Andesita, AB Andesita basáltica, B Basalto, D Dacita, R Riolita, M Monzodiorita, G Gabbro, Ig Igimbrita, T Toba, Alt Roca altamente alterada, G A Grupo Aguacate, F M Formación Monteverde, C L C. Domo cerro La Cruz, C S M. Domo cerro San Miguel, F A P. Formación Alto Palomo, I G A. Intrusivo del Grupo Aguacate, U P B. Unidad Peñas Blancas, S. Jef. San Jerónimo, S P. Stock Piedades Sur, U C. Unidad correlacionable

Cuadro 4/4

Composición química de las rocas ígneas

Nº	17*	18*	19	20	21*	22	23	24	25	26	27	28	29*	30	31	32	33	
Muestra	Mi302	Mi305	Mi307	Mi312	Mi316	Mi326	Mi343	Mi355	Mi357	Mi357b	Mi365	Mi395	Mi398	Mi432	TM44	TM126	Mi1322	
Roca	B	T	T	IG	B	B	AB	A	A	F.M.	A	M	G	B	A	B	G	IG
U.C	G.A.	F.A.P.	G.A.	F.A.P.	G.A.	F.M.	F.M.	F.M.	F.M.	S.P.	G.A.	F.M.	G.A.	F.M.	G.A.	S.P.	F.A.P.	
V	354	59	353	85	321	364,5	241,7	146	186,4	164	296,25	369,4	275	153	179	334,4	37,5	
Co	32	5	53	4	32	29	62	17	19	19	25,00	29	31	17	41	48		
Cr	12	10	81	6	28	12,1	161,1	20	37,1	24	13,64	18,7	26	29	69	175,6	13,2	
Ni	2	7	52	<2	12	18,0	87,0	10	270,1	11	53,00	33,1	14	16	66	105,7	218,1	
Cu	154	44	17	14	148	87	82	98	105	97	164,10	168	120	91	82	114		
Zn	72	78	134	40	69	73	90	70	66	81	79,20	79	91	64	62	59		
As	1	3	<1	2	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1		
Rb	2	89	4	32	23	2,3	37,0	54	31,1	27	78,75	31,4	7	57	3	11,0	70,9	
Sr	571	362	14	284	880	880,0	1299,0	802	1308,5	1043	1318,00	2104,0	819	734	524	676,5	445,6	
Ba																429,2	2912,5	
Zr	21	199	28	137	88	48,7	131,2	158	183,9	150	198,04	114,6	71	157	20	102,2	152,6	
Hf																3,2	4,4	
Nb	1	18	2	6	4	10,0	16,0	12	11,2	11	11,83	9,7	4	12	3	5,5	11,9	
Ta																<5,0	<5,0	
Pb	2	8	<2	<2	<2	2,5	5,3	9	7,8	9	7,32	6,9	4	9	<2	3,4	10,1	
Th	2	18	2	8	3	1,1	5,8	11	9,9	9	14,30	3,0	5	11		1,8	12,6	
U																0,9	4,7	
Sc	26	17	31	<15	27	40,0	27,4		15,1		27,05	39,0				72,9	4,7	
Ga																26,6	21,4	
Y	14,5	18,3	13,7	24,7	18,1	16,48	40,18		18,60		27,18	20,69	16,3			14,39	11,54	
La	4,3					26,3	5,5	41,3		38,6	51,08	27,1	16,8		17,2	40,8		
Ce	7,9					53,2	11,1	68,5		69,2	97,11	52,0	36,2		32,2	61,3		

Cuadro 4/4 (continuación)

Composición química de las rocas ígneas

Nº	17*	18*	19	20	21*	22	23	24	25	26	27	28	29*	30	31	32	33
Muestra	Mi302	Mi305	Mi307	Mi312	Mi316	Mi326	Mi343	Mi355	Mi357	Mi357b	Mi365	Mi395	Mi398	Mi432	TM44	TM126	Mi322
Roca	B	T	T	IG	B	AB	A	F.M.	F.M.	A	A	M	G	B	A	B	G
U. C	G. A.	F.A. P.	G. A.	F.A. P.	G. A.	F. M.	F. M.	F. M.	F. M.	S. P.	G. A.	F. M.	G. A.	F. M.	G. A.	S.P.	F.A. P.
Pr	2,6				9,3	1,82	8,52	9,18		11,79	7,01	5,6				4,07	6,97
Nd	6,8				28,8	8,6	34,3	39,9		45,26	29,8	19,0				20,1	26,5
Sm	1,07				4,82	2,85	6,75	6,64		8,21	6,18	3,76				4,02	3,63
Eu	0,78				1,69	1,23	2,84	2,27		2,53	2,41	1,25				1,57	1,61
Gd	2,68				5,04	2,28	5,79	7,66		6,12	4,45	4,06				4,75	2,95
Tb	<0,7				0,96	0,47	1,11	0,79		1,05	0,84	<0,70				0,58	0,49
Dy	2,67				3,89	2,97	6,00	4,01		5,25	4,09	3,30				3,13	2,17
Ho	<0,50				0,57	0,60	1,19	0,75		0,97	0,76	0,63				0,61	0,45
Er	1,37				1,59	1,64	3,12	2,28		2,58	1,98	1,50				1,70	1,40
Tm	<0,3				<0,3	0,26	0,44	0,31		0,38	0,28	<0,30				0,23	0,22
Yb	2,21				2,3	1,77	2,72	2,06		2,57	1,82	1,96				1,54	1,52
Lu	0,3				0,33	0,26	0,43	0,33		0,38	0,28	0,25				0,23	0,25
Sum	32,7				138,8	41,4	183,0	183,9		235,29	139,0	94,3				92,0	150,3
REE																	
Eu/Eu*	1,41				1,05	1,19	1,39	0,97		1,09	1,41	0,98				1,10	1,50
LaN/ SmN	2,53				3,43	1,63	3,85	3,66		3,91	2,76	2,81				2,69	7,04

*REE analizadas por ICP-OES, otras por ICP-MS

A Andesita, AB Andesita basáltica, B Basalto, D Dacita, R Riolita, M Monzodiorita, G Gabbro, I Ignimbrita, T Toba, Alt Roca altamente alterada, G. A. Grupo Aguacate, F. M. Formación Monteverde, C. L. C. Domo cerro La Cruz, C. S. M. Domo cerro San Miguel, F. A. P. Formación Alto Palomo, I.G.A. Intrusivo del Grupo Aguacate, U. P. B. Unidad Peñas Blancas, S. Jer. San Jerónimo, S.P. Stock Piedades Sur, U.C. Unidad correlacionable

i) Alteración hidrotermal aurífera con vetas de cuarzo

Grandes áreas formadas por rocas volcánicas del Grupo Aguacate son afectados por alteración hidrotermal relacionada con la mineralización aurífera. Este tipo de alteración fue muy bien identificada a principios del siglo XIX por prospectores de oro. Las zonas más grandes de alteración se ubican básicamente cerca de la ciudad de Miramar y del poblado La Unión, a lo largo de la Carretera Interamericana al este de Macacona, en las laderas y valle del río Barranca, en los alrededores de la planta hidroeléctrica Nagatac donde hay minas abandonadas y en la zona donde se encuentra la mina Chassoul.

Las características principales de este tipo de alteración, es una variada tonalidad de colores (especialmente el verde), un cambio rápido de la intensidad de alteración y la presencia de vetas y/o vetillas de cuarzo. Con menos frecuencia aparecen vetas de calcita y zonas de piritización. Por lo general las vetas y vetas de cuarzo presentan cavidades colmatadas de cristales también de cuarzo. Los minerales característicos asociados al cuarzo son: calcita, clorita, K-feldespato (adularia), albita, barita, epidota, pirita, caolinita, illite/esmectita, varias zeolitas y sericitita. Los minerales metalíferos primarios de las vetas auríferas son: pirita y As-pirita, arsenopirita, calcopirita, esfalerita, galena, marcasita, menos abundante son acantita, pirargirita, greenockita, covellita, bornita y casiterita. El único mineral aurífero es el oro (electrum) con concentraciones de plata que oscilan entre 30-42%. Otros minerales identificados fueron "limonita", anglesita y cerusita. Los datos de minerales metálicos provienen principalmente del distrito minero de Las Juntas, (Mixa et al., 2011).

Según Cigolini & Chaves (1986) la temperatura que dio origen a la alteración regional fue de 200-250 °C, esto concuerda con los nuevos datos obtenidos del estudio de inclusiones fluidas en cuarzo, del distrito minero de Abangares, en donde se estimó que la temperatura de los procesos de mineralización aurífera se produjo entre los 150-290 °C (Mixa et al., 2011).

i-a) Zeolitas, este tipo de alteración que contiene una cantidad significativa de zeolitas fue reconocido como un subtipo de la alteración aurífera. Se encuentra en una franja de unos 6

km de ancho y 12 km de largo, con dirección NO-SE desde las cercanías de la localidad de El Salvador (norte del mapa), y se extiende hacia los alrededor de la confluencia del río Jesús María y río Agua Agría (sur este del mapa). Se identificaron estilbita y clinoptilolita. La estilbita es muy abundante en andesitas y rocas piroclásticas que se encuentran en el camino entre el río Jesús María y la quebrada Obispo, donde se observó cristales perfectos y vetas hasta 5 cm asociados con cristales de cuarzo y clorita (Cuadro 2, n° 50). Las mismas zeolitas también son abundantes en la vertiente norte del río Barranca al lado de la planta hidroeléctrica Nagatac y en las cuencas de los ríos: Las Vueltas, quebrada Guapinol y Potrerillos. En La Unión se identificaron estilbita (radial) y heulandita-Ca (agregados exfoliables y cristales), así como calcita y cuarzo (Cuadro 2, n° 34, 35).

ii) Alteración hidrotermal silícica, caolinítica y alunita (no aurífera)

ii-a) Rocas volcánicas altamente alteradas. Un área importante conformada por rocas volcánicas del Grupo Aguacate, presenta una fuerte alteración hidrotermal, principalmente con alto grado de silicificación (ver también apartado de estratigrafía, No 21). Las rocas presentan colores variados, a veces se encuentran totalmente descompuestas a material arcilloso y a veces silicificadas y duras. Casi siempre predomina el cuarzo microcristalino (en algunas muestras sólo se identificó cuarzo) acompañado de caolinita, nacrita, sericitita, en algunos casos pirofilita, alunita, natroalunita y en otros analcima, anhidrita y huangita, siendo este último mineral un raro Ca-miembro del grupo de la alunita (Cuadro 2, n° 39). Al contrario de la alteración aurífera no hay presencia de vetas de cuarzo ni de calcita, tampoco tienen clorita ni adularia.

ii-b) Las alteraciones en los domos riódacíticos. En los alrededores del cerro La Cruz (domo), un área extensa de varios km² se encuentra fuertemente alterada. Es la única alteración de tipo hidrotermal que afecta las rocas de la Formación Monteverde. Estas rocas son de color claro hasta café oscuro, con texturas masivas (silicificadas)

de grano fino, con zonas de brecha o zonas blancas de material más o menos suave. Los minerales dominantes son cuarzo, tridimita, natroalunita y caolinita, a veces y en pocas cantidades cristobalita y probablemente anatasa (Cuadro 2, n° 6). En algunos lugares aparece también una intensa piritización. La presencia de tridimita y cristobalita indica que sus protolitos fueron riódacitas del propio domo.

iii) Piritización

Muy intensa con sulfatos secundarios recientes (Cuadro 2, n° 42, 55) fue observada cerca de los puentes de la quebrada Zamora y del Río Seco en La Unión. También en las riberas de la quebrada Palmital, al sur del cerro La Cruz, y ampliamente en los alrededores del pueblo de Río Jesús y Constancia al SE de la hoja.

iv) Laterización

La intensidad de la laterización está determinada principalmente por la altitud, las precipitaciones y la morfología del terreno (Alán, 1983). La extensión actual representa relictos de denudación preservada en las zonas planas. La zona laterizada más grande se localiza en el sector norte del área de estudio a unos 1200-1500 m.s.n.m., que afecta exclusivamente a las rocas de la Formación Monteverde hasta varios metros de profundidad. Rocas primarias aparecen sólo como núcleos sanos. Con difractometría se identificaron caolinita (con un bajo grado de cristalización), montmorillonita, hematita, luego gibsita y un poco de cuarzo.

GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS

Introducción

Las características generales de las muestras con sus respectivas ubicaciones (coordenadas geográficas) se pueden observar en el Cuadro 3. Los datos analíticos se presentan en el Cuadro 4 y la composición química en los diagramas geoquímicos estándares de las figuras 19 a-d, 20 a-f.

La caracterización geoquímica de las rocas volcánicas de Costa Rica desde el Neógeno hasta el Cuaternario, ha sido estudiada por muchos autores. Sin embargo consideramos que los datos proporcionados por Kussmaul et al. (1994) describen de manera más completa las características geoquímicas de estas. Las lavas y rocas piroclásticas son un producto de la evolución del arco volcánico primitivo, originado de un vulcanismo y magmatismo tolético, que durante el Neógeno se transformaron en un arco continental y originó magmas y lavas calco-alcalinas (principalmente de química andesítica y dacítica). Los basaltos y algunas andesitas basálticas son producto de la fusión parcial del manto. Algunas variaciones geoquímicas son probablemente el resultado de la cristalización fraccionada y mezcla de magmas. La génesis es discutida en detalle en una publicación de Kussmaul et al. (1994).

En resumen, las rocas volcánicas que conforman la hoja Miramar pueden ser descritas como subalcalinas con una tendencia de diferenciación tolética hasta calco-alcalina. Parte de las muestras (la mayoría lavas de la Fm. Monteverde, dacitas y algunas ignimbritas) se ubican en el subgrupo de rocas calco-alcalinas con alto contenido de K. No se encontraron rocas completamente alcalinas. La basicidad de acuerdo al diagrama TAS es amplia y varía de basalto hasta la riolita. Las lavas de las unidades Aguacate y Monteverde son meta-alumínicas, la dacita intrusiva hasta riolitas e ignimbritas son la mayoría peralumínicas. Las lavas primitivas del Aguacate, las cuales son pobres en K corresponden geoquímicamente con la serie de arco de islas primitivo. Geoquímicamente las más fraccionadas son las lavas de la Fm. Monteverde y las rocas de los domos dacíticos. A diferencia de las rocas del Grupo Aguacate las ignimbritas silílicas (así como los domos de riódacita y las rocas de la Fm. Monteverde) se caracterizan por sus elevadas concentraciones de K, Rb y Zr, mientras que son más pobres en Mg, P, Ca, Fe y Sr. La mayoría de rocas estudiadas muestran una anomalía positiva de europio, que puede significar la presencia de cumulados de plagioclasa básica en el cámara magmática. Al contrario, los granitos del Intrusivo de Guacimal muestran una anomalía negativa significativa de Eu (Žáček et al., 2011).

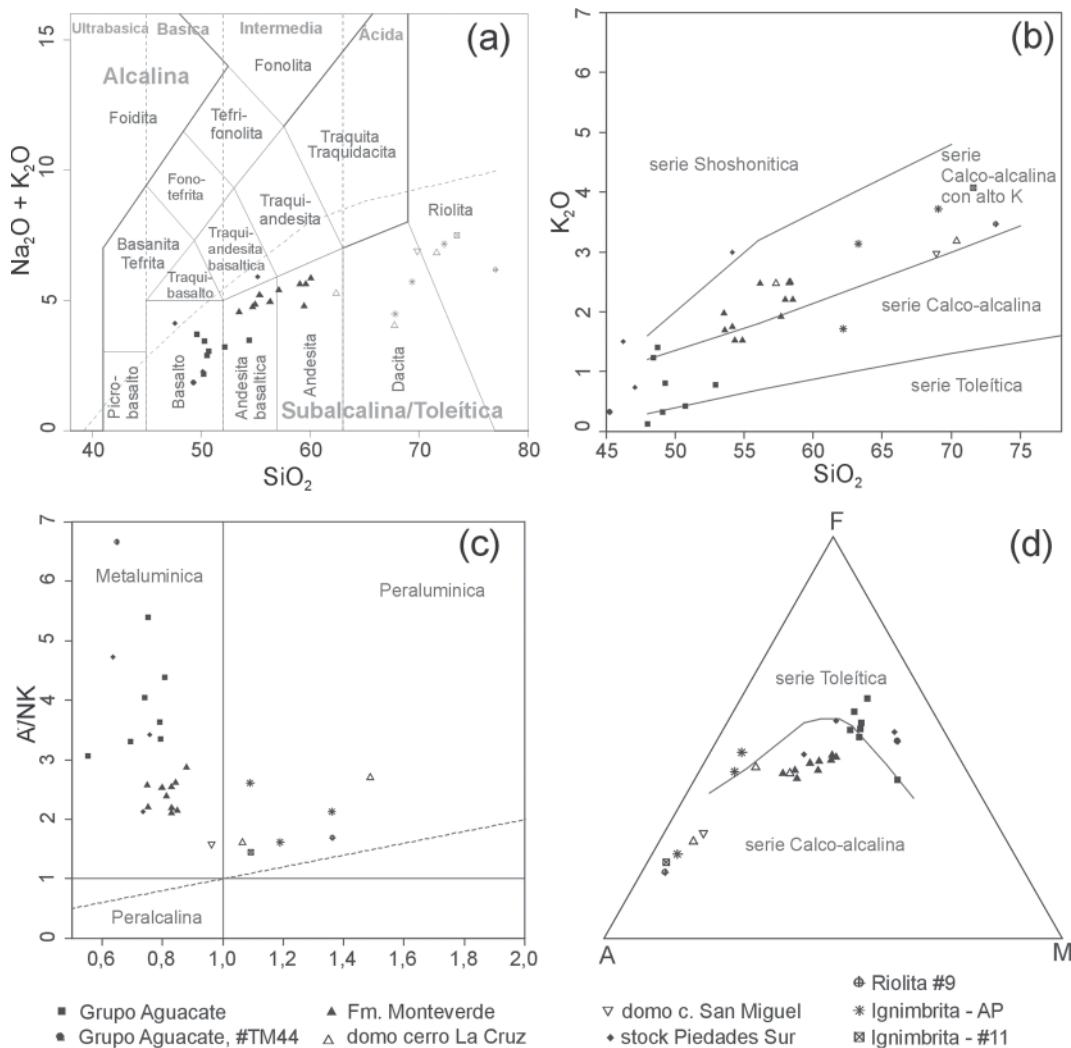


Fig. 19 a-d: Diagramas de clasificación geoquímica, a. Diagrama de clasificación TAS según Le Bas et al. (1986). Línea discriminatoria entre las series alcalinas y subvolcánicas, según Irvine & Baragar (1971), b. diagrama SiO_2 vs. K_2O por Peccerillo & Taylor (1976), c. diagrama de clasificación AFM de Irvine & Baragar (1971), d. diagrama de clasificación A / CNK vs. A / NK (Shand, 1943).

Lavas del Grupo Aguacate

Se analizaron 7 muestras de lavas (Cuadro 3-4, n° 8, 10, 16, 17, 21, 22, 29) y una muestra de dique de basalto (Cuadro 4, n° 31). Las lavas son poco diferenciadas, desde basaltos hasta andesitas basálticas y presentan valores entre 48,0-52,9% SiO_2 , 14,4-19,4% Al_2O_3 , 0,69-0,92% TiO_2 , 4,3-5,8% MgO , 0,12-1,4% K_2O , 0,08-0,30% P_2O_5 y 0,03-0,13% BaO . En el diagrama SiO_2 vs. K_2O la mayoría de lavas del Grupo Aguacate coinciden

en la serie toleítica hasta calco-alcalina, mientras que en el diagrama AFM demuestran una clara tendencia toleítica.

Las lavas presentan valores altos de Sr (490-880 ppm) y bajos de Rb (1-30 ppm), Zr (20-93 ppm), Nb (1-10 ppm), Th (1,1-7,4 ppm) y U (0,3-2,2 ppm). La sumatoria ΣREE oscila entre 33-140 ppm, la anomalía de europio no es significativa con tendencia positiva ($\text{Eu} / \text{Eu}^* = 0,96-1,41$) y la proporción entre $\text{Nd}_\text{N} / \text{Sm}_\text{N}$ es baja de 1,63-3,58.

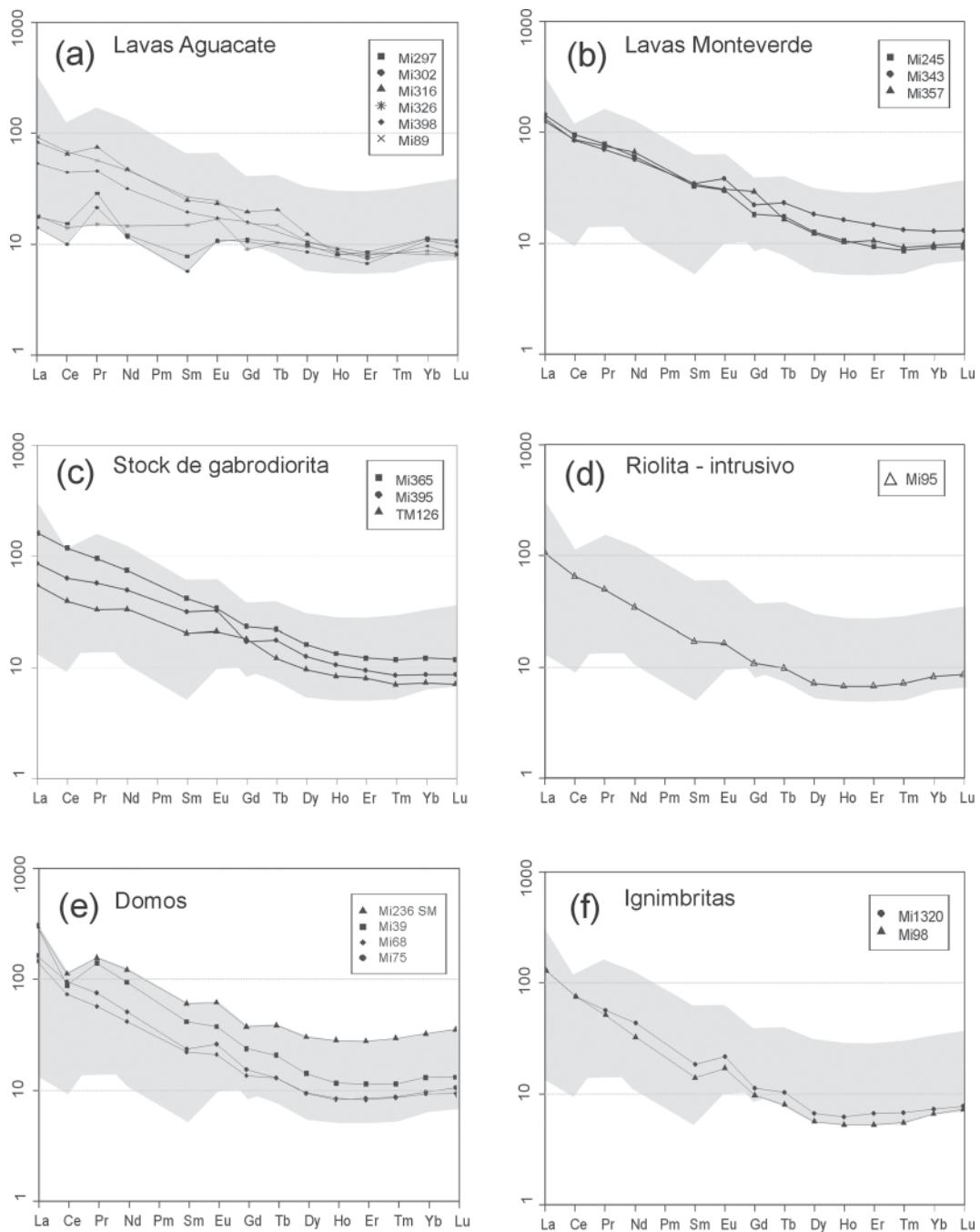


Fig 20 a-f. Distribución de las tierras raras normalizados por condritas según Boynton (1984).

Dentro del rango de basaltos “normales” se tiene la muestra Mi326 de la finca Piedra Blanca (Cuadro 3-4, n° 22) que es una roca poco diferenciada y el diagrama REE manifiesta una morfología plana.

También dentro del rango de basaltos y andesitas basálticas pobres en K se identifican dos muestras de basaltos toleíticos: una de la localidad de Carrera Buena (Cuadro 4, n° 8) y la otra tomada al lado de la Carretera Interamericana, cerca de la localidad de Río Jesús (Cuadro 4, n° 21). Esta última es más rica en potasio (1,2-1,4% K_2O) y en el diagrama K_2O vs. SiO_2 se refleja en el límite de la serie calco-alcalina con la serie calco-alcalina con alto contenido de potasio. En comparación con las lavas convencionales del Aguacate, estas son más ricas en Rb (19,5-23 ppm), Zr (88-93 ppm) y Nb (4-38 ppm).

La muestra n° 31 (TM44) proviene de un dique basáltico (Cuadro 3-4.). La roca es primitiva y poco diferenciada (45% SiO_2 , 0,3% K_2O), toleítica, en el diagrama $R_1 - R_2$ se proyecta entre los campos de toleita y picrita, en el diagrama Nb / Y vs. Zr/TiO₂ hacia el campo de basalto subalcalino. Tiene valores altos de Mg, Ca, Cr, Ni y valores bajos hasta extremadamente bajos de K, Na, Rb, Nb y Zr. Geoquímicamente es similar a las lavas del Grupo Aguacate pobres en potasio.

Stock de gabrodiorita

En este trabajo se descubrió un cuerpo de gabro hasta diorita localizado cerca de Piedades Sur. Éste es de composición alcalina e intermedia con un rango relativamente amplio de basicidad y elementos mayores: 46,2-54,2% SiO_2 , 14,6-19,7% Al_2O_3 , 0,70-0,84% TiO_2 , 3,6-7,4% MgO , 0,7-3,0% K_2O , 0,19-0,31% P_2O_5 y 0,044-0,290% BaO. Según el diagrama TAS se trata de gabro (Cuadro 3-4, n° 28, n° 32) y monzodiorita (n° 27). En el diagrama AFM se ubica en la serie toleítica y la monzodiorita en la serie calco-alcalina, todos son meta-aluminícos. Lo mismo ocurre con las concentraciones de oligoelementos y tierras raras. Los gabros tienen valores bajos de Rb, Zr, Y, La, Ce y su imagen es similar a las rocas del Grupo Aguacate.

En todas las muestras analizadas la ΣREE varía entre 92-235 ppm, la anomalía de europio es positiva y no significativa ($Eu / Eu^* = 1,09-1,41$) y la proporción del Nd_N / Sm_N es de 2,76-3,91.

La monzodiorita está más diferenciada, es relativamente más rica en Rb, Zr, La y microquímicamente (oligoelementos y REE) es semejante a las rocas de la Formación Monteverde o se sitúa en la interface entre Monteverde y Aguacate. Las rocas del intrusivo de Guacimal (granitos y diorita) están mas diferenciadas con una anomalía negativa de europio (Žáček et al., 2011).

Intrusión riolítica de Miramar

En la diagrama de TAS la muestra estudiada (Cuadro 3-4, n° 9) se ubica dentro del campo de la riolita (77% SiO_2 , 3,5% K_2O), en el diagrama SiO_2 vs K_2O cae en la serie calco-alkalina con alto contenido de K. Es rica en Rb (55,5 ppm) y pobre en TiO_2 (0,19%), P_2O_5 (0,06%), Zr (76,7 ppm) y en Sr (223 ppm). El valor de $\Sigma REE = 128$ ppm; $Eu / Eu^* = 1,21$.

Lavas de la Formación Monteverde

Se analizaron 10 muestras (Cuadro 3-4, n° 2, 3, 4, 14, 15, 23, 24, 25, 26, 30) para la caracterización geoquímica de estas lavas. Según el diagrama TAS se sitúan en el campo de las andesitas hasta andesitas basálticas con el rango de óxidos mayores: 53,4-58,5% SiO_2 , 16,1-18,4% Al_2O_3 , 0,60-1,20% TiO_2 , 2,6-4,8% MgO , 1,5-2,5% K_2O , 0,19-0,33% P_2O_5 y 0,09-0,37% BaO.

Las rocas presentan altos valores de Rb 26,7-62 ppm, Sr 712-1280 ppm, Zr 112,5-183,9 ppm y Nb 8-18,6 ppm. Según el diagrama AFM y $SiO_2 - K_2O$ pertenecen a la serie calco-alcalina con alto contenido de potasio (ver Fig.19b). A diferencia de las lavas del Aguacate son más diferenciadas y con valores más altos de Na, K, P, Rb, Ba, Sr, Zr, Y, Th (5,8-11 ppm), U (1,9 -3,5 ppm) y ΣREE (183-190 ppm). Sin embargo la anomalía de Eu varía entre: $Eu / Eu^* = 0,97-1,39$, muy parecida a las muestras de la Formación Aguacate. Por otro lado la proporción del Nd_N / Sm_N es poco elevada de 3,68-4,30.

Domos riodacíticos

Según el diagrama de TAS, las rocas de los domos del cerro La Cruz y cerro San Miguel, se sitúan en los campos correspondientes a dacitas, riolitas (Cuadro 3-4, n° 7, n° 13, n° 1) y ocasionalmente a andesitas (n° 5); todas son peralumínicas. Los valores de SiO_2 varían entre 62-73%, tienen valores altos de K_2O (2,48-3,19%), Ba (1287-1859 ppm), Rb (28,5-70,0 ppm), Zr (129-177 ppm), Nb (9-72,6 ppm), Th (19,2-26,8 ppm), U (5,8-6,9 ppm) y ΣREE (161-344) ppm. Son bajos los niveles de TiO_2 (0,29-0,56%), P_2O_5 (0,07-0,10%) y Sr (181-555 (1185) ppm). Geoquímicamente existe cierta similitud con las lavas de Monteverde; pero presentan valores más altos de Nb, Th, U y son más pobres en K, Rb, Zr y Sr. La anomalía de Eu es débilmente positiva $\text{Eu} / \text{Eu}^* = 1,19-1,36$, la proporción de $\text{Nd}_{\text{N}} / \text{Sm}_{\text{N}}$ varía entre 4,99-7,26. Según la distribución de REE son las rocas más diferenciadas de la hoja Miramar.

Ignimbritas silíceas

Dentro del territorio mapeado se analizaron muestras de cuatro localidades de ignimbritas silíceas: en los alrededores de Piedades Sur y pueblo Río Jesús donde se tomaron muestras de ignimbritas, una muestra de San Jerónimo (al N de Esparza) y otra de la unidad Peñas Blancas (localidad con el mismo nombre).

Unidad Alto Palomo. Fueron analizadas tres muestras. Ignimbritas típicas de Río Jesús (Cuadro 3-4, n° 20), ignimbrita de Las Musas (Cuadro 3-4, n° 33) y una toba ácida del Bajo Barrantes (Cuadro 3-4, n° 18). La composición química de las muestras corresponde a dacitas, según el diagrama TAS, y de acuerdo al diagrama R1-R2 a riódacitas (62,2-69,1% SiO_2 y 1,72-3,72% K_2O). De las muestras, una encaja en la serie calco-alcalina y dos en el campo calco-alcalino con alto contenido de potasio. Las ignimbritas contienen altos niveles de Fe, Ti y Th (8-19,5 ppm), pero valores relativamente bajos de Mg e Y. En las muestras hay grandes diferencias sobre todo en los valores de Ni y Cr, probablemente

debido a diferentes grados de contaminación que ocasionan los líticos de las andesitas (se analizó la roca total). La ignimbrita de Las Musas (Cuadro 3-4, n° 33) muestra una anomalía de Eu positiva significativa: $\text{Eu} / \text{Eu}^* = 1,50$ y alto ratio o relación $\text{Nd}_{\text{N}} / \text{Sm}_{\text{N}} = 9,31$.

Unidad Peñas Blancas (Cuadro 3-4, N° 11) según el diagrama TAS y R1- R2 tiene una composición riolítica, en el diagrama Nb / Y vs Zr/TiO_2 se ajusta en el campo de la traquiandesita. Pertenece a la serie calco-alcalina con alto contenido de potasio y de todas las ignimbritas analizadas es la que presenta el valor más alto de K_2O (4,1%). Además, tiene valores altos de Rb (55,8 ppm), Nb (23,8 ppm), U (6,2 ppm) Th (19,5 ppm) y ΣREE (140 ppm). Por otro lado tiene valores muy bajos de Ti, Ca, Fe, Mg, P, Cr, Ni, Y. Geoquímicamente, según el diagrama REE, presenta cierta similitud con las rocas cercanas al domo riodacítico del cerro La Cruz.. También manifiesta una anomalía positiva de europio ($\text{Eu} / \text{Eu}^* = 1,46$) y alto ratio $\text{Nd}_{\text{N}} / \text{Sm}_{\text{N}} = 7,04$ mostrándose casi idéntico a la muestra de la ignimbrita de las Musas.

Ignimbrita (o intrusivo) de San Jerónimo (Cuadro 3-4, n° 12) de acuerdo al diagrama de TAS esta corresponde a la serie calco-alcalina y se sitúa en el campo de la dacita, en el diagrama Nb / Y vs Zr/TiO_2 se ubica más bien sobre el campo de la andesita. Es altamente peralumínica, lo que indica cambio de composición primario debido a una fuerte alteración hidrotermal.

Otras rocas

Toba de color café con hematita (Cuadro 3-4, n° 19) aparece como un horizonte estratigráfico en el Grupo Aguacate cerca de la planta hidroeléctrica Nagatac (Mi307). El análisis químico y por difractometría reveló que se trata principalmente de una mezcla de silicatos de aluminio hidratados (caolinita o pirofilita) y hematita (36% SiO_2 , 29,5% Al_2O_3 , 18,6% Fe_2O_3 , con valores de óxidos de Mg, Ca, K, Na por debajo del 0,2% y más del 13% H_2O).

Roca hidrotermalmente alterada del domo del cerro La Cruz (Cuadro 3-4, n° 6), según el estudio

de difractometría está formada de tridimita (mineral que es dominante), caolinita y natroalunita, lo que confirma el alto contenido de SO_3 (6,86%).

DESCRIPCIONES ESTRUCTURALES

La geología de la hoja Miramar, desde el punto de vista de evolución estructural y tectónica, está influenciada de forma significativa por su ubicación. Esta se ubica en el eje del arco volcánico, sobre la zona de subducción y al mismo tiempo en el borde de la zona transcurrente regional denominada como la Zona Tectónica Nicoya Oriental (Fisher et al., 1994, 1998; Marshall et al., 2000).

El estudio tectónico-estructural del área se realizó mediante el análisis mesoscópicos (en el campo) de zonas frágiles de la corteza, donde se detectaron sistemas de estructuras tectónicas tales como pliegues y fracturas (diaclasas, grietas, fisuras y fallas). También se realizaron estudios morfotectónicos con el uso de teledetección (datos satelitales) y fotografías aéreas. En el mapa se plasmaron una serie de alineamientos y fallas, las cuales en su mayoría se tratan de fallas inferidas que se reconocieron a partir de su geomorfología (Fig. 21). Con respecto a las estructuras más importantes de la hoja Miramar, estas se describen a continuación.

Deformaciones dúctiles

Las deformaciones dúctiles son las más antiguas y se relacionan con una fase de compresión. Están representadas por estructuras de pliegues combinadas con fallas inversas, que se documentaron principalmente en las hojas vecinas Barranca y Chapernal, propiamente en las formaciones sedimentarias del Cretáceo Superior hasta el Mioceno (Denyer et al., 2003; Žáček et al., 2010b, c). En la hoja Miramar se preservaron solamente en el cuadrante SO, en los sedimentos de la Formación Punta Carballo del Mioceno Medio, como pliegues convergentes hacia S-SSO y con buzamientos dominantes de los estratos hacia el NNO.

Fallas del rumbo NE-SO hasta ENE-OSO

Según el análisis estructural mesoscópico, se comprobó un sistema de grietas y fallas con rumbo NE-SO hasta ENE-OSO las cuales predominan en la hoja mapeada y también son más antiguas que las fallas con rumbo NO-SE. Los movimientos son dextrales y sinistrales con cierta componente vertical; sin embargo en algunos casos se puede tratar de fallas o sistemas de grietas sin movimientos evidentes. Algunas están acompañadas por alteraciones hidrotermales y también se relacionan con nacientes de aguas termales en el valle del río Barranca, cerca de la planta hidroeléctrica Nagatac. Las fallas con este rumbo representan la fase relacionada con la compresión del arco volcánico sobre la zona de subducción.

Falla Barranca: Continúa desde la hoja colindante Barranca, tiene rumbo N30-45°E y está dibujada en el mapa de Denyer et al. (2003). Probablemente predomina un movimiento sinalstral y se estima de edad cuaternaria, que concuerda con lo expuesto en Denyer et al. (2003). Fischer et al. (1998) le da un movimiento dominante vertical en donde el bloque NO baja con respecto al SE.

Falla Jesús María: Es una falla con rumbo N60°E en donde se terminan varias unidades de la hoja colindante Barranca. En la hoja cartográfica Miramar atraviesa solamente las rocas del Grupo Aguacate pero por su morfología es también muy evidente. Marshall et al. (2003) y Denyer et al. (2003) indican que su movimiento es dextral y también vertical, donde el bloque SE baja con respecto al NE.

Falla La Unión: Es una falla con rumbo N60°E, paralela al rumbo del valle del río Seco en el área de las minas La Unión. Es más antigua que las fallas de rumbo N-S o N10°O, mientras la relación con las fallas de rumbo N30-40°O no está bien definida.

Fallas de rumbo NO-SE y N-S

Son aquellas fallas con rumbo N30-45°W, son las más comunes y según el análisis estructural de

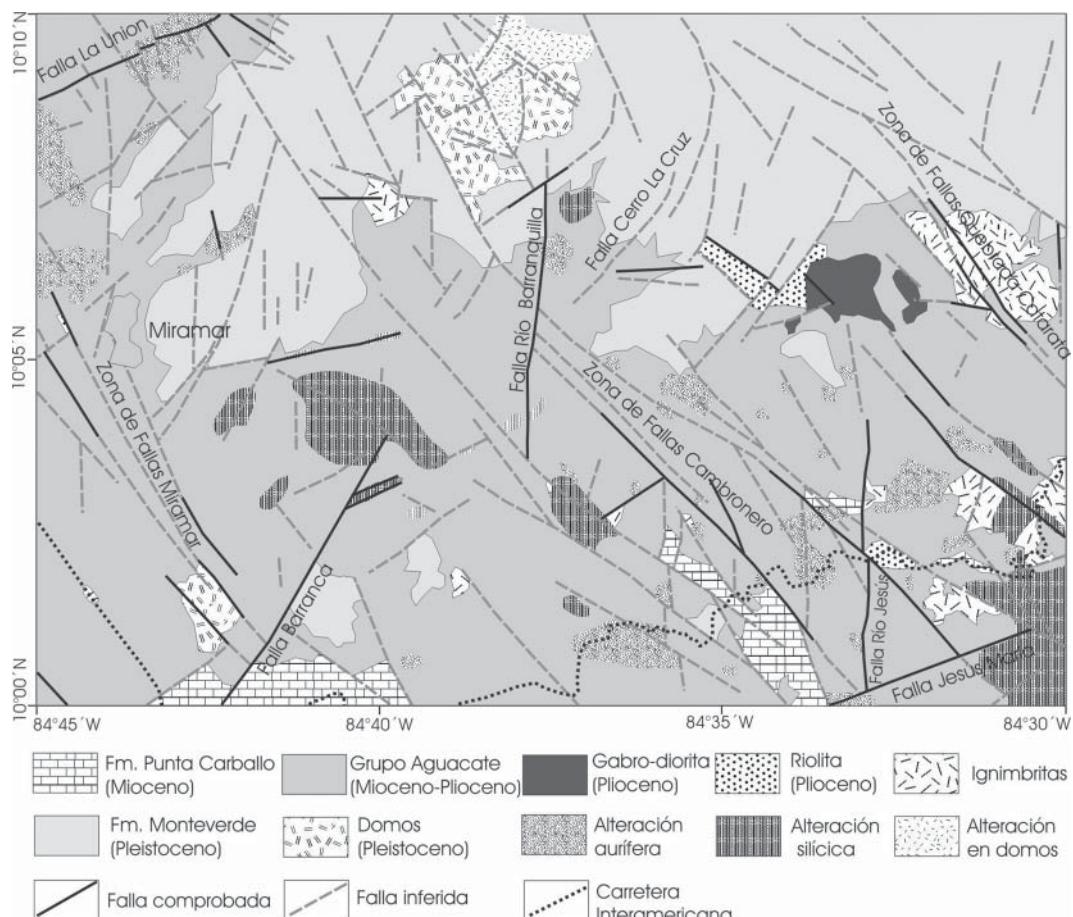


Fig. 21: Mapa geológico esquemático de la hoja Miramar con las estructuras tectónicas.

éstas y sus relaciones estratigráficas, se tratan de fallas normales o transversales con una dominante componente dextral. Esta fase de tectonismo se relaciona sobre todo con un levantamiento relativamente rápido del antiguo arco volcánico sobre la zona de subducción, principalmente en el Cuaternario (Fischer et al., 1994; Marshall et al., 2003). Las fallas con estos rumbos son los que predisponen muchos deslizamientos antiguos y recientes en la zona. En el área de estudio aparecen tres zonas significativas de estas fallas, las cuales se nombran a continuación de oeste a este: Zonas de Miramar, la Zona de Cambronero y la Zona de Quabrala Catarata. Estas son genéticamente relacionadas con las fallas de rumbo N-S hasta NNO-SSE las cuales son menos abundantes,

formándose de esta manera un sistema con dos componentes. Además se relaciona con una paleoextensión de rumbo ENE-OSO hasta O-E.

Falla Río Jesús: forma parte del sistema más importante con rumbo N-S con una probable componente dextral. Existe una naciente de agua con contenido de H_2S que se relaciona con la misma. Igual rumbo presenta la falla del río Baranquilla que se ubica en el centro del mapa.

Fallas del domo cerro La Cruz: son fallas lístricas que rodean el domo dacítico al oriente del cuerpo. Tienen un movimiento dominante vertical y se relacionan con la intrusión y colapso del domo dacítico en el Pleistoceno. También se presentan esquemáticamente en el mapa de Schulz et al. (1987).

AGRADECIMIENTOS

Este proyecto geológico fue realizado en el marco de la Cooperación Técnica Internacional entre el Ministerio del Medio Ambiente de la República Checa y el Ministerio de Ambiente, Energía y Telecomunicaciones (MINAET) de Costa Rica. El financiamiento por parte del Gobierno Checo se realizó en el marco del proyecto N° RP/6/2007, siendo el garante el Ministerio del Medio Ambiente Checo y el ejecutor el Servicio Geológico Checo (sede Praga).

El trabajo de campo durante el periodo de ejecución (2007-2009, trabajos preliminares en el 2006) fue realizado de forma conjunta con la Dirección de Geología y Minas.

La publicación de este trabajo fue finalizado en el marco del proyecto número 321010 del Servicio Geológico Checo.

Se agradece a los señores Dr. Siegfried Kussmaul y MSc. Alejandro Arauz Cavallini, por la revisión final del manuscrito, por sus comentarios y aportes a este artículo. Otro agradecimiento al Dr. Percy Denyer, Director de la Revista Geológica de América Central, por la amable cooperación.

REFERENCIAS

- ALÁN, M.A., 1983: Geología y estudio de lateritas en el extremo noroeste del Valle de El General: San José.- 123 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- ALVARADO, G.E., 1986: Hallazgos de megamíferos fósiles en Costa Rica.- Rev. Geol. Amér. Central, 4: 1-46.
- ALVARADO, G.E., KUSSMAUL, S., CHIESA, S., GILLOT, P.Y., APPEL, H., WORNER, G. & RUNDLE, C., 1992: Resumen cronoestratigráfico de las rocas ígneas de Costa Rica basado en dataciones radiométricas.- J. Southr. Amer. Sci. 6: 151-168.
- ALVARADO, G.E. & CARR, M.J., 1993: The Platanar - Aguas zarcas volcanic centers, Costa Rica: Spatial temporal association of Quaternary calc-alkaline and alkaline volcanism.- Bull. Volcanol. 55: 443-453.
- AMOS, B.J. & ROGERS, P.J., 1983: The geology and exploration geochemistry of the Cordillera Tilarán - Montes del Aguacate gold field, Costa Rica.- Inst. Geol. Sci., Overseas Division, Open-File Report: 1-33.
- BALOGH, K., 1985: K/Ar dating of neogene volcanic activity in Hungary: Experimental technique, experiences and methods of chronologic studies.- ATOMKI Rep. D/1: 277-288. Debrecen.
- BELLON, H. & TOURNON, J., 1978: Contribution de la géo chronometrie K-Ar a l'étude du magmatisme de Costa Rica, Amérique Central.- Bull. Soc. Geol. France, 20(6): 955-959.
- BOYNTON, W.V., 1984: Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies.- In: HENDERSON, P. (ed.): Rare Earth Elements Geochemistry.- Elsevier. Amsterdam.
- CHAVES, R. & SÁENZ, R., 1974: Geología de Cordillera de Tilarán (proyecto de Aguacate, 2^a Fase): Costa Rica.- Dirección de Geología, Minas y Petróleo, Informes Técnicos y Notas Geológicas. 12(53): 1-49.
- CIGOLINI, C. & CHAVES, R., 1986: Geological, petrochemical and metallogenetic characteristics of the Costa Rican gold belt: contribution to new exploration.- Geol. Rundsch. 75, 3: 737-754.
- DALRYMPLE, B.G. & LANPHERE, M.A., 1969: Potassium-Argon Dating Principles, Techniques and Application to Geochronology.- W.H. Freeman and Co., San Francisco: 1-288.
- DENYER, P. & ARIAS, O., 1991: Estratigrafía de la región central de Costa Rica.- Rev. Geol. Amér. Central, 12: 1-59.

- DENYER, P., AGUILAR, T. & ALVARADO G.E., 2003: Geología y estratigrafía de la hoja Barranca, Costa Rica.- Rev. Geol. Amér. Central, 29: 105-125.
- DENYER, P. & KUSSMAUL, S., EDS., 2006: Geología de Costa Rica.- 515 págs. Inst. Tec. de Costa Rica, Cartago.
- DENYER, P. & ALVARADO, G.E., 2007: Mapa Geológico de Costa Rica 2007.- Escala 1: 450 000, Librería Francesa, San José.
- FISHER, D.M., GARDNER, T.W., MARSHALL, J.S. & MONTERO, W.P., 1994: Kinematics associated with late Cenozoic deformation in central Costa Rica: Western boundary of the Panama microplate.- Geology, 22: 263-266.
- FISHER, D.M., GARDNER, T.W., MARSHALL, J.S., SAK, P.B. & PROTI, M., 1998: Effect of subducting sea-floor roughness on fore-arc kinematics, Pacific coast, Costa Rica.- Geology, 26: 467-470.
- FLORES, R.C., QUIRÓS, M.C., CORTÉS, J.C. & BADILLA, A.R., 2001: Estudio geomorfológico y de amanazas naturales para propiciar el plan de ordenamiento territorial de la subcuenca del río Jabonal, Esparza, Puntaarenas.- 96 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- GANS, P.P., MACMILLAN, I., ALVARADO, G., PEREZ, W. & SIGARAN, C., 2002: Neogene evolution of the Costa Rican Arc.- Denver Annual Meetening, October 27-30. Denver: 224.
- GANS, P.P., ALVARADO, G., PEREZ, W., MACMILLAN, I. & CALVERT, A., 2003: Neogene evolution of the Costa Rican Arc and development of the Cordillera Central.- The Caribbean and Central American Realms of the Southernmost Cordillera, April 1-3. Yelapa:33.
- GILLOT, P.-Y., CHIESA, S. & ALVARADO, G.E., 1994: Cronostratigraphy of upper Miocene - Quaternary volcanism in northern Costa Rica.- Rev. Geol. Amér. Central, 17: 45-53.
- HOLLAND, T.J.B. & BLUNDY, J.D., 1994: Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole - plagioclase thermometry.- Contrib. Mineral. Petrol. 116: 433-447.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A., 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.- Can. J. Earth. Sci. 8: 523-548.
- JANOUŠEK, V., FARROW, C. & ERBAN, V., 2006: Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical data Toolkit (GCDkit).- J. Petrol., 47, 6: 1255-1259.
- KUSSMAUL, S., 1987: Petrología de las rocas intrusivas neogenas de Costa Rica.- Rev. Geol. Amér. Central, 7: 83-111.
- KUSSMAUL, S., TOURNON, J. & ALVARADO, G.E., 1994: Evolution of the Neogene to Quaternary igneous rocks of Costa Rica.- Profil 7: 97-123. Stuttgart.
- KYCL, P., ŽÁČEK, V., ČECH, S., GRYGAR, R., HRAZDÍRA, P., HUAPAYA, S., KARENOVÁ, J., KONDROVÁ, L., MENDOZA, E.Q., METELKA, V., MIXA, P., ŠEVČÍK, J., VOREL, T., HRADECKÁ, L., REJCHRT, M. & ŠVÁBENICKÁ, L., 2010: Estudio geomorfológico, informe final (2006-2009): hojas 3246 II - Miramar, 3246 III - Chapernal, 3246 IV - Juntas, Costa Rica.- 263 págs. Servicio Geológico Checo, Praga y DGM, San José, [Inf. interno].
- KRETZ, R., 1983: Symbols for rock-forming minerals.- Amer. Miner. 6: 277-279.

- LAGUNA, M.J., 1983: Hydrothermale Veänderung und Verwitterungseffekte in Vulkaniten der Aguacate Formacion (Miozän, Pliozän), Costa Rica, Zentralamerika.- *Zbl. f. Geologie und Paläontologie*, 1: 223-233.
- LAGUNA, M.J., 1984: Efectos de Alteración Hidrotermal y Meteorización en Volcanitas del Grupo Aguacate, Costa Rica.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 1: 1-18.
- LEAKE, B.E., WOOLEY, A.R., ARPS, C.E.S., BIRCH, W.D., GILBERT, M.C., GRICE, J.D., HAWTHORNE, F.C., KATO, A., KISCH, H.J., KRIVOVICHEV, V.G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J., MARESCH, W.V., NICKEL, E.H., ROCK, N.M.S., SCHUMACHER, J.C., SMITH, J.C., STEPHENSON, N.C.N., WHITTAKER, E.J.W. & YOUNG, G., 1997: Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names.- *Mineral. Mag.*, 61: 295-321.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B., 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram.- *J. Petrol.* 27: 745-750.
- LUCAS, S.G., ALVARADO, G.E. & VEGA, E., 1997: The pleistocene mammals of Costa Rica.- *J. Vert. Paleont.* 17, 2: 413-427.
- MADRIGAL, O., 1980: Geología y Potencial de una Parte del Distrito Minero de Abangares, Guanacaste.- Univ. Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- MADRIGAL, R., 1967: Estudio geotécnico y evaluación de algunos yacimientos de piedra pómex en Costa Rica.- Notas Téc. y geol. MEIC: 1-26.
- MARSHALL, J.S., FISHER, D.M. & GARDNER, T.G., 2000: Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block.- *Tectonics*, 19: 468-492.
- MARSHALL, J.S., IDLEMAN, B.D., GARDNER, T.W. & FISCHER, D.M., 2003: Landscape evolution within a retreating volcanic arc, Costa Rica, Central America.- *Geology*, 31(5): 419-422.
- MIXA, P., DOBEŠ, P., ŽÁČEK, V., LUKEŠ, P. & QUINTANILLA, E.M., 2001: The Epithermal Gold Mineralization in Montes del Aguacate and Cordillera de Tilarán, Costa Rica - Exploration Geochemistry and Genesis of Gold Deposits.- *J. Geosci.* 56: 81-104.
- OLSSON, A.A., 1922: The Miocene of Northern Costa Rica.- *Bull. Amer. Paleont.* 9 (39): 1-309.
- PECCERILLO, R. & TAYLOR, S.R., 1976: Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 58: 63-81.
- POUCHOU, J.L. & PICHOIR, F., 1985: 'PAP' (ϕ - p -Z) correction procedure for improved quantitative microanalysis. In: ARMSTRONG, J.T. (ed.): *Microbeam Analysis*.- San Francisco Press: 104-106.
- SEGURA, A., 1942: Sección de geología: informe rendido a la Secretaría de Educación

- Pública sobre la labor realizada en 1940.- Mus. Nac. de Costa Rica, Serie de Hist. del Mus. Nac. 1: 15-50.
- SCHULZ, K., KOEPFEN, R., LUDINGTON, S., KUSSMAUL, S. & GRAY, K., 1987: Volcanological framework for the gold deposits in the Cordillera de Tilarán and Montes del Aguacate, Costa Rica.- En: USGS, DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA, MINAS E HIDROCARBUROS, Y UNIVERSIDAD DE COSTA RICA. Mineral resource assessment of the Republic of Costa Rica:34-75.
- SHAND, S.J., 1943: Eruptive Rocks; Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore Deposits, with a chapter on Meteorites (revised second edition).- 444 págs. Hafner Publishing Co., New York.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E., 1977: Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology.- Earth Planet. Sci. Lett. 36: 359-362.
- VALERIO, J., 1939: Sección de geología: informe rendido a la Secretaría de Educación Pública sobre la labor realizada en 1938.- Mus. Nac. de Costa Rica, Serie de Hist. del Mus. Nac. 1: 17-18.
- VILLEGRAS, F.A., 1997: Geodinámica de la Cordillera de Tilarán, relación entre la volcanología y la tectónica.- 147 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- VILLEGRAS, F.A., 2004: La formación Alto Palomo: flujos pumíticos de la Cordillera Volcánica Central, Costa Rica.- Rev. Geol. Amér. Central, 30: 73-81.
- VOGEL, T.A., PATINO, L.C., ALVARADO, G.E. & GANS, P.B. (2004): Silicic ignimbrites within the Costa Rican volcanic front: Evidence for the formation of continental crust.- Earth. Planet. Sci. Lett. 226: 149-159.
- VOGEL, T.A., PATINO, L.C., EATON, J.K., VALLEY, J.W., ROSE, W.I., ALVARADO, G.E. & VIRAY E.L., 2006: Origin of silicic magmas along the Central American volcanic front: genetic relationship to mafic melts.- J. Volcanol. Geotherm. Res. 156: 217-228.
- VOGEL, T.A., PATINO, L.C., ALVARADO, G.E. & ROSE, W.I., 2007: Petrogenesis of ignimbrites. In: Bundschuh J, Alvarado GE (eds) Central America: Geology, Resources, and Hazards. Taylor & Francis, London: 591-618.
- WOODRING, W.P., 1982: Geology and Paleontology of Canal Zone and Adjoining Parts of Panama. - Geol. Surv. Prof. Paper, 306-F: 541-759. Washington.
- ŽÁČEK, V., KYCL, P., HUAPAYA, S., PÉCSKAY, Z., VOREL, T., MIXA, P., GRYGAR, R., METELKA, V., HRADECKÝ, P. & ŠEVCÍK, J., 2008: Resultados preliminares del levantamiento geológico de la hoja Miramar, escala 1:50 000. Cooperación geológica Costa Rica - República Checa- Programa y resúmenes IX Congreso Geológico de América Central y VI Congreso geológico Nacional, San José: 118.
- ŽÁČEK ,V., VOREL, T., KYCL, P. & HUAPAYA, S., 2010a: Mapa geológico de la hoja Miramar.- Escala 1:50 000, Serv. Geol. Checo, Praga.

ŽÁČEK, V., ČECH, S., HAVLÍČEK, P., VOREL, T., DUDÍK SCHULMANNOVÁ, B., KYCL, P. & HUAPAYA, S., 2010b: Mapa geológico de la hoja Chapernal.- Escala 1:50 000, Serv. Geol. Checo, Praga.

ŽÁČEK, V., ČECH, S., DUDÍK SCHULMANNOVÁ, B., VOREL, T., KYCL, P., HUAPAYA, S., 2010c: Mapa

geológico de la hoja Las Juntas.- Escala 1:50 000, Serv. Geol. Checo, Praga.

ŽÁČEK, V., JANOUŠEK, V., ULLOA, A., KOŠLER, J., HUAPAYA, S., MIXA, P., VONDROVICOVÁ, L. & ALVARADO, G.E., 2011: The Late Miocene Guacimal Pluton in the Cordillera de Tilarán, Costa Rica: its nature, age and petrogenesis.- J. Geosci. 56: 51-79.



© 2012 Universidad de Costa Rica. Revista Geológica de América Central is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 3.0 Unported License. More information: <http://www.geologia.ucr.ac.cr/revista/revista-geol.htm>