

Sobre la presencia de lavas toleíticas en la región Guáimaro - Las Tunas (Cuba)

D. TCHOUNEV, B. ECHEVARRÍA, y F. TALAVERA CORONEL

RESUMEN

Como resultado de las investigaciones temáticas, realizadas sobre el vulcanismo cretácico en la región Guáimaro - Las Tunas, se hace una revaloración de los datos existentes y se revela la existencia de una nueva secuencia vulcanógeno-sedimentaria de edad cretácica con vulcanismo de carácter toleítico. Anteriormente, esta secuencia había sido tratada como un caso particular de metamorfismo de contacto y no como una unidad litoestratigráfica.

1. INTRODUCCIÓN

Durante las investigaciones temáticas sobre el vulcanismo cretácico en la región Guáimaro - Las Tunas (1982-1983), los autores establecieron la presencia de rocas volcánicas básicas de carácter toleítico, que difieren ampliamente de las vulcanitas básicas del complejo vulcanógeno-sedimentario cretácico en el área Camagüey - Las Tunas, y que más bien forman parte de una secuencia específica. Debe destacarse que las rocas en cuestión se encuentran generalmente en contacto directo con los granitoides del Cretácico Superior, por lo que sufrieron un metamorfismo regional de contacto (SOMIN y MILLÁN, 1981). Esta es, evidentemente, la causa de que estas rocas sólo hayan llamado la atención de los investigadores como un caso particular de metamorfismo de contacto y no como una unidad litoestratigráfica.

El primer estudio sistemático del metamorfismo de contacto en el área comprendida entre el Río Jobabo y Las Tunas se realizó durante el levantamiento geológico de la antigua Provincia de Oriente, a escala 1:250 000 (E. Nagy y otros, inédito).¹ Sin embargo, en la zona de contacto se incluyeron también rocas no metamorfizadas o rocas

Manuscrito aprobado el 26 de noviembre de 1985.

D. Tchnounev pertenece al Instituto de Geología, de la Academia de Ciencias de Bulgaria. B. Echevarría y F. Talavera Coronel pertenecen al Instituto de Geología y Paleontología, de la Academia de Ciencias de Cuba.

volcánicas ácidas hidrotermalmente alteradas. Las rocas metamórficas denominadas Formación Los Dolores son consideradas como clásicas hornfelsas (NAGY y RADOZ, 1973), que se caracterizan por poseer una zonalidad metamórfica de tipo térmico.

Posteriormente, en el informe de V. Shevchenko y otros (inédito)² y el mapa adjunto a escala 1:100 000 de la misma zona, se destacaron las anfibolitas Los Dolores, representadas también en la orilla W del Río Jobabo. En el mapa geológico a escala 1:250 000 de la brigada búlgaro-cubana de la Academia de Ciencias de Cuba (J. M. Iturralde-Vinent y otros, inédito)³, se considera que el metamorfismo de contacto, que alcanzó las facies anfibolítica (claramente manifestada sobre las vulcanitas básicas), se ha desarrollado sobre las rocas de la formación vulcanógeno-sedimentaria Guáimaro, ampliamente distribuida en el área Guáimaro-Jobabo.

En la monografía de SOMIN y MILLÁN (1981) sobre los complejos metamórficos de Cuba, se considera el metamorfismo provocado por la intrusión de granitoides del Cretácico, como un metamorfismo regional de contacto o plutónico, de tipo dinamotérmico; el área en cuestión se denomina "Rocas metamórficas del cinturón Sierra de Rompe", según las elevaciones del mismo nombre, en cuya pendiente S afloran las rocas más deformadas y metamorfizadas. Los autores subrayan que el cinturón Sierra de Rompe tiene una constitución homogénea, y que esto se relaciona con la situación de las rocas respecto al macizo granítico y con su posición en el corte estratigráfico general. Se considera que más cerca del contacto afloran solamente metabasitas (porfiritas basálticas con piroxeno, raramente con plagioclasa), las cuales son las más deformadas y metamorfizadas hasta anfibolitas.

Según los mismos autores, al S y alejándose del contacto, el grado de metamorfismo disminuye y se pasa sin interrupción a niveles más altos de esta secuencia, donde, después de las primeras lentes de calizas, aparecen "porfiritas plagioclásicas" (andesito-basaltos y andesitas), rocas tobáceas o argilito-tobáceas. La parte inferior de la secuencia (por debajo de las primeras lentes de rocas carbonatadas) se correlaciona con las anfibolitas de la Serie Mabujina y la Formación Güira de Jauco, concluyendo que las tres unidades fueron primeramente formaciones "porfiríticas." La parte superior, que contiene calizas con rudistas, se considera como anterior al Ceno-

¹ "Levantamiento geológico de la Provincia de Oriente." Instituto de Geología y Paleontología (ACC), 1976.

² "Informe final sobre los trabajos de levantamiento y búsqueda a escala 1:100 000 en las zonas de la parte sur del anticlinorio Camagüey (Región Guáimaro-Las Tunas)." Centro Nacional del Fondo Geológico (MINBAS), 1979.

³ "Geología del territorio Ciego-Camagüey-Las Tunas." Instituto de Geología y Paleontología (ACC), 1981.

maniano o Santoniano, sobre la base de las determinaciones de edad absoluta dadas por V. Shevchenko y otros (inédito)², según el método K-Ar, que arrojó para los granitoides de Guáimaro una edad de 80 a 85 millones de años, y para una veta de pegmatita que corta las anfibolitas Los Dolores, 80 ± 3 millones de años. Por esto se concluye que la secuencia en cuestión forma parte de la serie Tobas o de la parte inferior del corte eugeosinclinal metamorfizada en profundidad.

Nuestras investigaciones en la región Guáimaro-Las Tunas nos llevaron a una interpretación diferente sobre su estructura y la posición de la secuencia de rocas metamórficas. Consideramos que las transformaciones metamórficas se asocian exclusivamente a bloques tectónicos de una zona tectónica profunda y que, por su composición primaria, la secuencia metamorfizada difiere considerablemente de las otras secuencias vulcanógeno-sedimentarias cretácicas, ampliamente extendidas en la región.

A pesar de la nueva interpretación que se da, mantenemos para la secuencia que aquí proponemos la denominación de Sierra de Rompe, que SOMIN y MILLÁN (1981) han usado para el cinturón metamórfico.

2. UBICACIÓN EN LA ESTRUCTURA GEOLÓGICA DE LA REGIÓN GUÁIMARO - LAS TUNAS

La región entre las ciudades de Guáimaro y Las Tunas está ocupada por la parte oriental del arco volcánico insular cretácico. El complejo vulcanógeno-sedimentario que constituye el arco volcánico en rasgos generales está aquí compuesto por dos partes:

Inferior: Compuesta por un "flysch" vulcanógeno, acompañado por la primera fase del vulcanismo cretácico (subacuático, básico hasta medio-básico y con tendencia subalcalina). La edad de esta parte inferior abarca desde el Albiano hasta el Campaniano Inferior en algunas áreas.

En la región del Río Jobabo y al W del mismo, la parte inferior está representada por la Formación Guáimaro (principalmente lavas del nudo magmático de igual nombre) y la Formación Contramaestre (manto sedimentario homónimo, periférico al nudo magmático).

Superior: Molasa vulcanógena, con un engrosamiento, en general, de forma gradual del material detrítico en dirección vertical. La edad de esta parte es Coniaciano-Campaniano Inferior, de lo que se infiere que las partes inferior y superior en determinados momentos tuvieron un desarrollo sincrónico.

Simultáneamente a la formación de las molasas, se manifiesta la segunda y tercera fases del vulcanismo cretácico.

La segunda fase está representada por derrames de lavas subacuáticas de andesitas, de composición química normal (serie calcoalcalina), ampliamente extendidas fuera de la región estudiada, al NW de la Ciudad de Guáimaro (F. Vidot).

La tercera fase se desarrolló específicamente en estructuras vulcanotectónicas superpuestas, en las cuales el vulcanismo fue de tipo subaéreo y de composición ácida (serie calcoalcalina). En la región estudiada entre el Río Jobabo y Las Tunas, la tercera fase está representada por la Formación Berrocal, desarrollada en una estructura vulcano-tectónica compleja, superpuesta sobre un fundamento representado por las formaciones de la parte inferior del complejo vulcanogeno-sedimentario (formaciones Guáimaro y Contramaestre). Al N esta estructura está limitada por una zona de fallas potentes, señalada por Nagy y otros (inédito)¹, que la limita o separa de la intrusión de granitoides, entre el Río Jobabo y la Ciudad de Las Tunas (Fig. 1). Esta zona, que vamos a denominar falla Las Tunas, puede observarse a partir de Las Tunas y al NW, pasando por el S de Bartle, hasta el Río Jobabo, inmediatamente al N de la Carretera Central. Evidentemente, la zona fallada se continúa más al NW, quedando siempre entre la secuencia vulcanogena y el cinturón de granitoides, pero no conocemos bien su carácter en este sector.

Como se ve en la Fig. 1, los bloques de las rocas metamorfizadas aparecen únicamente en la zona de estructuras disyuntivas profundas. Juzgando por el grado y el carácter del metamorfismo, que son alteraciones del contacto regional que llega hasta la facies de anfibolitas con almandina (SOMIN y MILLÁN, 1981), se puede concluir que estas alteraciones se han desarrollado en sectores profundos de contacto en la intrusión de granitoides, donde los bloques en cuestión aparecen elevados en la zona de la falla Las Tunas (Fig. 1A). Una prueba indirecta de esto es que fuera de la zona fallada no se encuentran alteraciones semejantes a éstas, con tan alto grado de metamorfismo.

En todos los casos, cuando se observan contactos no tectónicos (Florida, Cascorro, Sibanicú), las alteraciones son casi siempre hidrotermales de baja temperatura. Es cierto que las alteraciones metamórficas en los bloques incluidos en las zonas de fallas Las Tunas, disminuyen o bajan al alejarse del contacto con la intrusión de granitoides, pero debemos subrayar que están asociadas únicamente a estos bloques y no pasan el límite tectónico S.

Asimismo, al S los bloques contactan con diferentes niveles estratigráficos del complejo vulcanogeno-sedimentario. En este caso está claro que no se puede hablar de una relación directa e ininterrumpida

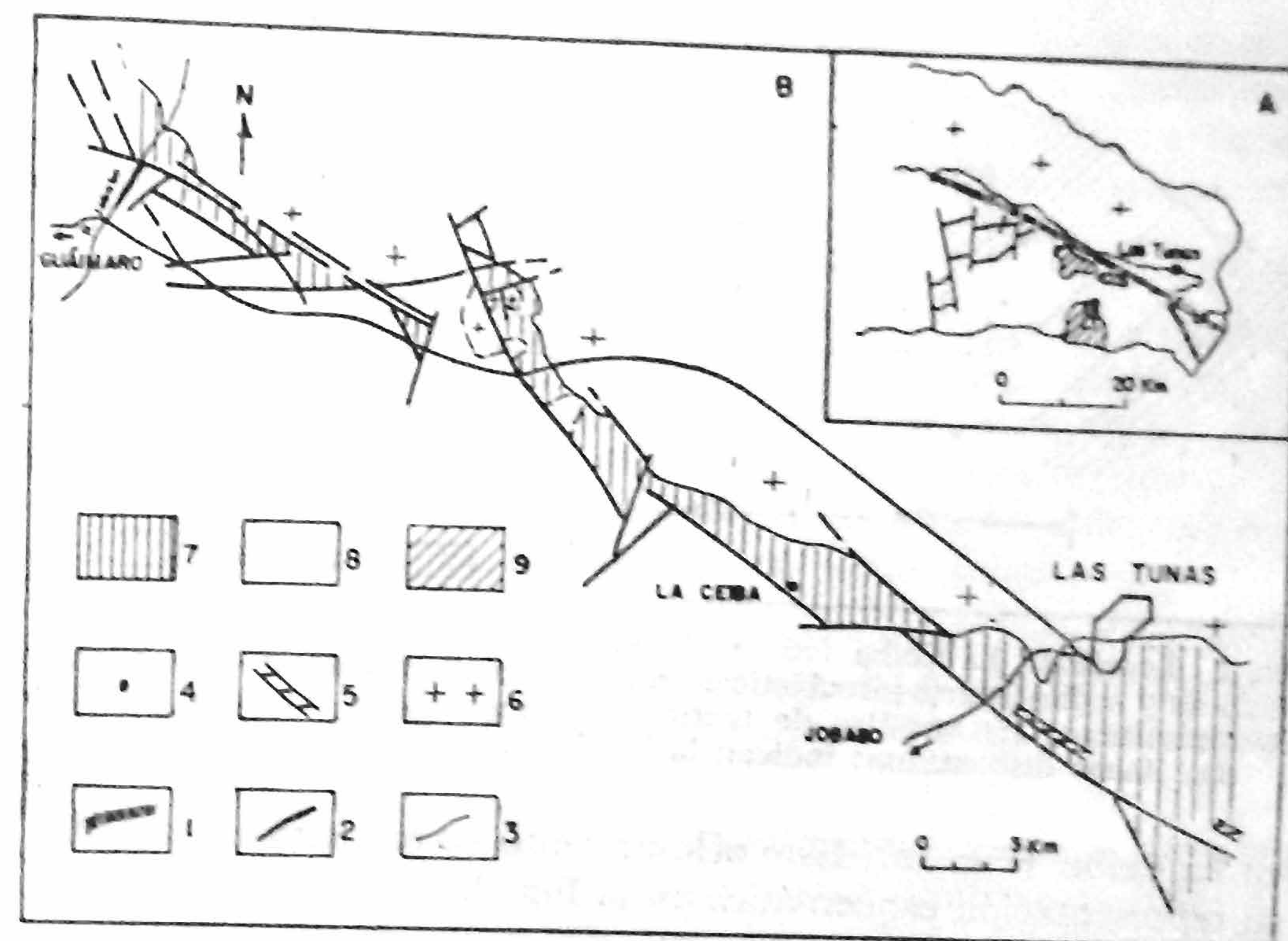


FIG. 1. A. Esquema geológico regional. B. Esquema geológico de la región entre el Río Jobabo y la Ciudad de Las Tunas. (1) falla Las Tunas; (2) fallas; (3) contactos normales; (4) localidad La Ceiba; (5) intercalaciones de calizas; (6) granitoides del Cretácico Superior; (7) secuencia Sierra de Rompe; (8) complejo vulcanógeno-sedimentario cretácico; (9) cobertura sedimentaria de edad Campaniano-Maestrichtiano.

pidada entre los cortes de las secuencias al N y al S del contacto tectónico. Además, la composición primaria de la secuencia Sierra de Rompe difiere de las otras secuencias por su composición rocosa y por el carácter de su vulcanismo sincrónico.

3. SECUENCIA LITOESTRATIGRÁFICA SIERRA DE ROMPE

3.1 Composición litológica

Una particularidad del área ocupada por la secuencia es que, en general, afloran lavas y las rocas más metamorfizadas, por lo que no puede brindarse un perfil completo de esta secuencia. No obstante, por las observaciones de SOMIN y MILLÁN (1981) y las nuestras, se ha constatado que predominan las vulcanitas básicas. Así, tenemos que en diversas regiones, como la pendiente S de la Sierra de Rompe, La Ceiba, situada a unos 10-12 km al SE de Bartle y al S de Las Tunas, se observan grandes áreas con afloramientos ininterrumpidos de basaltos.

Los sectores sin afloramientos deben estar ocupados por rocas fácilmente erosionables (tobas, tufitas, etc.), que principalmente se presentan en afloramientos artificiales, como puede constatare en el

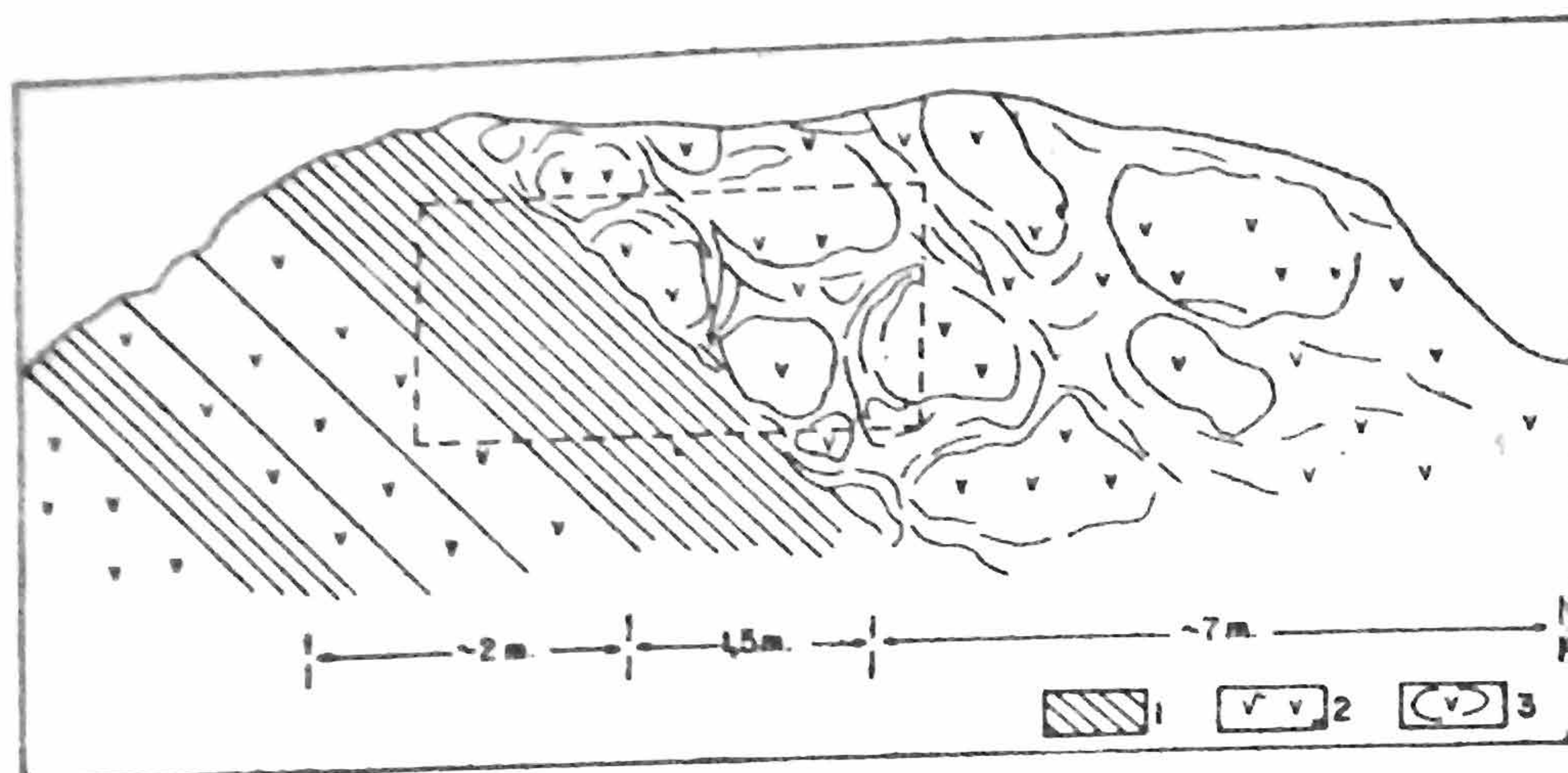


FIG. 2. Localidad La Ceiba (véase ubicación en la Fig. 1). (1) rocas piroclásticas y sedimentario-piroclásticas finamente estratificadas; (2) lavoclastitas basálticas; (3) basaltos de textura en almohadillas. El área indicada con líneas discontinuas indican la localización de la foto (Lám. 1).

área La Ceiba (Fig. 1B). Este afloramiento se muestra en la Lám. 1 y su representación esquemática en la Fig. 2.

El tercer elemento observado de la secuencia son las intercalaciones de calizas marmolizadas que aparecen al S de Las Tunas y en la carretera Las Tunas - Bayamo.

Lavas básicas (sólo se describen las rocas débilmente metamorfozadas). Los basaltos metamorfozados fueron descritos detalladamente por SOMIN y MILLÁN (1981). Están representadas, en general, por dos variedades:

- Basaltos con estructura porfídica a partir de plagioclasas y clinopiroxenos, mientras que la matriz está integrada por una masa prácticamente holocristalina de plagioclasa, epidota, y cloritas, donde los minerales secundarios han ocupado el lugar del vidrio volcánico. La plagioclasa es de tipo labrador y en algunos casos andesina, mientras que los piroxenos son del tipo augita, presentándose en ocasiones parcialmente transformados en anfíbol, aunque conservan su forma primaria e incluso su maclado. En el campo pueden distinguirse por su coloración verde oscura a casi negra en ocasiones más claras que, por el intemperismo, pasan a tonos verdes claros y pardos. En general, su carácter porfídico es evidente a partir del piroxeno, pero en realidad no existen grandes diferencias en cuanto al tamaño en relación con las plagioclasas.
- Basaltos melanocráticos, con estructura porfídica a partir de clinopiroxenos de tipo augita. La roca se caracteriza por la ausencia de fenocristales de plagioclasa, la cual sólo aparece en la matriz, asociada a un proceso de cloritización intenso, que la

sustituye en casi su totalidad. Con relación a los fenocristales de piroxenos, éstos se hallan anfibolizados, pero conservando comúnmente su forma. En los afloramientos estas rocas presentan el mismo aspecto porfídico que los basaltos descritos anteriormente, aunque, por lo general, más intemperizados.

Rocas piroclásticas y sedimentario-piroclásticas. El afloramiento La Ceiba (figs. 1B y 2), que aparece en un área grande ocupada por derrames de basaltos, presenta en su parte inferior intercalaciones de rocas piroclásticas y sedimentario-piroclásticas (tobas, tufitas, etc.) que yacen separando flujos de lavoclastitas. Sobre ese corte yacen coladas basálticas con textura en almohadillas.

La presencia de rocas piroclásticas y sedimentario-piroclásticas en la secuencia Sierra de Rompe se comprueba también por las tobas y las rocas silíceo-carbonatadas tobáceas metamorfozadas descritas por SOMIN y MILLÁN (1981).

Prácticamente, las únicas rocas sedimentarias que se han observado son las calizas que se intercalan en las coladas basálticas al S de la Ciudad de Las Tunas (Fig. 1B). La potencia de este nivel varía desde unos metros hasta más de 10 y que, por su rumbo, puede seguirse por más de 3 km. Las calizas recristalizadas-marmolizadas de una forma no homogénea llegan hasta verdaderos mármoles en la localidad San Gregorio, al S de Las Tunas. En la parte oriental de esta localidad aparecen rudistas dentro de la secuencia.

3.2 Composición química

Las muestras seleccionadas no presentaron efectos apreciables de intemperismo, según el índice de Parker y los índices de Reiche (COLMAN, 1982). Las mismas se presentan en la Tabla 1, con sus correspondientes contenidos en óxidos y composición normativa CIPW. Además, se confeccionó el diagrama de variación del total de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) contra el contenido de sílice en porcentaje de peso (Fig. 3).

Las primeras ocho muestras corresponden a basaltos de la secuencia Sierra de Rompe, y las restantes son basaltos de la Formación Guáimaro. El primer grupo se encuentra colocado por debajo del segundo grupo en la Fig. 3, indicando su bajo tenor de álcalis. Además, se distingue por su bajo contenido de K_2O , señalando su posible clasificación como basaltos toleíticos, y por el bajo contenido de TiO_2 , que corresponde a basaltos toleíticos de arcos de islas. El segundo grupo (Formación Guáimaro) representa contenidos superiores de TiO_2 , pero se mantienen en el rango de rocas de arcos de islas. Por otra parte, los tenores de metales alcalinos son superiores a los del primer grupo, lo que manifiesta su carácter subalcalino.

Tabla 1. Resultados del análisis químico y de la Norma CIPW. Análisis de SOMIN y MILLÁN (1981): (1) entronque Las Tunas-Bayamo; (2), (3), y (4) 3,5 km al S del entronque; (5) 7 km al S del entronque (carretera a Bayamo); (8) 3 km al S de Las Tunas. Análisis del presente trabajo: (6) 2 km al S de Las Tunas; (7) 2,5 km al S de Las Tunas; (9), (10), y (11) basaltos de la Formación Guáimaro.

Composición	Muestras										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	46,66	49,06	40,10	48,02	48,70	50,20	42,20	44,62	47,65	47,40	47,35
TiO ₂	0,70	0,72	0,48	0,61	0,83	0,58	0,39	0,66	1,10	1,06	0,83
Al ₂ O ₃	15,26	15,82	10,69	14,24	15,29	12,91	8,18	9,13	15,64	18,30	16,73
Fe ₂ O ₃	7,06	4,83	4,85	2,67	3,76	4,94	8,65	5,10	6,13	5,96	4,50
FeO	5,68	5,74	5,19	6,96	5,98	5,17	4,16	6,01	6,55	4,48	5,92
MnO	0,25	0,20	0,15	0,21	0,32	0,27	0,24	0,20	0,22	0,21	0,20
MgO	6,99	8,30	14,68	10,21	8,95	8,22	22,30	18,40	4,19	4,40	4,83
CaO	9,72	9,90	11,29	12,90	11,50	13,86	8,30	10,04	9,52	9,21	8,61
Na ₂ O	2,50	2,74	1,00	1,25	2,00	2,39	0,75	0,50	3,60	4,80	3,40
K ₂ O	0,73	0,37	0,24	0,24	0,24	0,36	0,08	0,10	2,28	1,00	1,93
P ₂ O ₅	0,28	0,27	0,16	0,26	0,26	0,29	0,21	0,28	0,76	0,52	0,37
PPI	1,94	1,92	2,70	2,26	2,00	1,00	5,02	4,38	1,53	2,33	4,82
H ₂ O-	0,28	0,40	0,20	0,14	0,59	0,02	0,04	0,41	0,33	0,10	0,77
Total	100,05	100,27	99,73	99,97	100,42	100,21	100,52	99,83	99,50	99,83	100,26

(Continúa)

Tabla 1 (Continuación)

Composición	Muestras										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
FeO*/MgO	1,72	1,22	0,65	0,92	1,05	1,17	0,54	0,58	2,88	2,24	2,06
Q	3,09	0,09	0,18		0,74	0,94					
OR	4,41	2,23	1,46	1,45	1,45	2,14	0,51	0,62	13,79	6,06	12,04
AB	21,61	23,66	8,73	10,83	17,29	20,38	6,64	4,45	26,24	31,74	29,20
AN	28,89	30,40	24,75	33,34	32,74	23,62	19,60	23,54	20,26	26,11	26,08
NE									2,67	5,38	0,63
DI	14,72	14,31	25,24	24,52	19,07	34,83	17,20	21,24	18,65	13,69	13,33
HY	14,79	20,12	31,03	23,06	20,90	9,06	20,88	29,98			
OL				1,01			20,79	10,38	5,31	4,81	9,23
MT	10,46	7,15	7,26	3,97	5,57	7,22	13,14	7,78	9,10	8,87	6,89
IL	1,36	1,40	0,94	1,19	1,61	1,11	0,78	1,32	2,14	2,07	1,67
AP	0,67	0,64	0,41	0,63	0,63	0,70	0,52	0,69	1,84	1,27	0,93
AN/(AN + AB)	0,57	0,56	0,74	0,75	0,65	0,54	0,75	0,84	0,44	0,45	0,47
FeO/(FeO + MgO)	0,15	0,17	0,09	0,23	0,20	0,16	0,004	0,04	0,29	0,12	0,28
						52,92	73,25	71,39	37,04	30,71	35,05

* FeO + 0,9 Fe₂O₃ (en %).

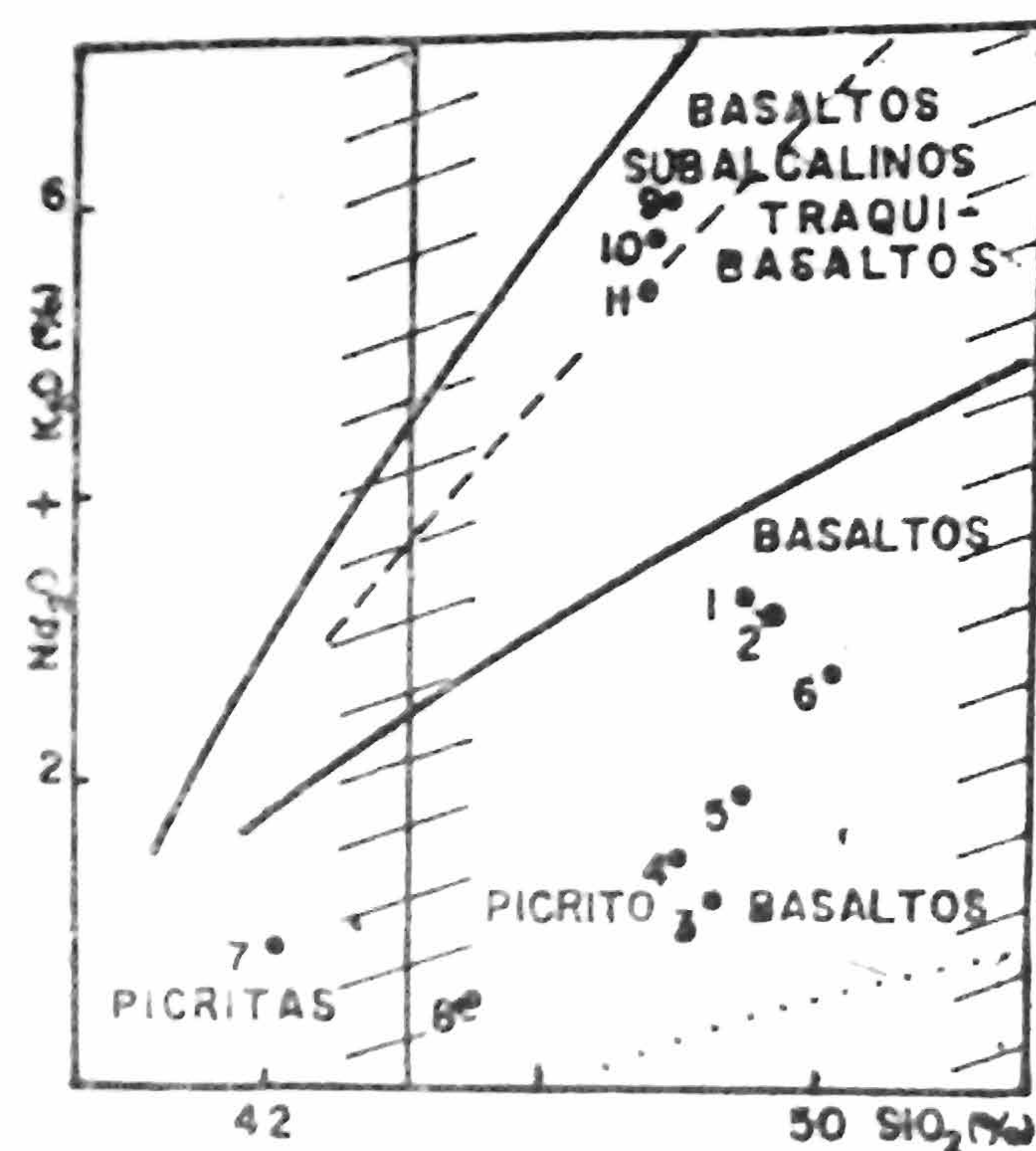


FIG. 3. Diagrama de variación $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (en %).

(Fig. 3). Puede añadirse que este último hecho señala hacia etapas más avanzadas en el desarrollo del arco (MIYASHIRO, 1974).

Atendiendo a la composición normativa, las muestras de basaltos de la Formación Guáimaro se distinguen del primer grupo por su contenido inferior de minerales féficos, ausencia de hiperstena y de sílice, y presencia de olivino y nefelina. La ausencia de hiperstena normativa no permite la clasificación de estas muestras como basaltos toleíticos. Este punto se aprecia más claramente en el diagrama AFM (Fig. 4), en el cual se encuentran en la zona una serie calco-alcalina.

Las muestras del primer grupo (Sierra de Rompe) pueden dividirse en los siguientes dos subgrupos:

- A) Muestras 1, 2, 3, 4, 5, y 6. Presentan menor contenido de MgO y sus composiciones normativas (sobresaturación de sílice, presencia de hiperstena, y poco o ningún olivino) corresponden a basaltos toleíticos, cuestión que se ve confirmada en el diagrama AFM (Fig. 4). Esta serie se considera como la etapa inicial en el desarrollo de arcos de islas.
- B) Muestras 7 y 8. Contenido superior de MgO e inferior en metales alcalinos con relación al primer subgrupo. La composición normativa CIPW (ausencia de cuarzo normativo, presencia de hipers-

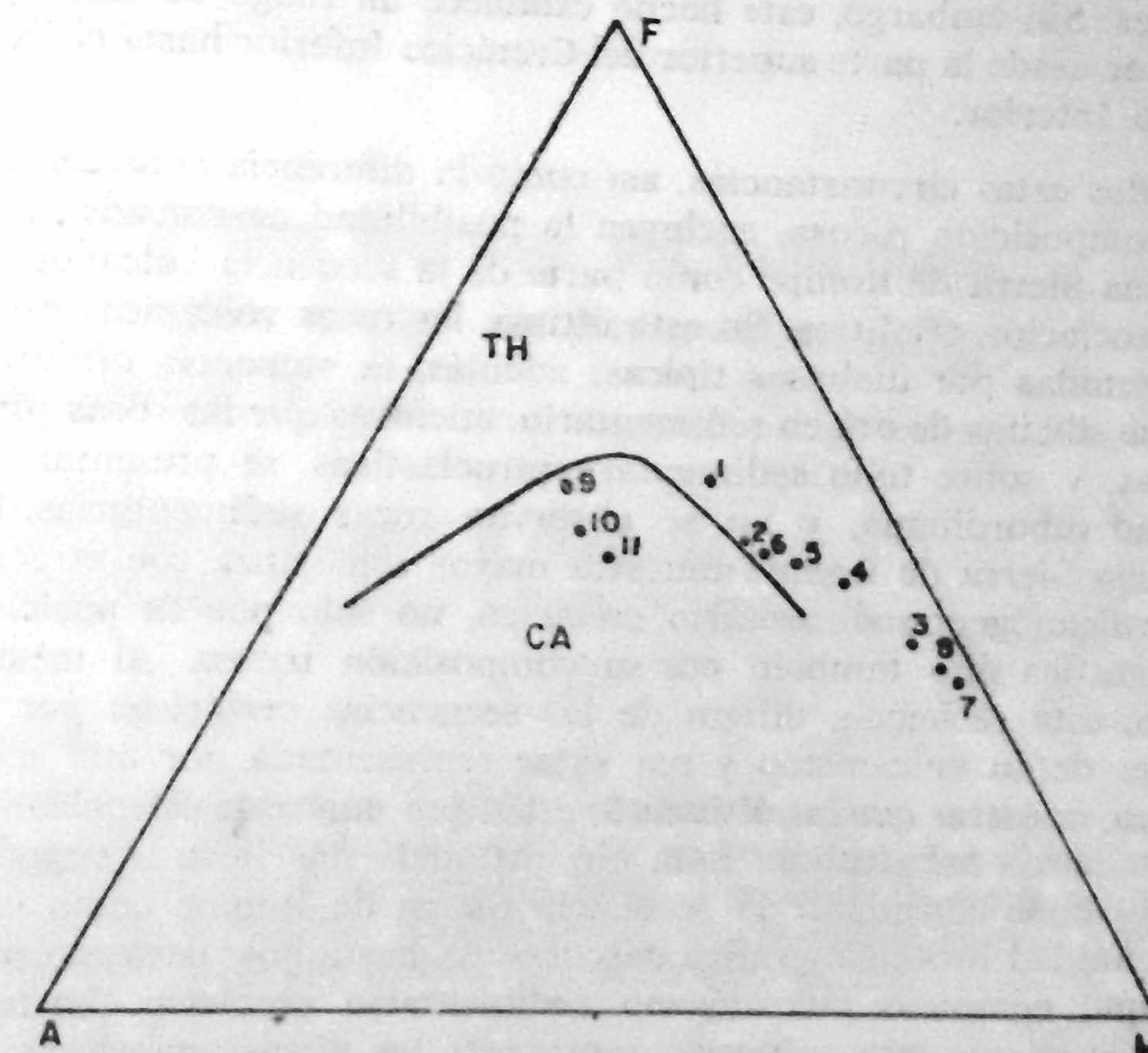


FIG. 4. Diagrama AFM. (A) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (en %); (F) $\text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3$ (en %); (M) MgO (en %).

tena y olivino, y alto contenido de minerales féficos) corresponden a toleítas olivínicas. Pertenecen a tipos de transición entre los basaltos y los basaltos melanocráticos, o transición hacia rocas ultramáficas. Debe señalarse que el análisis de la muestra 7 corresponde a un basalto melanocrático del tipo de los descritos en el texto (véase epígrafe 3 y Fig. 3). En el diagrama AFM (Fig. 4) puede apreciarse la ubicación de las muestras de ambos subgrupos, lo que permite suponer la existencia de un proceso continuo en la evolución de la secuencia Sierra de Rompe.

4. CONCLUSIONES

La posición estratigráfica de la secuencia Sierra de Rompe no puede ser precisada por falta de relaciones geológicas con las secuencias del complejo vulcanógeno-sedimentario cretácico. Su límite superior se puede precisar de forma general, ya que la secuencia es claramente anterior a los granitoides, que se formaron antes del Campaniano Superior. El límite inferior no está claro, debido a que sus contactos con el complejo vulcanógeno-sedimentario son tectónicos. Desafortunadamente, no se encontraron restos de fósiles, salvo los de la macrofauna recrystalizada, evidentemente de protorudistas, algas,

y corales. Sin embargo, este hecho establece un rango de edad que puede ser desde la parte superior del Cretácico Inferior hasta el Campaniano Inferior.

Todas estas circunstancias, así como la diferencia considerable de la composición rocosa, excluyen la posibilidad de considerar la secuencia Sierra de Rompe como parte de la secuencia vulcanógena de la asociación ofiolítica. En esta última, las rocas volcánicas están representadas por diabasas típicas; además, la secuencia ofiolítica contiene silicitas de origen sedimentario, mientras que las rocas piroclásticas, y sobre todo sedimentario-piroclásticas, se presentan en cantidad subordinada, y no se observan rocas sedimentarias. La secuencia Sierra de Rompe muestra mayor semejanza con el complejo vulcanógeno-sedimentario cretácico, no solo por su posición estratigráfica sino también por su composición rocosa. Al mismo tiempo, esta secuencia difiere de las secuencias cretácicas por el carácter de su vulcanismo y por estar representada por una serie toleítica, mientras que las últimas lo están por una serie calcoalcalina con tendencia subalcalina. Esta circunstancia nos lleva a suponer que podemos considerar la secuencia Sierra de Rompe como una nueva unidad litoestratigráfica desconocida hasta hoy, perteneciente al propio complejo vulcanógeno sedimentario cretácico. Lo más probable es que esta secuencia represente los niveles inferiores de este complejo, que no aparecen normalmente en la superficie. Este vulcanismo toleítico podría ser la primera fase del arco volcánico. Y en un futuro correlacionarse con las partes bajas del complejo vulcanógeno-sedimentario cretácico en la antigua Provincia de Las Villas.

REFERENCIAS

- COLMAN, S. M. (1982): Chemical weathering of basalts and andesites: evidence from weathering rinds. *U.S.A. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1246:1-51.
- MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic Rock Series in Island Arcs and Active Continental Margins. *Am. J. Sci.*, 274:321-355.
- NAGY, E., y RADOZ, G. (1973): Observaciones en las Rocas Hornfelizadas de Oriente Septentrional. *Actas Inst. Geol. Acad. Cien. Cuba*, 3:79-82.
- SOMIN, M. L., y MILLÁN, G. (1981): *Geología de los complejos metamórficos de Cuba*. Edit. Nauka, Moscú, 218 pp.

ON THE PRESENCE OF THOLEITIC LAVAS IN THE REGION GUAIMARO-LAS TUNAS (CUBA)

ABSTRACT

A new interpretation of the existing data about Cretacic volcanism in the region "Guáimaro-Las Tunas" (Cuba) is presented. The presence of a new volcano-sedimentary sequence with tholeitic volcanism was revealed. Previously, this sequence was considered as a particular case of contact metamorphism.



Detalles del afloramiento La Ceiba (véase Fig. 2).