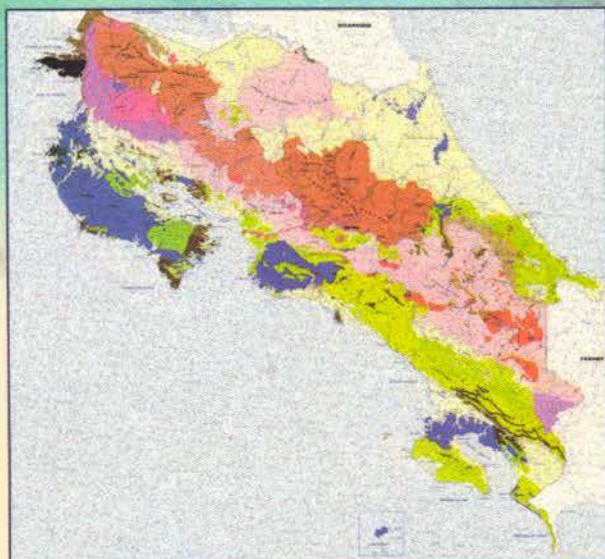


# Carte géologique du Costa Rica

# Mapa geológico de Costa Rica

Notice explicative - Folleto explicativo



échelle - escala 1 : 500000

Jean Tournon  
Guillermo Alvarado

Carte géologique du Costa Rica

---

Mapa geológico de Costa Rica





NUESTRA FORTALEZA ES LA  
CAPACIDAD DE CAMBIO

# Carte géologique du Costa Rica

## Mapa geológico de Costa Rica

échelle - escala 1 : 500 000

### Notice explicative - Folleto explicativo

Jean Tournon

Guillermo E. Alvarado I.



EDITORIAL TECNOLÓGICA  
DE COSTA RICA

Primera edición  
Editorial Tecnológica de Costa Rica, 1997

La producción de esta obra ha sido posible gracias al apoyo del Ministerio de Asuntos Exteriores de Francia, a través de su Delegación para la Cooperación Científica y Técnica para América Central, con sede en Costa Rica y del Instituto de Física del Globo de París (IPGP).

Tournon, Jean

Carte Géologique du Costa Rica : notice explicative; Mapa Geológico de Costa Rica : folleto explicativo / Por Jean Tournon y Guillermo E. Alvarado I. -- Escala 1 : 500 000 -- 1a ed. -- Cartago : Editorial Tecnológica de Costa Rica, 1997

80 p. + Mapa geológico de Costa Rica

A la cabeza de la portada Ministère des Affaires Etrangères, Délégation Régionale à la Coopération Scientifique et Technique; Instituto Costarricense de Electricidad.

ISBN 9977-66-101-4

1. Geología-Mapas 2. Costa Rica - Mapas Geológicos

C.D. 912.728 6

© Editorial Tecnológica de Costa Rica, 1997  
Instituto Tecnológico de Costa Rica  
Apdo. 159-7050 Cartago, Costa Rica  
Tel (506) 552-5333 , ext 2297  
Fax (506) 552-5354  
ISBN 9977-66-101-4

Hecho el depósito de ley  
Impreso en Costa Rica

Mapa geológico de Costa Rica Escala 1 : 500 000  
© J. Tournon; G. Alvarado

# Agradecimientos

---

*La realización de esta obra fue posible gracias a la ayuda de instituciones y personas en Costa Rica y en Francia. La Délégation Régionale à la Coopération Scientifique et Technique, Ministère des Affaires Etrangères, Francia, financió la realización gráfica y la impresión del mapa y del folleto explicativo.*

*Deseamos expresar nuestro agradecimiento a Guy Christophe, Conseiller Scientifique Régional, San José y Jean Claude Rossignol, Institut de Physique du Globe, Paris, por su apoyo e interés en la publicación de esta obra.*

*El Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) facilitó las campañas de campo así como el acceso a sus archivos. La Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica (UCR) aportó documentos inéditos. El Servicio de Parques Nacionales nos brindó ayuda en las campañas de campo.*

*Agradecemos a Jacques Butterlin y Jean Pierre Bellier por las determinaciones micropaleontológicas.*

*Se agradece a los colegas y técnicos que nos ayudaron con sus sugerencias e intercambio de información: Bernard Azambre, Allan Astorga, Peter Baumgartner, Gianni Di Marco, Lolita Campos, Wolfgang Frisch, Siegfried Kussmaul, Allan López, Martin Meschede, François Rivier, Geneviève Descroix, Michel Petzol y Gabriela Taranto.*



# Contenidos

|  |    |
|--|----|
| <b>Prólogo</b> .....   | 9  |
| <b>Résumé</b> .....  | 11 |
| <b>Abstract</b> .....  | 17 |
| <b>Introducción</b> .....  | 22 |
| <b>Descripción de los terrenos cartografiados</b> .....                    | 25 |
| <b>Magmatismo</b> .....  | 25 |
| <b>Peridotitas y magmatismo pre-campaniano</b> .....                       | 25 |
| Peridotitas.....   | 25 |
| Complejo estratificado: rocas ultramáficas,<br>gabros, plagiogranitos..... | 26 |
| Doleritas.....   | 26 |
| Basaltos alcalinos.....  | 27 |
| Intrusivos máficos: gabros y doleritas.....                                | 28 |
| Plagiogranitos.....  | 29 |
| Basaltos toleíticos.....   | 29 |
| <b>Magmatismo del Campaniano al Eoceno</b> .....                           | 30 |
| Basaltos toleíticos.....   | 30 |
| Intrusivos: gabros y doleritas.....  | 32 |
| Volcanismo indefinido.....   | 32 |
| <b>Magmatismo calco-alcalino<br/>    del Neógeno-Cuaternario</b> .....     | 32 |
| Intrusivos.....  | 32 |
| Gabros y doleritas.....  | 33 |
| Volcanismo del Neógeno.....  | 34 |
| Volcanismo post- intrusivo.....  | 35 |
| Domos extrusivos.....  | 35 |
| Ignimbritas y tobas ácidas.....  | 36 |
| Volcanismo del Cuaternario Inferior.....                                   | 37 |
| Ignimbritas y tobas ácidas, Cuaternario.....                               | 37 |
| Volcanismo del Cuaternario: estratovolcanes.....                           | 38 |
| Centros eruptivos menores.....   | 44 |

|   |    |
|---|----|
| <b>Magmatismo alcalino del Plio-Cuaternario</b> ..... | 44 |
| Volcanismo de la Isla del Coco.....                   | 44 |
| Intrusivos.....                                       | 44 |
| Volcanismo basáltico del Plioceno.....                | 45 |
| Volcanismo basáltico potásico.....                    | 45 |
| Volcanismo del Cuaternario.....                       | 45 |
| <b>Sedimentario</b> .....                             | 47 |
| Jurásico-Cretácico.....                               | 47 |
| Campaniano-Maastrichtiano.....                        | 49 |
| Terciario indiferenciado.....                         | 50 |
| Melange.....  | 51 |
| Paleoceno-Eoceno.....                                 | 52 |
| Paleoceno.....  | 52 |
| Eoceno.....   | 53 |
| Oligoceno.....  | 55 |
| Oligo-Mioceno.....                                    | 55 |
| Mioceno.....  | 56 |
| Mioceno Inferior.....                                 | 57 |
| Mioceno Medio-Superior.....                           | 57 |
| Plioceno-Pleistoceno marino.....                      | 59 |
| Plioceno-Pleistoceno continental a marino.....        | 59 |
| Cuaternario.....                                      | 60 |
| <b>Metamorfismo</b> .....                             | 62 |
| Metamorfismo de contacto.....                         | 62 |
| <b>Literatura citada</b> .....                        | 63 |
| <b>Anexos</b> .....                                   | 77 |

# Prólogo

El primer mapa geológico que cubre toda Costa Rica, a la escala 1/1 500 000, fue presentado por Roberts e Irving en el Congreso Internacional Geológico de México en 1956. Siguió un mapa (escala 1/750 000) publicado en 1963 por el Departamento de Geología, Minas y Petróleo del Ministerio de Industrias. El Mapa de Dóndoli, Dengo y Malavassi (escala 1/700 000), publicado en 1968 por la Dirección de Geología, Minas y Petróleo, marca una etapa importante en la cartografía del país. En este primer mapa en colores, se figuran los principales conjuntos magmáticos así como las cuencas sedimentarias, con cierta precisión en varias áreas, teniendo en consideración lo incipiente que se encontraba aún el conocimiento geológico de una gran parte del país.

En 1982 salió un mapa escala 1/200 000 en nueve hojas, sobre fondo topográfico con curvas de nivel. Editado también por la Dirección de Geología, Minas y Petróleo (Sáenz *et al.*, 1982) este mapa recoge los datos del mapa de 1968, que se aumentaron con nuevas informaciones para la cordillera de Talamanca, la Fila Costeña y los Montes del Aguacate. En 1987, se publicó un mapa geológico de Costa Rica (escala 1/500 000) bajo los auspicios del US Geological Survey, la Dirección General de Geología, Minas e Hidrocarburos y la Universidad de Costa Rica. Dicho mapa recopila en su mayor parte los datos del mapa a la escala 1/200 000, favoreciendo los aspectos litológicos y de ambiente de sedimentación.

Con respecto a la serie de los mapas geológicos de síntesis de Costa Rica, esta obra presenta innovaciones tanto por sus

opciones, ante todo cronológicas, como por el método usado.

La presente síntesis cartográfica de Costa Rica se enfoca más bien en la cronología y petrografía, tanto para las rocas magmáticas como para las sedimentarias. Las rocas sedimentarias figuran con colores según sus posiciones en la escala estratigráfica, verdes para el mesozoico, marrones y amarillos para el cenozoico, y finalmente con colores cada vez más pálidos hacia el presente. Se usaron índices, en especial para el Jurásico y Cretácico, en donde no se pudieron delimitar los afloramientos de cada época. Se diferenciaron, con tramas recargadas, ciertas litologías tales como calizas pelágicas, de plataforma o rocas silíceas. Las rocas sedimentarias no recargadas corresponden generalmente con series detríticas.

En la geología de Costa Rica es usual designar las grandes unidades litológicas con nombres de "formaciones", por ejemplo Formación Río Banano, designando con el nombre de una localidad a una serie definida por su litología y edad. En vista de que el propósito de este mapa es fundamentalmente cronológico, las divisiones escogidas no coinciden con las "formaciones". Sin embargo, se exponen en el presente folleto las equivalencias posibles entre ciertas formaciones y las divisiones estratigráficas escogidas. En cambio, no se tomaron en cuenta las "formaciones" relativas a rocas magmáticas.

Los colores e índices diferencian a las rocas magmáticas según su afinidad química (toleíticas y alcalinas en verdes

azulados y azules; calco-alcalinas en rosados, anaranjados y rojos), edad e índole (intrusiva o volcánica). Las edades están establecidas según su posición estratigráfica, dataciones radiométricas y microfósiles (por ejemplo en sedimentos inter-almohadillas).

Se representa un número reducido de fallas, solamente cuando hay evidencias de contactos anormales entre dos grandes unidades.

En varias áreas, los datos cartográficos son muy escasos, contradictorios o faltan por completo, de tal manera que se renunció a dibujar límites entre las unidades geológicas. Estas áreas sin compilar se representaron con trazos rayados y coloreados sobre un fondo con diferente color, para sugerir los afloramientos posibles. Los límites extrapolados se representaron con trazos punteados.

La búsqueda de información no se limitó a las publicaciones, dado que también se consultaron numerosos documentos

cartográficos inéditos, en especial en los archivos del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) y de la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica (UCR). Se consultaron fotografías aéreas del Instituto Geográfico Nacional e imágenes satélite Landsat. Esta compilación se completó con campañas de campo, estudio de varios miles de secciones delgadas y nuevos análisis químicos, radiométricos y paleontológicos.

Las informaciones se transcribieron a escala 1/50 000 sobre papel de calcar, para confrontar con los mapas topográficos del Instituto Geográfico Nacional (IGN). Después de representar toda la información a escala 1/50 000 e interpretarla con los criterios escogidos, se redujo con fotocopia cada hoja a escala 1/500 000. A partir del mosaico de 120 hojas, así reducidas, se dibujó manualmente la maqueta (J.T.). La realización gráfica, a partir de la maqueta tratada al scanner, se hizo con computadora.

# Résumé

L'Amérique Centrale comprend deux domaines distincts: l'Amérique Centrale Nucléaire et l'Amérique Centrale Isthmique. L'Amérique Centrale Nucléaire, séparée de l'Amérique du Nord par la zone de décrochement Polochic-Motagua, s'étend du Guatemala au Nicaragua et comprend un socle paléozoïque. En revanche, en Amérique Centrale Isthmique, Costa Rica et Panama, on ne connaît pas de socle continental. Les terrains les plus anciens sont des sédiments pélagiques et des roches basiques d'âge mésozoïque qui affleurent sur la marge pacifique. Le Costa Rica comprend plusieurs domaines qui diffèrent par leur structure profonde: du Nord au Sud du pays s'étend une zone axiale, à croûte épaisse, localement de 40 km, encadrée respectivement à l'Est et à l'Ouest par des marges caraïbe et pacifique à croûte amincie.

## Le cycle pré-campanien

Dans le Nord de Costa Rica affleurent des massifs ultrabasiques, des ensembles volcaniques basaltiques sous-marins et des sédiments pélagiques qui ont été tectonisés au Crétacé supérieur. D'abord décrits sous le nom de "Complexe de Nicoya" ils sont souvent interprétés comme un complexe ophiolitique, "le complexe ophiolitique de Nicoya". Il s'agit plutôt d'unités d'âges et de nature disparates.

## Les massifs ultrabasiques

La péninsule de Santa Elena est en majeure partie constituée par un massif de péridotites mantelliques qui repose sur un autochtone relatif sédimentaire et

volcanique. Les péridotites, partiellement serpentinisées, sont des lherzolites et des harzburgites à spinelle, parfois à spinelle et plagioclase. Elles renferment des niveaux de pyroxénites parallèles à leur foliation, ainsi que des corps de dunités. Les péridotites sont traversées par des filons de pyroxénites à texture de cumulat, de gabbros pegmatitiques et surtout de dolérites à bordures figées. Les dolérites ont été localement métamorphosées en amphibolites gneissiques vers 100 ma. Localement les péridotites reposent sur des brèches à matrice serpentineuse ou sur un complexe magmatique stratifié à cumulats, gabbros et plagiogranites. La nappe ultrabasique se serait mise en place entre le Cénomanién et le Campanien avec une vergence sud.

De part et d'autre du Rio San Juan, 150 km à l'Est de Santa Elena affleurent des péridotites dont les structures et la minéralogie sont similaires à celles de Santa Elena. Ces massifs de péridotites mantelliques paraissent représenter les jalons d'une longue suture ultrabasique de direction E-O.

## Les unités sédimentaires, volcaniques et intrusives

Des unités à sédiments pélagiques et roches basiques affleurent dans les péninsules de Santa Elena et de Nicoya.

L'unité autochtone de Santa Elena apparaît en fenêtre sous les péridotites. Les sédiments sont des radiolarites rouges laminées, des cherts, des brèches radiolaritiques, plus rarement des calcaires siliceux. Leurs âges sont compris

entre le Lias-Dogger inférieur et le Cénomaniens. Le volcanisme est représenté par des coulées de basaltes alcalins en coussins, des sills de basaltes potassiques et de lamprophyres, une épaisse série basculée de coulées basaltiques, massives ou en coussins et de rares trachytes. Cette unité autochtone intensément déformée et faillée présente localement d'épaisses séquences radiolaritiques isoclinales subverticales de direction N-S à NE-SO. Selon les auteurs, cette phase de déformation serait soit antérieure soit contemporaine à la mise en place de la nappe ultrabasique.

Dans la péninsule de Nicoya les séquences sédimentaires sont d'âges callovien à santonien. Il s'agit de radiolarites laminées, de cherts, rarement de schistes bitumineux. Les radiolarites peuvent renfermer des minéralisations manganésifères et des nodules polymétalliques.

Les basaltes, tholéitiques, ont des compositions de MORB plus ou moins enrichis. Les contacts avec les sédiments sont faillés ou intrusifs et les rares intercalations de sédiments entre des coussins sont d'âge céno-mano-turonien. On ne connaît donc pas avec certitude de basaltes plus anciens, notamment de basaltes constituant le plancher éventuel des radiolarites jurassiques.

Les sédiments sont recoupés par des filons de dolérites tholéitiques et par des intrusions hypovolcaniques souvent différenciées (gabbros à fayalite et plagiogranites).

Ces ensembles sont tectonisés. Les séquences radiolaritiques sont affectées par une phase de plissement. Leur contexte structural fait l'objet d'interprétations contradictoires: mélange, blocs juxtaposés, charriages, série isoclinale. Selon cette dernière interprétation, les déformations

sont attribuées à une phase de compression NE-SO, pré-campanienne.

## Du Campanien à l'Eocène: des domaines contrastés

Les terrains d'âges campanien à éocène affleurent du Nord au Sud du pays, essentiellement le long de la marge pacifique. Cependant une limite passant par le centre de Costa Rica sépare deux domaines distincts par la nature de leur lithologie. Au Nord une couverture sédimentaire de type arc recouvre les ensembles ultrabasiques, basiques et sédimentaires déformés avant le Campanien. Le Sud est au contraire caractérisé par la présence d'épaisses séries basaltiques sous-marines.

### Nord Costa Rica

Dans la péninsule de Santa Elena et le Nord de la péninsule de Nicoya la présence de calcaires récifaux à rudistes, parfois à galets de serpentine, suggèrent l'émergence de l'orogène au Campanien.

Pendant le Campano-Maastrichtien se forment des bassins sédimentaires: Santa Elena-Tempisque, Sud Nicoya et Samara. La sédimentation comprend des calcaires pélagiques et surtout d'épaisses séquences détritiques à faciès de turbidites. La présence de clastes andésitiques suggère un contexte d'arc. La sédimentation se poursuit au Paléocène et à l'Eocène inférieur-moyen par des calcilutites et surtout des turbidites comprenant des niveaux de conglomérats à galets d'andésite. Cette séquence est déformée avec des plis de direction E-O à NO-SE. Sur ces ensembles plissés reposent en discordance des calcaires de plateforme éocène supérieur (Sud de la péninsule de Nicoya). Cette phase tectonique paraît donc intra Eocène.

## Sud Costa Rica

Un puissant ensemble volcanique basique affleure depuis la côte pacifique (Herradura) jusqu'à près de 2 000 m d'altitude (Candelaria-Caraigres). Il s'agit de coulées massives ou en coussins de basaltes tholéitiques et de hyaloclastites. Les intercalations sédimentaires, essentiellement des calcaires pélagiques, sont en partie campano-maastrichtiennes et pourraient inclure le Paléocène. Ces ensembles basaltiques sont recouverts par des calcaires de plateforme de l'Eocène supérieur.

Le promontoire de Quepos est constitué de sédiments pélagiques paléocènes à éocène inférieur et d'intercalations de coulées basaltiques en coussins recouverts en discordance par l'Eocène moyen-supérieur.

Sur la marge caraïbe des brèches et des coulées en coussins, parfois de composition alcaline, sont recouvertes par l'Eocène moyen-supérieur.

Dans l'extrême Sud du pays, les régions du Golfo Dulce, de Golfito et de Burica comprennent d'épaisses séquences basaltiques tholéitiques sous-marines. Leur chronologie et la nature de leur couverture permettent de distinguer trois domaines, probablement séparés par des accidents majeurs:

- A l'Ouest (Bloc de Rincon), les épaisses séquences à coulées massives, en coussins et sédiments pélagiques sont d'âges campanien à éocène.
- Dans la région de Golfito, le Campano-Maastrichtien est représenté par des coulées en coussins à intercalations de calcaires, puis des calcaires et des grès comprenant des coulées basaltiques massives. Cet ensemble est surmonté par un Paléocène détritique à niveaux de tuffites dérivées d'un volcanisme

acide. Ce domaine a été affecté par une tectonique intra-paléocène.

- Dans la péninsule de Burica, les basaltes en coussins, déformés, à intercalations de radiolarites campaniennes, sont surmontés en discordance par une couverture paléocène supérieur-éocène inférieur. Il s'agit de calcaires pélagiques et de calciturbidites remaniant des éléments de plateforme carbonatée.

Dans l'Ouest de Panama, l'on retrouve une disposition voisine de celle du Nord de Costa Rica: basaltes en coussins recouverts par des calcaires pélagiques campaniens, magmatisme calco-alcalin dès le Maastrichtien et le Paléocène. Ainsi, à la fin du Crétacé et au début du Tertiaire, le Sud de Costa Rica apparaît comme un domaine particulier, caractérisé par d'importants épanchements basaltiques sous-marins. Les séries à contexte d'arc n'y apparaissent qu'à partir de l'Eocène supérieur, voire de l'Oligo-Miocène, sauf à Golfito où elles sont attestées dès le Paléocène.

## De l'Eocène supérieur au Miocène supérieur: développement des bassins sédimentaires et du magmatisme d'arc

L'Eocène supérieur est caractérisé par la présence de plateformes carbonatées dans la majeure partie du pays, depuis la frontière avec le Nicaragua (Punta Descartes) jusqu'à la Fila Costeña au Sud. Ces calcaires reposent soit directement sur les séries basaltiques sous-marines au centre du pays, soit au Nord sur les sédiments plissés du Campanien à l'Eocène inférieur.

A partir de l'Oligocène et pendant le Miocène, se développent des bassins

sédimentaires où se déposent d'épaisses séries détritiques.

Au Nord, sur la marge pacifique, le bassin du Tempisque ne comporte pas de dépôts oligo-miocènes sauf peut être les calcaires récifaux de Barra Honda, d'âge incertain. L'Oligocène-Miocène inférieur n'est connu que très localement sur la façade pacifique de la péninsule de Nicoya (bassin de Samara, extrémité sud de la péninsule).

Dans le Nord du pays, le bassin de San Carlos est en majeure partie recouvert de volcanites néogènes et d'alluvions quaternaires. Localement affleure une série non déformée, du Miocène moyen-supérieur, de type paralique à grès, lignites et calcaires. D'après des sondages, cette série repose sur des volcanites qui surmontent des matériaux détritiques à clastes d'andésites, de cherts et de serpentine.

Dans le centre de Costa Rica, sur le Golfe de Nicoya, des grès peu déformés du Miocène moyen supérieur reposent en discordance sur l'Eocène du bassin du Tempisque. Vers l'Est (Sud de la Vallée Centrale) les bassins sédimentaires recouverts partiellement par le volcanisme andésitique mio-pliocène sont déformés par de larges plis d'orientation E-O, parfois chevauchants, à vergence sud. La série débute au Sud de la Vallée Centrale, par des calcaires de plateforme éocènes qui reposent directement sur le soubassement de basaltes sous-marins. La sédimentation se poursuit par une épaisse série de turbidites oligomiocènes, puis par des grès à intercalations calcaires du Miocène moyen supérieur. Sur la marge pacifique sud ce bassin se raccorde à la chaîne cotière (Fila Costeña), bassin plissé d'orientation NO-SE. La série qu'y débute par des calcaires de plateforme de l'Eocène supérieur dont le substratum est inconnu, se poursuit comme dans la région centrale

par un épais ensemble de turbidites oligo-miocènes, puis par des grès miocènes supérieur.

Ce bassin est déformée par des plis d'orientation NO-SE et des failles inverses à vergence SO. L'âge des déformations paraît être miocène supérieur, voire pliocène.

La moitié sud de la péninsule d'Osa comprend un mélange, interprété comme un prisme d'accrétion et dont les éléments les plus récents sont du Miocène moyen.

Dans la Cordillère de Talamanca où affleurent essentiellement des granitoïdes et des volcanites néogènes, des séries sédimentaires sont connues localement. Ainsi dans la zone axiale, un ensemble tabulaire de grès, probablement miocène inférieur à moyen, apparaît à l'altitude de 3 700 m. En revanche sur le versant caraïbe les séries sédimentaires sont plissées et reposent sur des ensembles basaltiques sous-marins. Elles débutent par un Eocène détritique et calcaire et se poursuivent par des marnocalcaires oligocènes, des lutites et des grès miocènes. L'ensemble est recouvert en discordance par un Pliocène continental.

Dans le bassin de Limon, sur la marge caraïbe, l'Eocène est connu seulement par sondage. Affleurent l'Oligocène calcaro-détritique, d'épaisses séries de lutites et de grès miocènes.

A partir de l'Eocène moyen-supérieur, les séries sédimentaires renferment des témoins d'activité volcanique andésitique, non seulement dans le Nord du pays, mais également dans sa moitié sud. Il s'agit de niveaux conglomératiques à galets d'andésites et de cristaux de plagioclases zonés et de pyroxènes, constituants essentiels des épaisses séries détritiques oligo-miocènes. En revanche les plus anciennes coulées, datées par méthodes isotopiques, remontent seulement au

Miocène inférieur et moyen. Le volcanisme miocène est présent dans les Monts de l'Aguacate, il paraît débiter par des séries à affinité de tholéïtes d'arc et se poursuit par des séries calco-alkalines. Il en est de même dans les plaines de San Carlos. Un volcanisme calco-alkalin miocène est également présent dans la Cordillère de Talamanca.

Des batholites de granitoïdes, intrusifs dans les séries sédimentaires et volcaniques, affleurent largement dans la Cordillère de Talamanca, plus particulièrement dans la zone axiale. Il s'agit d'intrusions hypovolcaniques, souvent différenciées, constituées principalement de diorites et de monzonites quartziques, les gabbros et les granites étant plus rares. La plupart des intrusions sont d'âge miocène supérieur.

## Plio-Quaternaire:

### fermeture de l'isthme et stratovolcans andésitiques

La fermeture de l'isthme se produit au cours du Pliocène. Les faunes marines se différencient en associations pacifiques et caraïbes. Les plus anciennes faunes de mammifères, connues à Costa Rica paraissent remonter au Pleistocène inférieur; elles comportent des formes nord et sud américaines.

Le système orographique actuel est marqué par la présence du Nord au Sud du pays de hauts reliefs, parfois supérieurs à 3 000 m, alignés NO-SE. La moitié nord est dominée par des stratovolcans alors que la moitié sud est constituée d'un système de cordillère dont la surrection s'est produite au Plio-Quaternaire. La zone axiale de la Cordillère de Talamanca paraît avoir subi une tectonique à composante essentiellement verticale, tandis que la Fila

Costeña est déversée vers le SW et le bassin de Limon vers le NE.

La tectonique plio-quaternaire qui affecte le Sud de Costa Rica est attribuée à la collision, vers 3,5 ma, de la Ride de Coco avec ce segment d'Amérique Centrale, puis de sa subduction.

Sur la marge pacifique, les péninsules d'Osa et de Burica comportent d'épaisses séries basculées de turbidites d'âges pliocène à plio-pléistocène et qui correspondent à des dépôts marins profonds à superficiels. Cette marge sud-pacifique est séparée de la Fila Costeña par un accident majeur NO-SE, probablement décrochant.

Entre la Fila Costeña et la Cordillère de Talamanca s'étend la dépression d'El General-Coto Brus à remplissage de molasses plio-pleistocènes et de volcanites andésitiques à dacitiques pliocènes (plateau de San Vito).

La surrection de la Cordillère de Talamanca se produit au plio-quaternaire. Elle est attestée par le développement des conglomérats, tant sur le versant pacifique que sur le versant caraïbe, et par la présence de Miocène marin à des altitudes supérieures à 3 500 m. Deux phases magmatiques de chimisme contrasté se manifestent au cours du Pliocène. Au Pliocène inférieur, un magmatisme alcalin est représenté par des laves (basaltes, basanites, néphélinites) et des roches intrusives (téschénites, syénites analcimiques). Au Pliocène supérieur un volcanisme calco-alkalin comprend des andésites et des dômes de dacites.

Dans le bassin de Limon, la sédimentation marine détritique volcanoclastique se poursuit probablement au Pliocène, elle est surmontée de conglomérats continentaux à marins et localement de récifs coraliens plio-quaternaires. Les

conglomérats plio-pléistocènes sont impliqués dans des plis à larges rayons de courbure. Un système de failles inverses à vergence NE y est attesté par sondages et par l'activité séismique (séisme de Limon du 22 avril 1991).

Dans la moitié nord du pays, la tectonique plio-quadernaire se traduit par des mouvements verticaux de moindre ampleur: surrection des péninsules de Santa Elena et de Nicoya, subsidence du Golfe de Nicoya et du bassin du Tempisque. Les plaines de San Carlos et Tortuguero correspondent au prolongement du graben de Nicaragua et reçoivent au cours du Quadernaire une importante sédimentation de piémont, lacustre, fluviale et enfin paralique vers la côte caraïbe.

La dernière glaciation a laissé sa marque sur le plus haut sommet du pays, le Cerro Chirripo, dont la morphologie est glaciaire au dessus de 3 400 m.

Une intense activité volcanique calcoalcaline affecte le Nord de Costa Rica du Pliocène à l'Actuel. Au Pliocène se mettent en place dans le Nord (Guanacaste) de vastes épanchements ignimbritiques de composition dacitique ("ignimbrites inférieures") alors que dans les Monts de l'Aguacate et la région centrale l'activité est essentiellement andésitique.

Au cours du Pleistocène inférieur et moyen s'édifient des stratovolcans du Nord au centre du pays. Ce volcanisme andésitique est accompagné par d'importants épanchements d'ignimbrites de composition rhyolitique ("ignimbrites supérieures") dans le Nord, dacitique au centre (Valle Central).

Du Pléistocène supérieur à l'Actuel s'édifie une "chaîne" discontinue de stratovolcans alignés NO-SE, parfois localement N-S. Cinq volcans ont eu une activité historique.

Les stratovolcans se répartissent en trois ensembles du Nord au centre du pays: la Cordillère de Guanacaste qui culmine à 2 028 m au volcan Miravalles, l'Arenal et la Cordillère Centrale qui atteint 3 432 m à l'Irazu.

La zonation chimique de ce volcanisme calco-alcalin est longitudinale et se traduit par des variations importantes des éléments incompatibles: andésites à teneurs moyennes en potassium dans la Cordillère de Guanacaste, andésites pauvres en potassium à l'Arenal, andésites riches en potassium dans la cordillère Centrale.

En marge des stratovolcans calco-alcalins apparaît dans les plaines de San Carlos et Tortuguero un volcanisme alcalin de volume réduit et dont les centres d'émission paraissent s'aligner selon des directions N-S.

# Abstract

From a geological standpoint, Central America can be divided in two areas: Nuclear Central America and Isthmic Central America. The former is separated from North America by the Polochic-Motagua Fault Zone, extends from Guatemala to Nicaragua and includes a Paleozoic metamorphic basement. Outcrops of continental basement are, on the other hand, unknown in Isthmic Central America, Costa Rica and Panamá, where the oldest formations are pelagic sediments and mafic rocks outcropping on the pacific margin. In Costa Rica, several areas differ on their inner structure: from North to South extends an axial zone with a thick crust (locally 40 km), whereas the Caribbean and Pacific margins are based on a thin crust themselves.

## The pre-campanian cycle

In Northern Costa Rica there are outcrops of ultrabasic rocks, submarine basaltic volcanics and pelagic sediments tectonized during the Upper Cretaceous. First known as "Nicoya Complex" they are often interpreted as an ophiolitic complex, "the Nicoya Ophiolitic Complex" as formed by disparate units.

## Ultrabasic rocks

The Santa Elena Peninsula is mainly made of an ultrabasic nappe that rests on a sedimentary and volcanic autochthonous unit. Mantellic peridotites, partially serpentized are lherzolites and harzburgites bearing spinel, sometimes spinel and plagioclase. Pyroxenitic layers occur parallel to the foliation of the enclosing peridotites. Dunitic bodies are scarce but present; these peridotites are

cut by dykes of pyroxenites, pegmatitic gabbros and mostly dolerites with chilled margins. Locally, dolerites were metamorphosed into gneissic amphibolites around 100 m.y.

The peridotites rest on breccias with serpentinic matrix or on a layered igneous complex made of cumulates, gabbro and plagiogranites. The ultrabasic nappe was emplaced between the Cenomanian and Campanian.

Eastwards and on the same parallel, similar peridotites outcrop near the Río San Juan, border between Costa Rica and Nicaragua. These peridotites may correspond to a possible landmark of a 150 km long E-W trending suture zone.

## Sedimentary, volcanic and intrusive units

Several units made of pelagic sediments and mafic rocks outcrop in the Santa Elena and Nicoya peninsulas.

The autochthonous unit of Santa Elena outcrops as windows below the peridotites. The sedimentary sequences are made of laminated radiolarites, cherts, radiolaritic breccias and scarce siliceous limestones Lias-Lower Dogger to Cenomanian in age. Volcanic rocks are alkaline pillow basalts, high K basalts and lamprophyres and also a thick sequence of massive and pillowed basaltic flows and some trachytes. This autochthonous unit is folded and faulted, and consists locally of thick radiolaritic sequences, with a vertical dip and N-S to NE-SW directions. This tectonic event is regarded as preceding or contemporary to the setting of the ultrabasic nappe.

In the Nicoya Peninsula, the sedimentary sequences are Callovian to Santonian and include laminated radiolarites, cherts and shales. Manganese ores and polymetallic nodules occur in some radiolarites.

The very thick sequences of massive and pillowed basaltic flows generally display, enriched MORB compositions. The basalt sediment contacts are faulted or intruded. Scarce occurrences of fossiliferous interpillow sediments are Turonian-Cenomanian in age. Existence of older basalts, possibly forming the floor of Jurassic radiolarites is not established. The sedimentary sequences are cut by doleritic dykes and stocks often highly differentiated (fayalite gabbros and plagiogranites).

All these units are tectonized and the laminated radiolarites are strongly folded. Their structural context is subject to controversy: mélangé, juxtaposed blocks, thrusts or isoclinal sequences. The latest interpretation considers a pre-Campanian NE-SW compressive event.

## From Campanian to Eocene: contrasted areas

Formations, Campanian to Eocene in age, outcrop from North to South of the country, specially on the Pacific margin. However, Central Costa Rica separates two areas with contrasted lithology. In the North, a sedimentary cover with arc features rests over the ultrabasic, mafic and sedimentary units deformed before the Campanian. In the South thick sequences of massive and pillowed basalts occur.

### Northern Costa Rica

In Santa Elena Peninsula and the North of the Nicoya Peninsula, the occurrence of reef limestones with rudists suggests the

emergence of the orogen during the Campanian.

During the Campanian-Maastrichtian sedimentary basins were formed: Santa Elena-Tempisque, Southern Nicoya Peninsula and Sámará. The deposits are pelagic limestones overlaid by all thick turbiditic sequences. Andesitic clasts suggest a volcanic arc context. The sedimentation continued during Paleocene and Lower-Middle Eocene with deposits of calcilutites and turbidites bearing conglomeratic layers made of andesitic pebbles. The whole sequence is deformed with E-W and NW-SE trending folds and is covered unconformably with upper Eocene shelf limestones (Southern Nicoya Peninsula).

### Southern Costa Rica

In the center of the country, a thick basaltic sequence outcrops from sea level to 2,000 m above sea level. They are tholeiitic massive and pillowed flows and hyaloclastites. The sedimentary intercalations, mostly pelagic limestones, are Campanian-Maastrichtian and perhaps up to Paleocene. The whole is covered with Upper Eocene shelf limestones.

The Quepos promontory is made of Paleocene pelagic sediments with pillow lava flows, covered unconformably with Middle-Upper Eocene rocks.

On the Caribbean margin, breccias and pillow basalts, occasionally alkaline, are covered with Middle-Upper Eocene sediments.

Thick tholeiitic basaltic sequences occur also on the southern Pacific margin, on Golfo Dulce and Burica areas. Their chronology and the nature of the cover suggest that they belong to three units, possibly separated by fracture zones:

- Westwards ("Rincón block"), the basaltic piles contain pelagic

sediments, Campanian to Eocene in ages.

- In the Golfito area, Campano-Maastrichtian lithologies consist of pillow lava flows with calcareous intercalation, topped with limestones, sandstones and massive lava flows. The whole is covered with detritic Paleocene rocks including tuffitic layers derived from acidic volcanism. This area was presumably deformed during the Paleocene.
- In the Burica peninsula, pillow lava flows, bearing Campanian radiolaritic intercalations are covered unconformably with pelagic limestones, calcilutites and reworked shelf limestones, Upper Paleocene to Lower Eocene in age. A tectonic event involved this area between Campanian and Upper Paleocene periods.

In western Panama, the successions are likely to those observed in northern Costa Rica: submarine basaltic flows covered with Campanian pelagic limestones and evidences of calc-alkaline magmatism, already during the Campanian-Maastrichtian and Paleocene. Thus, southern Costa Rica suffered special evolution during Upper Cretaceous and Lower Tertiary.

## From Upper Eocene to Upper Miocene: development of sedimentary basins and arc magmatism

Upper Eocene is characterized by the development of calcareous shelves in most parts of Costa Rica, from the Nicaraguan border (Punta Descartes) to Fila Costeña in the South. These limestones rest over the submarine

basaltic sequences (Central Costa Rica) or over the folded Campanian-Eocene sequences (northern Costa Rica).

During the Oligocene and Miocene, the basins received thick detritic deposits, except on the northern pacific margin.

In the Tempisque basin, there are no Oligocene-Miocene deposits, except perhaps for the reef limestones of the Barra Honda formation, whose age remains doubtful. Oligocene and Lower Miocene deposits are known only along the pacific margin of Southern Nicoya peninsula.

The San Carlos basin in Northern Costa Rica is filled with Neogene volcanics and Quaternary alluvium. A non deformed Middle-Upper Miocene series made of limestones and sandstones with coal layers locally outcrops.

On the southern pacific margin, the Osa peninsula is partly made of a *mélange*, interpreted as an accreted terrane.

In central Costa Rica, E-W trending basins are partly covered with Miocene-Pliocene calc-alkaline volcanics. Southwards of the "Central Valley", this series starts with eocene shelf limestones covering the basaltic basement and is followed by very thick turbidites Oligocene to middle Miocene in age, then Upper Miocene sandstones with limestone intercalations. The series was deformed with E-W trending folds, occasionally thrusting with southwards vergence. Towards the South this orographic system joins the coastal range (Fila Costeña) folded with a NW-SE trend. The sedimentary sequence starts with Upper Eocene limestones, followed by Oligo-Miocene turbidites and Upper Miocene arenites. Inverse faults cut the series into slices with a S-W vergence. A deforming stage occurred during Upper Miocene, or even Lower Pliocene periods.

The Talamanca cordillera is mainly made of Neogene intrusive and volcanic rocks. However sedimentary sequences also occur. Within the axial zone, tabular marine arenites, possibly Lower or Middle Miocene in age, outcrop at 3,700 m above sea level. On the Caribbean side, the Eocene to Miocene sedimentary sequence is folded and covered with Plio-Quaternary conglomerates.

On the Caribbean margin the Limón Basin includes Eocene arenites, Oligocene calcilutites, Lower-Middle Miocene lutites and Upper Miocene arenites. The whole was folded during Plio-Quaternary tectonic events.

From Middle-Upper Eocene, the sedimentary sequences contain evidences of andesitic volcanism, not only in northern Costa Rica but also in its southern part, such as clasts of plagioclases and pyroxenes and andesitic pebbles within conglomeratic layers.

On the other hand, the primary volcanic formations documented with reliable radiometric data, date only back to Lower Miocene, present in the Montes del Aguacate, where it starts with arc tholeiites and continues with calc-alkaline series. A part of the volcanism present in San Carlos basin may belong to the Miocene. Calc-alkaline lavas outcrop extensively in the Cordillera de Talamanca with ages ranging from Middle to Upper Miocene.

Batholiths and stocks of granitoids, intruding sedimentary and volcanic series, outcrop widely in the Cordillera de Talamanca, mainly in its axial zone. They are hypovolcanic intrusions, generally differentiated, with quartz-diorites and monzonites and minor gabbros and granites. Most intrusions are Upper Miocene in age.

## Plio-Quaternary: closing of the isthmus and andesitic stratovolcanoes

The closing of the isthmus took place during the Pliocene. Marine fauna differentiated into Pacific and Caribbean associations. The oldest mammal fauna found in Costa Rica is perhaps Lower Pleistocene and comprises both North and South American species.

The present axis of high mountains running from Northern to Southern Costa Rica erected during the Plio-Quaternary. In the North it is composed of stratovolcanoes, whereas in the South the uplift of the cordillera is regarded as the result of the collision of the Coco ridge around 3.5 m.y., and the reduction of the angle of subduction.

The Plio-Quaternary orogen of Southern Costa Rica is composed of several parallel areas.

On the Pacific margin, very thick detritic marine series are tilted and rest on the Osa and Burica peninsulas. These turbiditic series, 800 to 2,000 m thick, were deposited in shallow to deep sea environment during Pliocene (Osa) and Plio-Pleistocene (Burica). This Pacific margin (outer forearc) is separated from the Fila Costeña (inner forearc) by the NW-SE trending longitudinal-Terraba Fault.

The Fila Costeña, tilted towards NE and thrust towards SW, was possibly reactivated during the Plio-Pleistocene. On its eastern side it is covered unconformably with Plio-Pleistocene conglomerates filling the El General-Coto Brus depression. Pliocene calc-alkaline volcanism occurs in these two areas.

The axial zone of the Cordillera de Talamanca is separated from the El General

depression by normal faulting. The highest summits reach, more than 3,500 m above sea level. Presence of tabular sedimentary and volcanic series on Cerro Chirripó suggests a vertical uplift. On its Northern Caribbean side, the Cordillera de Talamanca is made of folded Tertiary series covered unconformably with Plio-Quaternary conglomerates. Two contrasted magmatisms occurred in the Cordillera de Talamanca during the Pliocene. Around 5 m.y., intrusive (teschenites, analcimic syenites) and volcanic (nephelinites, basalts) alkaline rocks emplaced on the Caribbean side, while calc-alkaline volcanism (andesites, dacites) occurred during Upper Pliocene and perhaps Lower Pleistocene periods.

The Limón Basin (back-arc basin) is deformed with large folds which involve Plio-Pleistocene conglomerates. The presence of inverse faulting with NE vergence is attested by deep drilling and present seismic activity.

In Northern Costa Rica the Plio-Quaternary tectonics consist on vertical movements. On the Pacific margin, the Santa Elena and Nicoya peninsulas are uplifted, while the Tempisque Basin and Golfo de Nicoya are subsiding. In the North, the San Carlos and Tortuguero plains correspond to the eastern prolongation of the Nicaragua Graben. Quaternary sedimentation consists of piedmont conglomerates, lacustrine, fluvial and paralic deposits.

From Pliocene to present an intense volcanic activity affected Northern Costa Rica. During the Pliocene wide ignimbritic events, dacitic in composition, spread in the North ("lower ignimbrites", Cordillera de Guanacaste), whereas volcanic activity is mainly andesitic at Montes de Aguacate and central Costa Rica.

During the Lower Pleistocene, stratovolcanoes were built from North to the center part of the country. This andesitic volcanism was accompanied or followed by large pyroclastic flows ("upper ignimbrites"), rhyolitic in the Cordillera de Guanacaste, dacitic in the Valle Central.

From the Upper Pleistocene to present a discontinuous "range" of stratovolcanoes aligned NW-SE, locally N-S was erected. Historic eruptive activity is reported for five volcanoes. The stratovolcanoes allocate in three groups from North to the Center: The Cordillera de Guanacaste which reaches 2,028 m at the Miravalles volcano, the Arenal group and the Cordillera Central with the largest volcano of the country, the Irazú (3,432 m). From NW to SE, this calc-alkaline volcanism displays wide longitudinal variations concerning petrology and geochemistry, specially for incompatible element contents. Medium-K andesites occur mainly in the Cordillera de Guanacaste, low-K andesites in Arenal and high-K andesites in the Eastern part of the Cordillera Central.

Alkaline volcanisms, exclusively basaltic, occur aligned N-S in the northern plains.

# Introducción

América Central se compone de dos áreas: América Central Nuclear y América Central Istmica. América Central Nuclear, separada de América del Norte por la zona de falla Polochic-Motagua, se extiende desde Guatemala hasta el norte de Nicaragua y se caracteriza por la presencia de basamento metamórfico paleozoico. En cambio, en la América Central Istmica, es decir Costa Rica y Panamá, los terrenos más antiguos conocidos son complejos basálticos y sedimentarios pelágicos del Mesozoico (Weyl, 1961). Costa Rica está en la Placa del Caribe y en su margen pacífica está involucrada en la convergencia de la Placa de Cocos, cuyo límite corresponde a la fosa centroamericana (Molnar y Sykes, 1969).

Se propusieron varios modelos geodinámicos para la América Central en el cuadro de la evolución del Caribe. La mayoría de ellos consideran el mar Caribe como una extensión hacia el este del Paleopacífico, siendo la América Central Istmica un arco intraoceánico emplazado entre las dos Américas (Malfait y Dinkelman, 1972; Pindell y Dewey, 1982; Pindell y Barrett, 1990; Dercourt *et al.*, 1992; Winsemann, 1994).

Costa Rica se divide en varias áreas que difieren por su estructura profunda (Montero *et al.*, 1990). Las márgenes caribeñas y pacíficas tienen corteza adelgazada con anomalías gravimétricas positivas, fuertes en el noreste. Del norte al sur del país una zona axial, con anomalías gravimétricas negativas, tiene una espesa corteza que puede alcanzar 40 km de espesor (Matumoto *et al.*, 1977).

El país se divide generalmente en tres zonas paralelas: espacio fosa-arco

(margen pacífica), arco interno (zona axial) con altos relieves, zona tras-arco (margen caribeña). Sin embargo, a lo largo de discontinuidades mayores se yuxtaponen áreas diferentes por su litología y evolución dinámica. Entre ellas se destacan: el cinturón E-O de macizos ultrabásicos en la frontera norte; el "Sistema Trans-Istmico de Fracturas" que jalona del oeste al este el centro de Costa Rica (Montero y Dewey, 1982) y la zona de Fracturas de Térraba, separando la Fila Costeña del área del Golfo Dulce.

Los terrenos más antiguos conocidos en Costa Rica son las radiolaritas del Lias-Dogger Inferior. Al menos tres orógenos están superpuestos o yuxtapuestos. Las principales fases orogénicas tuvieron lugar a fines del Cretácico, en el Eoceno, durante el Mioceno Superior y el Pliio-Cuaternario. Esta última corresponde con las deformaciones que preceden y provocan el cierre del istmo. Los terrenos involucrados en los orógenos tardi-Cretácicos y Eocénicos difieren entre ellos en cuanto a litología y estructura. Asimismo los datos paleomagnéticos sugieren migraciones (Gose, 1983; Di Marco *et al.*, 1995; Frish *et al.*, 1992).

El orógeno tardi-Cretácico, conocido solamente en el norte, comprende: 1) un cinturón de orientación E-O de peridotitas mantélicas (península de Santa Elena, Río San Juan) emplazado por corrimiento entre el Cenomaniano y el Campaniano; 2) su autóctono relativo constituido por sedimentos pelágicos del Lias al Cenomaniano y rocas volcánicas alcalinas; 3) en la Península de Nicoya y la Cuenca del Tempisque, unidades de sedimentos pelágicos del Calloviano al Santoniano, gabros y

basaltos toleíticos ("Complejo de Nicoya"). La índole y la estructura de estos últimos son objeto de interpretaciones contradictorias (complejo ofiolítico formado en una dorsal oceánica o meseta basáltica oceánica yacente sobre sedimentos).

Durante el Campaniano, el orógeno tardi-Cretácico sufrió una emersión, luego se depositó una espesa cobertura detrítica en contexto de arco. En la mitad sur del país ocurren espesas unidades de basaltos con alternaciones de sedimentos pelágicos del Campaniano al Eoceno. Estos dos conjuntos, de litología contrastada, fueron deformados durante el Eoceno. En el norte, la cobertura Campaniano-Eocena está deformada con pliegues de dirección E-O o NE-SO.

Plataformas carbonatadas del Eoceno Superior se extienden del norte al sur del país. Los sedimentos detríticos registraron actividad volcánica andesítica desde el Campaniano-Maastrichtiano en el norte y a partir del Eoceno en el centro de Costa Rica. Los terrenos del área del Golfo Dulce (Golfito, Península de Burica) se destacan por otros rasgos, en especial el registro de un volcanismo andesítico y fase de deformación durante el Paleoceno.

Durante el Oligoceno y el Mioceno se depositan, salvo en la margen noroeste, espesas series, en su mayor parte detríticas. Volcanismos calco-alcalinicos ocurren del norte al sur del país a partir del Mioceno Inferior (Montes del Aguacate, Cordillera de Talamanca); batolitos de granitoides se emplazan principalmente durante el Mioceno Superior.

Del Mioceno Superior al Cuaternario sucede en el sur de Costa Rica el levantamiento de una cordillera y el cierre del istmo. Este evento se interpreta como la consecuencia de la colisión, alrededor de 3,5 m.a., de la dorsal asísmica del Coco con el sur de Costa Rica y el oeste de Panamá

(Corrigan *et al.*, 1990; Kolarsky *et al.*, 1995; Collins *et al.*, 1995).

Este orógeno se compone de varias áreas paralelas. El área de Golfo Dulce-Golfito, confrontada con la dorsal del Coco, comprende zonas en subsidencia (Golfo Dulce, cuencas del Térraba y de Coto Colorado, y zonas en levantamiento en las penínsulas de Osa y Burica. En estas zonas afloran hasta 2 000 m de sedimentos marinos Plio-Cuaternarios, basculados pero poco deformados. Esta área está separada de la Fila Costeña por la zona de falla de Térraba, probablemente transcurriente, de dirección NO-SE.

La Fila Costeña, orientada NO-SE, está constituida por una cuenca del Eoceno al Mioceno Superior plegada y escamada por un sistema de fallas inversas derramadas hacia el SO. Hacia el norte, la Fila Costeña se conecta con la Cordillera de Talamanca y sufre una inflexión en el centro de Costa Rica, donde los pliegues de dirección E-O, se emplazan hacia el sur por falla inversa.

Entre la Fila Costeña y la Cordillera de Talamanca se extiende la depresión de El General- Coto Brus con relleno conglomerático del Plio-Cuaternario.

La Zona Axial de la Cordillera de Talamanca, cuya máxima altura es de 3 820 m en el Cerro Chirripó, está constituida por batolitos de granitoides, coladas andesíticas y sedimentos marinos miocénicos de estructura tabular, afectados por fallas normales.

En la vertiente caribeña de la Cordillera de Talamanca (área Reventazón-Pacuare) las cuencas del Eoceno al Mioceno Superior están plegadas y recubiertas en discordancia por conglomerados Plio-Cuaternarios.

En la Margen Caribeña, la Cuenca de Limón, está deformada por pliegues con

amplios radios de curvatura NO-SE que involucran los conglomerados Plio-Cuaternarios. La Cuenca de Limón está afectada por un sistema de fallas inversas con desplazamiento hacia el NE, atestiguado por varios sondeos y actividad sísmica.

En este orógeno, la actividad volcánica calco-alcalina tuvo lugar durante el Plioceno y lo más tarde hasta el Pleistoceno Inferior.

La mitad norte del país sufrió durante el Plio-Cuaternario movimientos verticales de menor amplitud y comprende áreas en subsidencia (Cuenca de San Carlos-Tortuguero). Esta última corresponde con la

prolongación este del graben de Nicaragua. En la margen pacífica, las penínsulas de Santa Elena y Nicoya están en levantamiento.

En el norte de Costa Rica, una intensa actividad volcánica calco-alcalina es responsable de la construcción de los estratovolcanes y derrames de flujos ignimbríticos. Del Pleistoceno Superior al presente se edifican tres conjuntos de estratovolcanes alineados a unos 150 km de la Fosa Centroamericana: la Cordillera de Guanacaste, el grupo del Volcán Arenal y la Cordillera Central. En el presente hay cinco volcanes activos.

# Descripción de los terrenos cartografiados

## Magmatismo

### Peridotitas y magmatismo pre-campaniano

#### $\pi$ Peridotitas

Peridotitas mantélicas afloran en dos áreas: 1) en la Península de Santa Elena, 2) en el área del Río San Juan, cerca de la frontera con Nicaragua.

##### 1. Península de Santa Elena

La mayor parte de la Península de Santa Elena está constituida por un macizo de peridotitas (Harrison, 1953). Este macizo, que aflora sobre 300 km<sup>2</sup>, ha sido interpretado como una unidad alóctona en corrimiento sobre un autóctono relativo sedimentario y volcánico (Azéma y Tournon, 1980, 1982). En el norte y el sureste de la península aflora una espesa serie sedimentaria que empieza con calizas arrecifales del Campaniano con niveles conglomeráticos, incluyendo cantos de serpentinas. El emplazamiento del nappe peridotítico tuvo lugar entre el Cenomaniano (edad más reciente conocida en la unidad autóctona) y el Campaniano (edad más antigua documentada en la serie de cobertura). Al este de la península, las peridotitas están recubiertas por ignimbritas del Plioceno.

Las peridotitas de Santa Elena suelen estar parcialmente serpentinizadas y totalmente en zonas fracturadas y cerca del contacto con la unidad autóctona. La mayor parte del macizo está constituida por harzburgitas y lherzolitas (clinopiroxeno: 2-9%). Las estructuras, características de peridotitas mantélicas, son porfiroclásticas

con grandes ortopiroxenos (20-25%, En 89) deformados, con láminas de exsolución de clinopiroxenos. El olivino (65-70%, Fo 89-91) parcialmente recrystalizado, forma cristales más pequeños (1mm). El clinopiroxeno (2-9%), en cristales irregulares es un diópsido cromífero (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 0,6-1,1%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 4,5-5,8%; Na<sub>2</sub>O: 5-0,9%) y puede tener delgadas exsoluciones de ortopiroxeno. La espinela (2-3%, Cr/Cr+Al: 0,14-0,34) se encuentra en cristales intersticiales. En varias áreas del macizo se encuentran lherzolitas con plagioclasa (An 90) generalmente pseudomorfizada, en coronas alrededor de la espinela o en vetas de cristales intersticiales. Excepcionalmente, el anfíbol pargasita ocurre en cristales intersticiales. Las composiciones mineralógicas indican que las peridotitas están relativamente poco empobrecidas (Tournon *et al.*, 1995).

Localmente se nota la presencia de lherzolitas werhlíticas (clinopiroxeno hasta 24%) y dunitas. Las dunitas pueden tener mineralizaciones de cromita (Jager, 1977). Entre los minerales de baja temperatura se nota a menudo el anfíbol tremolita.

Niveles centimétricos de piroxenitas ocurren paralelamente a la foliación de las peridotitas encajantes. Están constituidas por ortopiroxeno y clinopiroxeno en grandes cristales deformados y escasas espinelas o sulfuros.

Varias generaciones de filones cortan la foliación de las peridotitas de Santa Elena (Tournon, 1994). No se han dibujado en el mapa, salvo aquellas intrusiones múltiples de doleritas que afloran en la costa oeste de la península. Se trata de:

- Clinopiroxenitas con texturas de cumulado. Están compuestas por megacrísticos de clinopiroxeno, incluyendo cristales idiomórficos de olivino y escaso ortopiroxeno.
- Gabros pegmatíticos. Los filones (5-10 cm de espesor) son poco abundantes y carecen de bordes de enfriamiento. Contienen escasos relictos de plagioclase (An 90), ortopiroxeno y anfíbol; las paragénesis magmáticas son generalmente pseudomorfizadas con minerales de baja temperatura.
- Doleritas, muy abundantes (véase sección  $\delta 2$ ).

A lo largo de la costa sur (Punta Santa Elena, Respingue, Playa Naranjo) ocurren megabrechas ( $\pi b$ ), constituidas por bloques métricos de rocas máficas (doleritas, gabros) y de serpentinas en una matriz de serpentinas molidas.

## 2. Área del Río San Juan

Se ha señalado en Tiricias (hoja IGN Poco Sol) un afloramiento de serpentinas (Vargas y Alfaro, 1992; Astorga, 1992). Se trata de peridotitas totalmente serpentinizadas con pseudomorfosis de piroxenos y reliquias de espinela. Esta ocurrencia se puede correlacionar con varios afloramientos de peridotitas ubicados al norte de Tiricias, en Nicaragua cerca de El Castillo (Astorga, 1992). Las peridotitas de Nicaragua, se encuentran en ocasiones mejor preservadas. Las estructuras y las composiciones de los minerales son similares a las de Santa Elena (Tournon *et al.*, 1995).

## $\delta 1$ Complejo estratificado: rocas ultramáficas, gabros, plagiogranitos

Un complejo ígneo estratificado aflora en Bahía Nancite, costa sur de la Península

de Santa Elena (Tournon, 1994). Está recubierto en contacto tectónico con peridotitas serpentinizadas. Los niveles, de espesor variable (unos centímetros hasta varios metros), difieren por su índole y abundancia relativa de los minerales máficos, desde peridotitas plagioclásicas hasta gabros leucocráticos. Los buzamientos indican una disposición sinclinal y un espesor visible de alrededor 500 m. Las estructuras son características de cumulos: olivino (Fo 84) y clinopiroxeno en fase cumulus, y orthopiroxeno y plagioclase intercumulus (An 86-94). Estos gabros tienen altas relaciones Mg/Mg+Fe y muy bajos contenidos de Ti.

Vetas de plagiogranitos cortan las rocas máficas y se unen en bolsas. Son rocas muy ácidas ( $\text{SiO}_2$ : 70%) compuestas de cuarzo abundante, plagioclase (An 56-58) y poco anfíbol.

El complejo estratificado de Bahía Nancite está cortado por dos generaciones de filones: 1) doleritas similares a las que cortan las peridotitas y 2) basaltos con olivino.

## $\delta 2$ Doleritas (unidad alóctona Santa Elena)

Diques de doleritas (1-10 m de espesor) con bordes de enfriamiento son abundantes en todo el macizo. Son generalmente subverticales con rumbos N-S. A lo largo de la costa oeste son muy abundantes y forman un complejo de intrusiones múltiples donde las peridotitas aparecen en xenolitos.

Las texturas son doleríticas y subofíticas en los diques cortando las peridotitas, y doleríticas hasta gabróicas en el complejo de la costa oeste. La paragénesis consiste en plagioclase (An 54-30), clinopiroxeno rodeado con anfíbol, abundante anfíbol zonado (hornblenda parda verde, tremolita-actinolita) e ilmenita. Las composiciones

son toleíticas con afinidad a toleitas de arco.

A lo largo de estrechas zonas de cizallamiento las doleritas recrystalizaron en anfíbolitas gneíssicas. La paragénesis indica la facies anfíbolita: hornblenda ( $Al_2O_3$ : 5-8%) y plagioclasa (An 51-54). La presencia de intercalaciones de piroxenitas (diopsido, plagioclasa An 86, esfena) sugiere metasomatosis cálcica. La edad K/Ar obtenida sobre el anfíbol es de  $88,8 \pm 4,5$  ma (Bellon y Tournon, 1978). En el complejo intrusivo de la costa oeste, las doleritas y los gabros sufrieron localmente metamorfismo estático de baja temperatura (albita, epidota, clorita).

## $\beta_1$ Basaltos alcalinos

### $\beta_{1k}$ Basaltos potásicos

La unidad autóctona aflora al fondo del valle de Potrero Grande y en la parte oeste de la costa sur de la península de Santa Elena. Está compuesta de sedimentos, radiolaritas en su mayor parte de edad Lias-Dogger inferior hasta Cenomaniano, y por rocas volcánicas. Estas rocas son escasas en Potrero Grande (basaltos en almohadilla, tobas con pólenes del Cretácico), abundantes a lo largo de la costa suroeste donde se pueden distribuir en varios conjuntos. Las edades se desconocen y ninguna de estas volcanitas ha sido descrita en la unidad alóctona, lo que sugiere edades anteriores al emplazamiento de esta última.

- Basaltos potásicos y lamprófidos

Afloran en el sitio Santa Rosa, frente a la Isla Pelada. Se trata de sills con bordes de enfriamiento simétricos, de uno hasta veinte metros de espesor, concordantes con las capas de radiolaritas encajantes. Algunos sills se presentan diferenciados y

tienen acumulados máficos en sus partes centrales. Los más espesos tienen venas de lamprófidos paralelas a la orientación del sill.

Las texturas son porfíricas con fenocristales de olivino pseudomorfizado, clinopiroxeno muy zonado y plagioclasa (An 60-66). La pasta se compone de abundante kaersutita, clinopiroxeno, escasa biotita, plagioclasa, titanomagnetita y apatito. La matriz consiste en feldespatos potásicos con vidrio alterado. La presencia de acmita titanífera en las orillas de los cristales de augita indica una evolución hacia composiciones peralcalinas. Los basaltos están subsaturados en sílice y tienen  $K > Na$  ( $K_2O$ : 2-2,8%) y muy altos enriquecimientos en tierras raras livianas.

Los lamprófidos tienen fenocristales de kaersutita abundante, escasos clinopiroxenos en una pasta desvitrificada con cristales dendríticos de feldespatos potásicos.

Los sills intruyen entre las capas de radiolaritas donde se ha identificado el Lias-Dogger Inferior, pero no se conocen en los sedimentos más recientes (Aptiano-Cenomaniano) presentes en el área.

- Basaltos espilitizados

Coladas de basaltos en almohadilla afloran en la parte oeste de la Unidad autóctona (Carrizal, Danta). Los basaltos, ricos en amígdalas de calcita, tienen fenocristales de olivino pseudomorfizado en una matriz compuesta de plagioclasa (An 55-44) generalmente albitizada, titanaugita y titanomagnetita. Las composiciones de los piroxenos y los altos contenidos en tierras raras livianas sugieren que son basaltos alcalinos.

- Unidad basaltos-traquitas de Respingue

Un espeso conjunto volcánico, sin intercalaciones sedimentarias, ocurre en la parte

este de la unidad autóctona. Se trata de alternancias de coladas basálticas masivas y en almohadillas, localmente cortadas por diques, y escasas traquitas. El conjunto está basculado con buzamientos subverticales. Las traquitas tienen fenocristales de feldespatos alcalinos y hedenbergita, en una pasta compuesta de microlitos de hedenbergita y feldespatos alterados. Los basaltos tienen enriquecimientos en tierras raras livianas. Este conjunto parece corresponder con una serie bimodal, basalto-traquita, débilmente alcalina.

### δ3 Intrusivos máficos: gabros y doleritas (Península de Nicoya)

Gabros y doleritas son abundantes en el norte de la Península de Nicoya, mientras que son escasos en el sur. Aparecen en filones o en pequeños batolitos intrusivos en los sedimentos o en las formaciones basálticas.

Filones de doleritas intruyen las secuencias sedimentarias silíceas. Se trata de diques o de sills con bordes de enfriamiento simétricos. Las doleritas, generalmente con texturas ofíticas, tienen composiciones de toleitas, a menudo ricas en hierro. La plagioclasa es automorfa y los piroxenos están en general fuertemente zonados (augita-ferroaugita), a veces con zonaciones recurrentes (pigeonita-augita-augita subcálica).

Pequeños macizos intrusivos, aflorando sobre varios kilómetros cuadrados, ocurren en el norte de la península de Nicoya. Se trata de doleritas y gabros, a menudo diferenciados y caracterizados por altos contenidos en hierro. Las texturas son subofíticas a gabraicas. Las composiciones de los minerales indican una evolución hacia un fuerte enriquecimiento en hierro: augita-ferroaugita, plagioclasa (An 60-36)

y óxidos tardíos. Estas intrusiones pueden tener facies altamente diferenciadas, ácidas (plagiogranitos con hedenbergita) y máficas (gabros con fayalita). Los gabros con fayalita ( $\text{SiO}_2$ : 43-46%) tienen contenidos muy altos en hierro ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ : 25-30%). La paragénesis consiste en fayalita (Fo 3-6), ferrohedenbergita, plagioclasa (An 40), micropegmatitas (plagioclasa An 25-30 y cuarzo), apatito, Ti-magnetita, ilmenita, sulfuros (Tournon y Azéma, 1985). Los plagiogranitos y gabros con fayalita están a menudo asociados formando "brechas magmáticas". Los gabros aparecen en masas redondeadas coalescentes de varios centímetros en una matriz de plagiogranito. Estas asociaciones ácido-básico afloran en Ocotol, cerca de El Coco y en otras intrusiones (Bahía Cuilebra, Cabo Velas, Playa Pedregosa).

En Punta Matapalito, cerca de Punta Gorda, aflora en más de un kilómetro, un intrusivo de ferrogabros con texturas orientadas marcadas por los cristales de plagioclasa. Paralelamente a esa orientación ocurren niveles de anortositas. Los ferrogabros carecen de fayalita pero tienen piroxenos muy zonados: pigeonita-ferroaugita subcálica, augita-ferroaugita (Tournon, 1984).

En pequeños intrusivos o filones, se reportaron otras facies: gabros y microgabros con olivino magnésico (Huacas, Hojanca), picritas (Colorado y Tortugal de Abangarres), anortositas (Cartagena), doleritas con ortopiroxeno (Punta Gorda), doleritas con megacristales de plagioclasa (Bolson, Huacas, Potrero Grande). Estas últimas tienen nódulos ovoides constituidos de cristales de plagioclasa (An 85-88) de hasta 10 cm de largo, concentrados en las partes centrales de los filones.

Las picritas loaclizadas entre Tortugal y Colorado geoquímicamente son muy similares a las komatiitas y fueron datadas en  $89,7 \pm 1,4$  m.a. (Alvarado *et al.*, 1997).

Los filones doleríticos cortan los sedimentos silíceos: secuencia del Titoniano-Cretácico Inferior (Brasilito), Cenomaniano (Sardinal), Santoniano (Punta Gorda), por ello se infieren edades del Cretácico Superior como las más probables. Los batolitos presentes en el norte de la península fueron atribuidos a un "complejo de Nicoya inferior", posiblemente Jurásico, correspondiendo al nivel gabroico de un complejo ofiolítico (Wilberg, 1984). Sin embargo, el intrusivo de Bahía Culebra corta con bordes de enfriamiento a los sedimentos silíceos varicolores y tiene las mismas facies altamente diferenciadas (gabros con fayalita y plagiogranitos) presentes en la mayoría de los batolitos del norte de la península. Datos radiométricos sugieren edades del Cretácico Superior, pre-Campaniano, para estos intrusivos ricos en hierro (Tournon y Bellon, en preparación).

## γ1 Plagiogranitos

Se han figurado varios afloramientos de rocas ácidas que ocurren en cuerpos intrusivos en el norte de la península de Nicoya (Tournon y Azéma, 1984; Wilberg, 1987). Los afloramientos son de extensión muy reducida y en varias localidades los plagiogranitos ocurren asociados con gabros con fayalita (vease sección δ3). Las texturas son granudas, granofíricas o pegmatíticas. La plagioclasa se presenta en grandes cristales automorfos, "turbios" en sección delgada, de composición heterogénea (An 20 y albita). Los piroxenos son hedenbergita o ferrohedenbergita, a menudo pseudomorfizados en ferrohornblendas. Ti-magnetita, ilmenita y sulfuros ocurren generalmente. Las micropegmatitas consisten en plagioclasa (An 6-20) y cuarzo. Las composiciones químicas se caracterizan por altos contenidos de hierro, muy bajos contenidos en potasio ( $K_2O < 0,7\%$ ) y contenidos variables en sílice ( $SiO_2$ : 56 - 64%).

## β2 Basaltos toleíticos

Se agruparon bajo esta definición dos ocurrencias de basaltos toleíticos: 1) Islas Murciélagos al sur de la Península de Santa Elena; 2) Península de Nicoya y cuenca del Tempisque.

### 1. Islas Murciélagos

El archipiélago de las Islas Murciélagos está compuesto en su totalidad por alternancias de coladas masivas o en almohadillas con rumbos N 70° E y buzamientos de 60° (Isla Catalina). No se han reportado sedimentos fosilíferos entre las almohadillas y la edad de este conjunto es desconocida. Consiste en ferrobasaltos (Desmet y Rocci, 1988) que difieren de las vulcanitas presentes en la unidad autóctona de Santa Elena, pero que tienen semejanzas con algunos ferrobasaltos del norte de la Península de Nicoya.

### 2. Península de Nicoya y Cuenca del Tempisque

En la mayor parte de la Península de Nicoya afloran basaltos, los cuales junto con los sedimentos pre-Campanianos y los intrusivos de dicha área, constituyen el "Complejo de Nicoya" según Dengo (1962). Los basaltos afloran desde el nivel del mar hasta la cumbre de las alturas de la península. El espesor total no se conoce con precisión, pues la estructura de la zona es todavía objeto de debate, en especial la posible existencia de corrimientos. En el norte de la península se trata de coladas masivas con escasas coladas en almohadillas (Punta Gorda), mientras que las coladas en almohadillas son frecuentes en el sur. Generalmente la polaridad de las almohadillas indica posición normal con débiles buzamientos. Sin embargo, ocurren coladas subverticales (Murciélagos) o invertidas (Playa Real). Ciertas coladas tienen espesores de más de 50 m.

La cronología de los basaltos no está todavía claramente establecida. Estos tienen muy bajos contenidos en potasio y muestran evidencias de recristalizaciones, tal como desvitrificación de la pasta y ocurrencia de minerales de baja temperatura (pumpelliíta). Los datos K/Ar indican edades del Cretácico Superior o aún más jóvenes que podrían corresponder con un evento térmico alrededor de 60 m.a. (Barr y Escalante, 1969; Appel *et al.*, 1994). Los contactos entre las radiolaritas datadas por la paleontología y los basaltos son tectónicos o intrusivos (filones doleríticos con bordes de enfriamiento). Además ocurren xenolitos de radiolaritas dentro de los basaltos. Las coladas en almohadillas carecen generalmente de sedimentos interalmohadillas. Entre los pocos ejemplos conocidos, las calizas silíceas interalmohadillas de Playa Montezuma (sur de la Península de Nicoya) tienen microfauna del Cenomaniano-Turoniano.

El método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dio una edad a  $88,2 \pm 3,1$  m.a. para un basalto del norte de la península (Sinton *et al.*, 1993). Varios autores (Wilberg, 1984; Frisch *et al.*, 1992) distinguieron un "Complejo de Nicoya Inferior" de tipo MORB, una unidad de radiolaritas y un "Complejo de Nicoya Superior" del Cretácico Superior. La existencia de este último ha quedado establecida. En cambio, la ocurrencia del piso basáltico de los más viejos sedimentos (Dogger), no es del todo cierta dado que los contactos son tectónicos o intrusivos.

Las texturas son generalmente micro-ofíticas (coladas masivas), vidriosas y microlíticas con cristales aciculares (basaltos en almohadillas). La paragénesis consiste en clinopiroxeno, plagioclasa generalmente preservada y titanomagnetita. El olivino, presente en pequeños fenocristales siempre pseudomorfizados, es frecuente en el sur de la península y escaso en el norte. Los contenidos en elementos mayores (Mg, Fe,

alcalinos) así como las composiciones de los piroxenos indican que numerosos basaltos del norte de la península corresponden con lavas diferenciadas (ferrobasaltos, Tournon, 1984). Numerosos análisis químicos, incluyendo elementos trazas, han sido publicados (Wilberg, 1984; Frisch *et al.*, 1992; Meschede y Frisch, 1994). Se distinguen basaltos oceánicos (N-MORB), toleítas intraplacas (WPT) y toleítas de arco (IAT). En cambio se interpretaron los basaltos de Nicoya como perteneciendo a un conjunto de toleítas originadas a partir de una misma fuente y cuyas diferencias geoquímicas serían el resultado de la contaminación o fraccionamiento (Donnelly, 1994; Hauff *et al.*, en prensa).

## Magmatismo del Campaniano al Eoceno

### $\beta 3$ Basaltos toleíticos; $\beta 3a$ Basaltos alcalinos

Se han delimitado en esta sección varios conjuntos de basaltos anteriormente atribuidos al "Complejo de Nicoya". Sin embargo, los datos paleontológicos les asignan edades más recientes, contemporáneas a la cobertura sedimentaria de los basaltos de la península de Nicoya.

#### 1. Costa Rica Central: Herradura, Turrubares, Candelaria

Coladas masivas, en almohadillas y brechas afloran desde el nivel del mar (Herradura) hasta alturas de unos 1 500 m (Cerro Turrubares). El espesor de este conjunto basáltico es entonces considerable pero no se conoce con precisión por falta de datos estructurales. Es conocida desde hace tiempo la importancia de este volcanismo submarino (Dóndoli *et al.*, 1968) pero los datos geoquímicos

conciernen solamente a unos afloramientos costeros (Herradura).

Las alternancias de coladas masivas y en almohadillas tienen generalmente buzamientos débiles, pero se han notado buzamientos subverticales. Las formaciones piroclásticas comprenden hialoclástitas. Delgadas intercalaciones sedimentarias entre las coladas y sedimentos inter-almohadillas son bastante frecuentes. Se trata de radiolaritas y más a menudo de calizas pelágicas. En Herradura, se han reportado radiolarios del Campaniano (Hein *et al.*, 1983). En varias localidades, asociaciones con globotruncana indican edades del Campaniano Superior-Maastrichtiano (*G. calcarata*, *G. arca*, *G. struartiformis*; Bellier, com. pers., 1994). Algunas intercalaciones calcáreas carecen de globotruncana y tienen pequeños foraminíferos, posiblemente del Paleógeno (Cerro Turrubares y norte de Parrita). Sin embargo, se identificó una fauna del Turoniano con *Marginotruncana sigali* (Rodríguez, com. pers., 1992). Esta espesa pila basáltica parece entonces abarcar en su base basaltos contemporáneos a los de la Península de Nicoya, mientras que en su mayor parte es más reciente, del Campaniano-Maastrichtiano y posiblemente incluye el Paleoceno, edades de la cobertura sedimentaria en la Península de Nicoya.

Los basaltos tienen texturas micro-ofítica o microlítica con olivino siempre pseudo-morfizado, clinopiroxeno, plagiocasa y titanomagnetita. Se destacan basaltos picríticos y basaltos hialoporfíricos con fenocristales de plagioclasa y olivino, y escasos microgabros hasta gabros intruyendo lavas almohadilladas (Pirrís).

## 2. Quepos

Coladas basálticas en almohadillas o masivas, brechas e hialoclástitas ocurren en el promontorio de Quepos. Las calizas

pelágicas inter-almohadillas tienen microfauna del Daniano (Azéma *et al.*, 1979). Se nota la ocurrencia de picritas (Weyl, 1969) y de ankaramitas. Los basaltos de Quepos son toleítas "enriquecidas" y han sido interpretadas como toleítas intraplacas (Meschede y Frisch, 1994). Por otra parte, se ha señalado (Lambert, com. pers., 1972) la presencia de doleritas alcalinas (teschenita con anfíbol), sin que se pudieran localizar los afloramientos.

## 3. Golfito-Rincón

En el área de Golfito afloran coladas masivas espesas con texturas doleríticas y por la costa coladas en almohadillas con frecuentes intercalaciones de calizas pelágicas (Obando, 1986). El conjunto parece poco deformado. Las microfaunas indican edades del Campaniano Superior al Maastrichtiano Medio (Di Marco, 1994; Bellier com. pers., 1994).

Un espeso conjunto basáltico ocurre en las zonas de Sierpe, Isla Violín, norte de Osa y Golfo Dulce ("Bloque de Rincón", Di Marco, 1994). Las sucesiones de coladas masivas-coladas en almohadillas indican fuertes buzamientos hacia el norte. Las intercalaciones sedimentarias (radiolaritas y calizas) son escasas. Las dataciones K/Ar sugieren edades del Cretácico Tardío, Paleoceno y del Eoceno (Berrangé *et al.*, 1989), en concordancia con las microfaunas atribuidas al Cretácico Superior, Paleoceno Superior-Eoceno Inferior, Eoceno Medio-Superior (Di Marco, 1994). Los datos geoquímicos (Berrangé y Thorpe, 1988) sugieren composiciones de toleítas (E MORB). Los basaltos de Golfito están más diferenciados que los del "Bloque de Rincón" (Di Marco, 1994).

## 4. Burica

Un conjunto fuertemente tectonizado de coladas basálticas masivas y en almohadillas con escasas picritas aflora por la costa,

en donde se presentan escasas intercalaciones de radiolaritas con microfaunas del Campaniano (Di Marco, 1994).

## 5. Vertiente caribeña de la Cordillera de Talamanca

Las ocurrencias de basaltos submarinos no se limitan a las costas del Pacífico. Varios afloramientos fueron descritos en la vertiente caribeña de la Cordillera de Talamanca.

En el Brazo Boyei, afluente del Río Chirripó, ocurren coladas en almohadillas de basaltos olivínicos muy vesiculados. La composición de los piroxenos sugiere que se trata de basaltos alcalinos. Están recubiertos por sedimentos con microfaunas del Eoceno Inferior-Medio (Tournon, 1984).

En el curso medio del Río Pacuare y sus afluentes ocurre un complejo basáltico con coladas en almohadillas y abundantes brechas. Este complejo está recubierto por calizas del Eoceno Superior o aún más tardías (Aquitaniense, Quebrada Terciopeño).

En el sur de la Cordillera de Talamanca, sección del Río Lari, niveles tobáceos y coladas basálticas están intercalados entre calizas del Paleoceno-Eoceno Medio (Fischer y Pessagno, 1965).

## δ4 Intrusivos: gabros y doleritas

Se trata de filones o pequeñas masas intrusivas en los conjuntos basálticos o los sedimentos de las áreas de Osa, Golfito y Burica. Son gabros y doleritas toleíticos cuyas edades son contemporáneas a los complejos basálticos asociados (Berrangé *et al.*, 1989; Di Marco, 1994).

## v Volcanismo indefinido

Se han agrupado con este color a volcanismos cuyos quimismos y edades son aún

desconocidas. En la vertiente caribeña de la Cordillera de Talamanca se han delimitado filones, cartografiados por Dengo (1962). Podrían corresponder con el volcanismo calco-alcalino Mio-Plioceno de Talamanca o en el norte a intrusivos alcalinos.

Varias lomas, todavía inexploradas, emergen del área pantanosa del curso inferior del Río San Juan, en cuya proximidad afloran basaltos alcalinos cuaternarios (Loma El Coronel), pero también lavas calco-alcalinas (Cerro Negro).

## Magmatismo calco-alcalino del Neógeno-Cuaternario (puede incluir toleitas de arco)

### γ2 Intrusivos

La presencia de rocas "granitoides" en la Cordillera de Talamanca ha sido establecida en el siglo pasado (Gabb, 1875). La construcción de la carretera interamericana en la parte norte de la Cordillera puso en evidencia la diversidad petrográfica de esos conjuntos intrusivos (Weyl, 1961, 1969). En los años posteriores a 1970, extensas áreas de la Cordillera de Talamanca fueron exploradas para la prospección de yacimientos tipo "cobre porfírico" y se cartografiaron numerosos cuerpos intrusivos. La representación de la mayoría de los intrusivos de Talamanca se tomó de los datos cartográficos de las compañías City Service y Samcosa (compilación por Escalante, 1978). Los datos petrográficos indican que se trata de macizos calco-alcalinos. Sin embargo, se describieron gabros olivínico-toleíticos y cantos rodados de rocas alcalinas (monzonita analcímica con biotita poikilítica y clinopiroxeno, cuenca del Río Chirripó). Afuera de la Cordillera de Talamanca, macizos intrusivos calco-alcalinos afloran también en los Montes de Tilarán y del Aguacate (Guacimal).

Los cuerpos intrusivos son en su mayor parte batolitos de tamaño variable y los más extensos afloramientos ocurren en el eje más elevado de la cordillera, en superficies superiores a 100 km<sup>2</sup> y desniveles de hasta 2 000 m (macizos de los cerros Chirripó, de la Muerte, Dúrika, Kámuk). Intruyen a volcanitas o a sedimentos detríticos, donde desarrollaron aureolas de metamorfismo de contacto (cornubianitas).

Las texturas, así como el tipo de las rocas encajantes, sugieren un emplazamiento en niveles estructurales superficiales. La presencia de extensos afloramientos a grandes alturas (3 800 m en el Cerro Chirripó) está en relación con el levantamiento extremadamente rápido de esta cordillera desde el Plioceno Inferior.

La estructura interna de los batolitos es poco conocida, pese a lo cual se nota la diferenciación petrográfica de muchas intrusiones, así como evidencias de intrusiones múltiples (brechas magmáticas).

Las texturas son granudas, destacándose la frecuencia de "micropegmatitas" en las facies intermedias y ácidas y más raramente ocurren texturas microgranudas (microgranitos).

Las facies son variadas, desde gabros hasta leucogranitos:

- gabros: plagioclasa y clinopiroxeno; biotita y cuarzo a veces presentes, mientras que el ortopiroxeno es escaso.
- dioritas y monzonitas cuarcíferas son las facies más abundantes: plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo; clinopiroxeno a veces presente, anfíbol, biotita.
- granodioritas con anfíbol y biotita
- leucogranitos: escasa plagioclasa en una matriz micropegmatítica.

Los minerales opacos están siempre presentes. Apatita y turmalina pueden ocurrir en ciertas facies.

Las composiciones corresponden con series calco-alcalinas con contenidos normales a altos en potasio (Kussmaul *et al.*, 1994; De Boer *et al.*, 1995).

Datos K/Ar, en especial sobre los macizos de Tapantí, Cerro de la Muerte (División) y Kámuk, indican edades entre 12 y 8,5 m.a. (Berrangé y Whittaker, 1977; Bellon y Tournon, 1978; Appel, 1990; De Boer *et al.*, 1995).

Los macizos calco-alcalinos ubicados al norte de la Cordillera de Talamanca serían más recientes en el sur del Valle Central (5,3 ± 0,6 m.a., Bergoeing, 1982), y en la Cordillera de Tilarán (3,9 ± 1 y 5 ± 0,2 m.a., macizo de Guacimal, Schulz *et al.*, 1987). En Talamanca se señalaron gabros olivínicos con composiciones de toleítas de arco, más antiguos (31,6 m.a., De Boer *et al.*, 1995) que los macizos calco-alcalinos.

## δ5 Gabros y doleritas

Los sedimentos Oligo-Miocénicos de la Fila Costeña están intruidos por gabros y doleritas. Se trata de diques y de sills especialmente abundantes a lo largo del Río Grande de Térraba (Mora, 1979). Las texturas son granudas, ofíticas en los bordes de enfriamiento. La paragénesis es clinopiroxeno, plagioclasa y cuarzo en micropegmatita, mientras que el olivino pseudomorfizado es escaso. Vetas de aplitas cortan los gabros. La edad de esos intrusivos máficos varía entre 14,8 y 11 m.a. (Heywood, Woodward-Clyde, in De Boer *et al.*, 1995).

Se han figurado otras ocurrencias de gabros: una intrusión de gabro olivínico (Río Alumbre, sur de San José), y un gabro ubicado por la orilla del Río San Carlos (Ilanuras del norte).

- α Volcanismo del Neógeno;
- α1 Mioceno Inferior-Medio;
- α2 Mioceno Superior
- α3 Plioceno

### Montes del Aguacate

Los cerros ubicados entre Cañas y Atenas, los Montes de Tilarán y del Aguacate están en su mayor parte constituidos por rocas volcánicas pre-Cuaternarias. Es en esta área que se definió el término "Formación Aguacate" (Romanes, 1912) que luego se usó en la geología costarricense para nombrar los macizos volcánicos post-Cretácicos y pre-Cuaternarios. Las volcánitas del área contienen mineralizaciones de oro, explotadas desde el siglo XIX. Las rocas son variadas: basaltos, basaltos andesíticos, andesitas, tobas de flujo ácidas y coladas riolíticas subordinadas. Ciertas zonas sufrieron fuerte alteración hidrotermal en donde se destacan macizos silicificados (Cerro Pelado). Los datos geoquímicos son relativamente abundantes (Weyl, 1969; Pichler y Weyl, 1975; Alcorn, 1981; Laguna, 1983; Cigolini y Chaves, 1986; Appel, 1990). Se distingue una serie "antigua" denominada Aguacate I, de una serie más reciente llamada Aguacate II (Kussmaul *et al.*, 1994). La serie Aguacate I comprende en su mayor parte basaltos y andesitas basálticas pobres en potasio y de afinidad toleítica con contenidos bajos en elementos LIL y TR. La serie Aguacate II es calco-alcalina. Datos K/Ar sobre rocas de la serie Aguacate I indican edades del Mioceno Superior, quizás Oligoceno y talvez de 55 y 72 m.a. (Amos y Rodgers, 1983). Estos últimos datos (premiocénicos) deben considerarse con precaución, dada la frecuente propilitización

de las rocas y su bajo contenido en potasio. En general, los resultados K/Ar asignan a la serie Aguacate II edades del Mioceno Superior y del Plioceno (Bellon y Tournon, 1978; Appel, 1990; Gardner y Turin, en Alvarado *et al.*, 1992).

### Llanuras de San Carlos y de Tortuguero

Los reconocimientos realizados evidenciaron la considerable extensión del volcanismo en la cuenca de San Carlos, prolongación del Graben de Nicaragua. Se pueden distinguir tres áreas:

Al oeste, norte del lago Arenal, los relieves están constituidos por coladas de andesitas y andesitas basálticas, a menudo afíricas que sobreyacen a los sedimentos marinos del Mioceno Medio-Superior. Edades del Mioceno Superior a Plioceno parecen probables (Obando, 1986).

En la parte central de la cuenca, la morfología es poco accidentada y la litología está escondida bajo una cobertura laterítica. Sin embargo, trabajos de obras públicas descubrieron localmente coladas masivas andesíticas. La presencia de lavas y rocas piroclásticas está confirmada por los dos pozos realizados en la zona. Los sedimentos marinos (m2-3) yacen sobre rocas volcánicas y a su vez están sobreyacidos por este volcanismo.

Al contrario, al este (Río San Juan, cursos inferiores de los Ríos San Carlos y Toro) la morfología es accidentada con cerros que alcanzan más de 300 m. Se reportaron dacitas y riolitas (Río Infiernito, Vargas y Alfaro, 1992), andesitas y basaltos olivínicos (Bocas de San Carlos, Tournon, 1984), brechas y coladas de andesitas vídriosas (Cerros de Chaparrón), andesitas, algunas con anfíbol y andesitas basálticas (Cerro Mollejón, Puerto Viejo de Sarapiquí, Alvarado, 1984) y basaltos con ortopiroxeno (Cerro Negro). Las edades precisas de esos conjuntos volcánicos se desconocen todavía.

## Costa Rica Central

En la parte sur del Valle Central, los sedimentos miocénicos están localmente recubiertos por brechas y lavas andesíticas (Cerros de Escazú y de la Carpintera). Por la cuenca del Río Candelaria hay extensos afloramientos volcánicos. Se distingue un conjunto de basaltos y andesitas concordante con las series marinas miocénicas (Formación La Cruz) y un conjunto discordante más reciente (Formación Grifo Alto) con andesitas y brechas abundantes (Denyer y Arias, 1991).

## Talamanca

El volcanismo calco-alcalino de la Cordillera de Talamanca ha sido descrito primeramente a lo largo de la Carretera Interamericana (Weyl, 1969; Pichler y Weyl, 1975). Su extensión es considerable en la mayor parte de la cordillera, pero ha sido poco estudiado debido a las dificultades de acceso. Se trata en su mayoría de brechas, tobas y coladas de andesitas. Las rocas ácidas parecen ser escasas. El páramo del Cerro Chirripó permite observar estructuras tabulares con alternancias de coladas andesíticas y brechas volcánicas. Una serie de filones cortan a las brechas así como a los sedimentos marinos.

Los pocos datos geoquímicos disponibles evidencian los rasgos calco-alcalinos: escasos basaltos, andesitas ricas a normales en potasio (Tourmon, 1984; De Boer *et al.*, 1995). Se señaló un basalto de afinidad toleítica (De Boer *et al.*, 1995).

Los escasos datos K/Ar disponibles indican edades entre 17 y 8 m.a. (Bellon y Tournon, 1978, de Boer *et al.*, 1995). Una andesita afírica de la cuenca del Río Xikiarí (Fila de Matama) tiene edad K/Ar a 2,4 m.a. o sea más reciente que el volcanismo alcalino (5 m.a.) conocido en el área (Bellon com. pers., 1983).

## Fila Costeña

Un volcanismo calco-alcalino, poco extenso, tuvo lugar en la Fila Costeña, en especial a lo largo del valle de El General. Se trata en su mayor parte de brechas andesíticas cuya posición estratigráfica sugiere una edad pliocénica. El Cerro Mano de Tigre emitió coladas basálticas (Mora, 1979). Una datación K/Ar indica 5 m.a. (Kesel, 1983). Coladas de andesita afloran también al oeste de San Vito.

Al este de Neily, el Cerro Bola parece corresponder con un domo. La lava es una dacita rica en potasio con megacristales de biotita.

## Península de Osa

La formación de melange de Osa está intruida por diques de dacita (Punta Matapalo, Di Marco, 1994).

## α4 Volcanismo post-intrusivo

Se diferencian rocas volcánicas que parecen posteriores al emplazamiento de los batolitos de Talamanca. Así, por el Río Lori, cerca de los domos dacíticos, una colada de andesita yace sobre el batolito del alto Río Coén (Ballmann 1976). La meseta de las Sabanas Dúrika se interpretó como una pila de coladas "subrecientes" o sea posteriores a los intrusivos (Samcosa, en Escalante, 1978).

## α5 Domos extrusivos

### Cordillera de Guanacaste

En el piedemonte del Volcán Rincón de la Vieja se encuentra un conjunto de centros eruptivos. Se trata de domos (Gorgona, Fortuna, Cañas Dulces), domos colada (San Roque, Las Mesas), "domo filón" (Atravesado), y coladas cuyas morfologías están bien conservadas (Tournon, 1984).

Las coladas tienen composición de andesitas ácidas con fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno en pasta vidriosa. Los domos son dacíticos y tienen a menudo anfíbol. Datos K/Ar dieron edades a 1,5 m.a. (Cañas Dulces) y 1,6 m.a. (San Roque; ICE 1976, en Alvarado *et al.*, 1992; Bellon y Tournon, 1978).

## Montes de Aguacate

Cerca de Miramar, el Cerro San Miguel corresponde con un domo dacítico.

## Cordillera de Talamanca

Por la cuenca del Río Lori, afluente del Río Coén, ocurren dacitas (Ballman, 1976; Tournon, 1984). Se trata de domos colada y domos extrusivos, algunos de los cuales tienen morfología espectacular en "pan de azúcar" de hasta 400 m de alto. Las dacitas tienen fenocristales de plagioclasa, hornblenda, a veces cuarzo y biotita en una matriz devitrificada rica en tridimita. Datos K/Ar indican edades a 2,8 m.a. para un extenso domo colada y de 0,9 m.a. para otro domo (De Boer *et al.*, 1995).

## $\alpha 6$ Ignimbritas y tobas ácidas

### $\alpha 6'$ Brechas andesíticas y dacíticas

## Mioceno Superior-Plioceno

### Guanacaste

Ignimbritas, tobas ácidas y lavas masivas constituyen mesetas desde La Cruz hasta Cañas, llegando hasta la costa en donde forman prominentes acantilados (Dengo, 1962; Weyl, 1969). Estos depósitos de flujos piroclásticos pueden alcanzar más de 100 m de espesor y estar intercalados con

lavas, depósitos aluviales, paleosuelos o sedimentos lacustres, incluyendo tierras de diatomeas. Las unidades tienen varias facies:

- ignimbritas con "fiamme" de vidrio oscuro, generalmente con enclaves de andesitas (La Cruz, aeropuerto de Liberia).
- tobas con pómez soldadas con fenocristales en una matriz de vidrio claro muy vesiculado de textura fluidal (Península de Santa Elena).
- tobas compactas de aspecto yesoso, en donde los fenocristales están en una matriz devitrificada (meseta de Santa Rosa).
- dacitas vidriosas, masivas y prismáticas (Golfo de Papagayo).
- cenizas blancas con estratificación cruzada.

Las ignimbritas son de composición predominantemente dacítica. Los fenocristales son abundantes, predominando plagioclasas, orto y clinopiroxenos. No se encuentran minerales hidroxilados (biotita y anfíbol) ni cuarzo.

Escasos datos K/Ar indican el Mioceno Superior y el Plioceno (Bergoeing, 1982; Alvarado *et al.*, 1992): 7, 8 y 6,5 m.a. (dacitas vidriosas masivas, Golfo de Papagayo), 3 m.a. toba (carretera Liberia-La Cruz), 3,8 m.a. (ignimbrita, cuenca del Tempisque).

### Meseta de San Vito ( $\alpha 6'$ )

La depresión del Valle del General-Valle de Coto Brus está rellena en su parte oriental por espesos depósitos (varios centenares de metros) de brechas que forman la meseta de San Vito de Java. Consiste particularmente en depósitos de avalancha: bloques de andesitas en una matriz de toba blanca. Los clastos son an-

desitas ácidas con fenocristales de plagioclasa y anfíbol en una pasta vidriosa.

Estas brechas se intercalan entre lahares y depósitos aluviales o lacustres. Al este de esa meseta, cerca de la frontera (La Lucha) ocurren chimeneas de andesitas masivas en brechas, posibles centros eruptivos de los depósitos de avalancha. Un bloque de andesita con anfíbol contenido en la toba blanca dio una edad K/Ar de  $2,6 \pm 0,4$  m.a. (Bellon y Tournon, 1978).

## $\alpha 7$ Volcanismo del Cuaternario inferior

### Cordillera de Tilarán y Montes del Aguacate

En los altos de la cordillera de Tilarán y de los Montes del Aguacate se presentan mesetas formadas por coladas de lava y relictos de estratovolcanes profundamente disectados por la erosión ("Formación Monte Verde"). Sobreyacen al volcanismo Neógeno y al norte, a las tobas e ignimbritas inferiores de Guanacaste (entre Cañas y Tilarán). Se trata principalmente de andesitas con orto y clinopiroxenos, normales a ricas en potasio.

Unos nueve datos K/Ar sobre coladas de andesita, indican edades del Pleistoceno Inferior (2-1 m.a.), la mayoría ubicadas entre 1 y 1,3 m.a. (Alvarado *et al.*, 1992).

### Cordillera de Guanacaste

Se agruparon en esa sección vestigios de aparatos que parecen anteriores a los estratovolcanes de Guanacaste:

- Los relieves formados de basaltos, andesitas basálticas y andesitas que bordean la caldera del Miravalles. Fue desde esta caldera que salieron los flujos pumíceos datados alrededor de 0,6 m.a.

- El Cerro Espíritu Santo, vestigio de un posible "pre-Miravalles".
- El Cerro El Hacha, estratovolcán andesítico muy erosionado, rodeado por las coladas emitidas del volcán Orosí.
- Cerca de la frontera con Nicaragua se presentan relieves que parecen yacer sobre las tobas e ignimbritas inferiores.

## $\alpha 8$ Ignimbritas y tobas ácidas. Cuaternario

### Guanacaste

Depósitos de flujos piroclásticos ácidos afloran principalmente al pie Pacífico de los volcanes de Guanacaste y con menor extensión por la vertiente caribeña. Poseen una morfología característica de plataformas disectadas por los ríos formando acantilados y cañones. Esos flujos están recubiertos por coladas andesíticas emitidas por los estratovolcanes. Los espesores pueden superar los 100 m. Paleosuelos se observan entre los flujos. Se distinguen las unidades siguientes:

- Depósitos de flujos de pómez con biotita (unidad Río Liberia). Esta unidad aflora al pie Pacífico del volcán Rincón de la Vieja. Facies similares se encuentran también en la vertiente caribeña (área de Upala) y por la frontera con Nicaragua. Su espesor puede alcanzar más de 100 m. Se estima su extensión original en unos 3 500 a 4 000 km<sup>2</sup>, con un volumen de 25 km<sup>3</sup> (Chiesa, 1991). Consiste en pómez más o menos soldadas con plagioclasa, cuarzo, biotita, escazo anfíbol y opacos; xenolitos de lava. Las composiciones son riolíticas. Los datos K/Ar sobre las distintas fases mineralógicas y vidriosas, se sitúan entre 1,4 y 1,8 m.a. en la vertiente Pacífica; a 1,5 m.a. en Upala (Alvarado *et al.*, 1992; Gillot *et al.*, 1994).

- Depósitos de flujos procedentes de la caldera de Guayabo. Son varias unidades de pómez separadas por paleosuelos. Afloran sobre una superficie de 300 km<sup>2</sup> y se componen de pómez, cristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol, biotita en una matriz de cenizas. Los xenolitos son lavas andesíticas y escasos granitos. Las composiciones son dacíticas hasta riolíticas (Chiesa *et al.*, 1992). Los datos K/Ar indican edades de 1,4 m.a. para la unidad inferior (Unidad Salitral) y 0,5 ± 0,15 m.a. para la unidad superior (Unidad La Ese; Bellon y Tournon, 1978; Alvarado *et al.*, 1992; Gillot *et al.*, 1994).
- Depósitos de flujo dacítico del Orosí. En el pie del volcán Orosí, aflora una unidad de dacita que yace sobre paleosuelos. La textura es masiva. Se compone de fenocristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol verde, escaso ortopiroxeno en un vidrio claro perlítico. Un dato K/Ar indica 0,6 ± 0,2 m.a. (Bellon y Tournon, 1978).

## Occidente de la Cordillera Central

En el área de Palmares y San Ramón afloran varias unidades de flujos de pómez más o menos soldados y de hasta más de 60 m de espesor (Alvarado y Carr, 1993).

## Valle Central

Ignimbritas ocurren en la mayor parte del Valle Central. Sobreyacen sobre coladas andesíticas (Lavas Intracañón) y están sobreyacidas por extensas coladas andesítico-basálticas emitidas al pie de los estratovolcanes (Williams, 1952). Forman mesas a lo largo del Río Grande llegando hasta la costa.

Desde un lugar dado se observa generalmente una sola unidad de 10 m hasta más de 50 m de espesor.

Por el Río Virilla se trata de ignimbritas grises con cristales de plagioclasa y escasa biotita en una matriz vesiculada, devitrificada y rica en tridimita.

Al pie de los estratovolcanes (área de Alajuela y Grecia) y por el Río Grande se nota la fuerte heterogeneidad del depósito. La base es a menudo vidriosa y masiva, constituida por cristales de plagioclasa y piroxenos en una matriz de "fiamme" soldadas; mientras que las partes superiores están constituidas por tobas grises vesiculadas y devitrificadas ricas en xenolitos de andesitas. Ciertos xenolitos son bombas andesíticas con bordes de enfriamiento. Ocurren también facies heterogéneas: "fiamme" de vidrio oscuro (SiO<sub>2</sub>: 60%) están en una matriz de vidrio claro (SiO<sub>2</sub>: 69%). Estas ignimbritas son el producto de la erupción simultánea de dos magmas (Tournon, 1984). Datos K/Ar dieron 0,7 ± 0,2 m.a. (Bellon y Tournon, 1978) cerca de San José (Puente Mulás), y 0,25 ± 0,05 m.a. para una ignimbrita cerca de la costa (Gardner y Turin, en Alvarado *et al.*, 1992).

Al noreste de San José ocurren niveles de pómez con biotita de composición riolítica (Río Tibás).

En la meseta de Cartago, ignimbritas con "fiammes" afloran en el Río Agua Caliente (Krushensky, 1972).

En la Cordillera Central, se reportaron raras veces tobas ácidas. Es el caso del macizo del Platanar donde ocurren depósitos de flujos de pómez .

## α9 Volcanismo del Cuaternario: estratovolcanes

Los estratovolcanes son, por supuesto, los entes geológicos más famosos del país. Se han cartografiado con un mismo color los edificios volcánicos que tuvieron actividad principalmente en el Cuaternario

Superior, así como sus coladas, tefras, avalanchas volcánicas y lahares distales.

La cadena volcánica activa de América Central, paralela a la Fosa Centromericana, se extiende hasta Costa Rica Central (macizo de los volcanes Irazú y Turrialba). Más al sur, frente a la dorsal asísmica de Coco, no se conoce un volcanismo del Pleistoceno Superior, mientras que en el oeste de Panamá existen varios estratovolcanes cuaternarios, entre ellos el volcán Chiriquí (Barú) que tuvo actividad posterior al siglo IX (Linares *et al.*, 1975).

En Costa Rica, el primer relato de una erupción volcánica se remonta a 1723 (Mooser *et al.*, 1958; Alvarado, 1993). Los volcanes que tuvieron actividad histórica, (del siglo XVIII al presente), son el Rincón de la Vieja, el Arenal, el Poás, el Irazú y el Turrialba. Las erupciones son freáticas, freato-magmáticas y estrombolianas. El Arenal es el único que ha emitido coladas de lava, desde 1968 hasta la fecha.

Los estratovolcanes se distribuyen en tres conjuntos del noroeste al sureste: la Cordillera de Guanacaste, el macizo Chato-Arenal y la Cordillera Central.

La subducción de la placa de Cocos debajo de los estratovolcanes sufre cambios del norte hacia el sur. Así, el buzamiento de la zona de Wadati-Benioff es de unos 70° debajo de la Cordillera de Guanacaste y de unos 30° debajo de los volcanes más orientales de la Cordillera Central (Protti *et al.*, 1995). La índole y composición de las lavas experimentan cambios a lo largo del eje volcánico.

### Cordillera de Guanacaste

La Cordillera de Guanacaste sucede al eje volcánico de Nicaragua, pero con un desplazamiento hacia el oeste (Stoiber y Carr, 1974).

El volcán **Orosí**, más septentrional, es un cono regular que culmina a la altitud de

~1440 m. Tiene en su cima un cráter abierto hacia el sur-oeste.

El Cerro **Orosilito** (~1 200 m) es un centro eruptivo muy erosionado.

El volcán **Cacao** es un importante macizo que culmina a 1 659 m. Se destaca una estructura caldérica en herradura abierta hacia el suroeste, bordeada en su lado interno por acantilados de más de 200 m. Al pie de esa estructura ocurren brechas andesíticas no consolidadas. Este conjunto corresponde con el deslizamiento del flanco sur del volcán a raíz de una erupción paroxismal "tipo Mount Saint Helens". Afuera de esta estructura se nota una colada basáltica reciente (Mata Redonda). Los volcanes Orosí y Cacao emitieron coladas de lava que se extendieron ampliamente sobre la meseta ignimbrítica.

El volcán **Rincón de la Vieja** es un extenso macizo (400 km<sup>2</sup>), cuya cima forma una meseta alargada de 8 km, con unos 9 conos y cráteres alineados NO-SE. El cono activo se encuentra al centro de este conjunto. Es una estructura encajada de 300 m de diámetro con un lago de aguas calientes. Al sureste del cono activo se destacan dos conos con cráteres bien conservados: el Rincón de la Vieja (1 806 m) y el Santa María (1 916 m). Coladas de lava "recientes" se derramaron de estos conos hacia el noreste.

Desde 1854, el Rincón de la Vieja sufrió más de 13 crisis eruptivas, freáticas y freatomagmáticas (Boudon *et al.*, 1996). Las erupciones de 1966-1979 y 1991-1992 dieron lugar a depósitos de lapilli y bombas juveniles en "corteza de pan". Los productos, similares en estos dos eventos, corresponden con andesitas con dos piroxenos. En la falda suroeste se encuentran cuatro zonas, con actividad fumarólica.

El volcán **Miravalles** es de forma cónica bastante regular, alcanza 2 028 m de

altura y está situado al lado este de la caldera de Guayabo. Tiene en su cima un cráter abierto hacia el suroeste. Numerosas coladas recientes se derramaron en la caldera de Guayabo y en el lado sur. No se ha registrado ninguna erupción histórica, aunque se encuentran en su lado sur solfataras con volcancitos de barro (Las Hornillas). En esa área se construyó la única planta geotérmica del país. La historia del conjunto volcánico Miravalles puede resumirse así: 1) edificación de un amplio volcán; 2) erupciones paroxismales, la última de las cuales ocurrió alrededor de 0,6 m.a., con emisión de extensos flujos de ignimbritas y formación de la depresión caldérica de Guayabo; 3) edificación de un nuevo estratovolcán al lado este de la caldera de Guayabo; 4) sobre este edificio, se desarrolló un cono, todavía bien conservado, con desprendimiento de avalanchas volcánicas y que emitió numerosas coladas.

El volcán **Tenorio** es un macizo de forma cónica regular constituido por dos estratovolcanes gemelos, el **Montezuma** (1 520 m) y el **Tenorio** (1 916 m) propiamente dicho. Cada uno tiene dos cráteres gemelos. Numerosas coladas de lava, de morfología bien preservada, se derramaron por los lados norte, oeste y sur.

Las lavas de la Cordillera de Guanacaste pertenecen a series calco-alcalinas con contenidos medianos en potasio ("medium-K andesites").

Las lavas se reparten en dos grupos: basaltos y andesitas basálticas ( $\text{SiO}_2$ : 50-51%) y andesitas ( $\text{SiO}_2$ : 55,5-62%) que predominan en todos los estratovolcanes.

Basaltos y andesitas basálticas ocurren en especial en los macizos del Orosí y del Cacao. Los fenocristales son: olivino (Fo 75-68) rodeado de coronas de pigeonita, clinopiroxeno, plagioclasa muy zonada (An 92-64), magnetita. La pasta consiste

en microlitos de pigeonita, ortopiroxeno rodeado de clinopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa, magnetita y vidrio de composición riolítica. Estas lavas tienen alto contenido en aluminio.

Las demás lavas son andesitas ( $\text{SiO}_2$ : 55,5-62%) con fenocristales de orto y clinopiroxeno, plagioclasa. El olivino puede estar presente. La composición de las andesitas varía poco de un estratovolcán al otro, siendo andesitas con contenidos normales en K ("medium-K andesites"; Tournon, 1984).

## Volcán Arenal y centros vecinos

Entre la Cordillera de Guanacaste y la Cordillera Central se extienden vestigios de estratovolcanes del Pleistoceno Inferior. La actividad volcánica más reciente ha tenido lugar solamente en el área del Arenal.

A la par del Arenal se levanta el volcán Chato, cono regular (1 100 m de altitud) con un cráter bien preservado en su cumbre y cuya última actividad sucedió hace unos 3 400 años (Borgia *et al.*, 1988). Al sur del Chato, el Cerro **Los Perdidos**, de forma cónica (altura 1 100 m) es un centro del Pleistoceno Superior (dacita a  $0,096 \pm 0,003$  m.a., Gillot *et al.*, 1994).

El volcán **Arenal** es el más activo de Costa Rica en el presente, y el único que tiene actividad efusiva. Antes de 1968 era un cono regular con un pequeño cráter en su cumbre (1 633 m). Durante la última erupción ocurrida entre los siglos XVI y XVIII, se derramaron coladas basáltico-andesíticas (Borgia *et al.*, 1988).

El 29 de junio de 1968, el volcán entró en actividad con una erupción del tipo peleaño (Melson y Sáenz, 1973). A mitad del cono en la vertiente oeste se abrió un cráter que emitió nubes ardientes, devastando un

área de 15 km<sup>2</sup> y matando a 78 personas. Los bloques lanzados provocaron grandes y numerosos cráteres de impacto. A partir de setiembre de 1968 se derramó una colada basáltico-andesítica. La actividad efusiva siguió, siempre a partir de este nuevo cráter hasta 1973. A partir de 1974, la actividad migró al cráter superior que emitió numerosas coladas, principalmente hacia el suroeste. En mayo de 1975, avalanchas ardientes se derramaron hacia el noroeste, en el valle del Río Tabacón. En los años posteriores a 1980, la actividad inició la formación de un cono adventicio. Desde 1984 suceden continuas explosiones estrombolianas. En agosto de 1993 se generó una nueva avalancha ardiente similar a la de 1975. Esa erupción del Arenal es un caso excepcional de emisión casi continua de coladas andesíticas durante más de 29 años (Bennet y Raccichini, 1977; Borgia *et al.*, 1983; Cigolini *et al.*, 1984; Wadge, 1984). Las coladas se emplazan con velocidades de 0,3 hasta 50 m/h. Son coladas con bloques cuya parte central es masiva. En 1989 eran más de 55 y cubrían una superficie de 7 km<sup>2</sup> (Alvarado, 1989).

Las lavas emitidas desde 1968 son andesitas básicas pobres en potasio ("low-K andesites"), las composiciones varían poco, por lo menos en cuanto a los elementos mayores: SiO<sub>2</sub> entre 53 y 55%, contenidos altos en aluminio, bajos en titanio (Malavassi, 1979; Reagan *et al.*, 1987). Las andesitas actuales del Arenal contienen fenocristales de augita, ortopiroxeno, escaso olivino y muy abundante plagioclasa. La pasta está compuesta por microlitos de plagioclasa, augita, excepcionalmente pigeonita, titanomagnetita y generalmente vidrio de composición riolítica. Los depósitos piroclásticos prehistóricos varían en cambio ampliamente entre composiciones basálticas y dacíticas (Borgia *et al.*, 1988).

## Cordillera Central

Los estratovolcanes de la Cordillera Central, orientada NO-SE, son de morfología compleja, comúnmente coronados por estructuras caldéricas, fuertemente erosionados en la vertiente caribeña (calderas de erosión, cañones). El tamaño de los estratovolcanes aumenta hacia el sureste donde se levantan los dos volcanes más grandes del país: el Irazú y el Turrialba. Centros volcánicos menores aparecen alineados según direcciones N-S.

Al oeste, la cordillera Central empieza con un macizo complejo que cubre más de 450 km<sup>2</sup>. Está compuesta por antiguos estratovolcanes (Cerros Palmira y Viejo) donde se abre una amplia caldera en herradura abierta hacia el noroeste (Tournon, 1980). Al interior de la caldera se levantan el volcán **Platanar** (2 183 m), cono regular con cráter abierto y el volcán **Porvenir** (2 267 m), cortado por fallas N-S. Los dos volcanes emitieron coladas dentro de la caldera. En la parte oriental del macizo (Viejo) un campo de fumarolas permaneció activo hasta el año 1960.

El macizo del volcán **Poás** (2 708 m) se encuentra entre dos valles (Bajos del Toro y Sarapiquí). Algunos centros eruptivos menores están dispuestos en una fila N-S sobre 25 km.

La cumbre tiene vestigios de calderas y varios cráteres, entre ellos el Votos (o Botos), con laguna de agua fría y el cráter activo. Este último, de 1 300 m de diámetro y 300 de profundidad, tiene laguna saturada de azufre (pH vecino a cero) y campos de fumarolas. La actividad, esporádica desde el principio del siglo pasado, es freática, freatomagmática y estromboliana, adicionalmente con emisión de columnas similares al tipo géiser y lapilli de azufre a partir de la laguna (Bennet y Raccichini, 1978; Casertano *et al.*, 1983). En 1953 tuvo lugar una erupción freatomagmática y

estromboliana con bombas juveniles basáltico-andesíticas (Prosser y Carr, 1987). Hasta 1980 la actividad continuó con columnas de géiser saliendo de la laguna y elevándose hasta 400 m. En 1981 y en 1989, hubo fumarolas de alta temperatura (860-1 020° C).

En la vertiente sur del Poás hay vestigios de por lo menos dos centros eruptivos estrombolianos a las altitudes de 2 096 m y 1 500 m.

En la vertiente norte del macizo se encuentran tres aparatos de tamaño decreciente hacia el norte. **El Congo** (2 014 m) es un estratovolcán de 600 m de alto. La **Laguna Hule** (870 m) es una caldera maárica de 2 km de diámetro con un pequeño cono. La **Laguna Río Cuarto** (400 m) corresponde igualmente con un maar.

El macizo del volcán **Barva** (o Barba) es un gran estratovolcán en escudo que cubre 300 km<sup>2</sup> y culmina a 2 900 m. En su parte cuspidal se destacan varios conos pequeños y al menos dos cráteres con lagunas. La última actividad efusiva (colada de Los Angeles) tuvo lugar en las laderas sur donde se encuentran conos estrombolianos con cráteres preservados. El volcán Barva no ha tenido erupciones históricas. La ladera norte está formada por coladas lávicas que bajan con pendiente regular hasta las llanuras de San Carlos, a 30 km de la cima. En esta área se levanta el Cerro **Cacho Negro** (2 150 m), volcán de aproximadamente 1 000 m de alto con cráter abierto hacia el N-O y numerosas coladas de morfología fresca. Otros conos e inclusive un maar se ubican al norte del Cacho Negro sobre un alineamiento N-S (Alvarado, 1989).

Entre el macizo del Barva y el macizo del Irazú, se encuentra una fila de cerros, entre ellos el cerro Zurquí (2 010 m) que corresponden con focos eruptivos erosionados. Están constituidos por coladas andesíticas

hasta basálticas, ignimbritas con "fiammes" vidriosas y brechas atravesadas por diques. Una colada andesítica tiene edad K/Ar a  $0,5 \pm 0,075$  m.a. (Bellon y Tournon, 1978)

Los volcanes vecinos Irazú y Turrialba forman el más importante macizo de la América Central meridional, que cubre 1 500 km<sup>2</sup> y culmina a 3 432 m.

El **Irazú** (3 432 m) es un estratovolcán en escudo de evolución compleja. La morfología e historia del volcán Irazú han sido objeto de numerosos estudios (Tristán, 1922; Murata *et al.*, 1966; Krushensky y Escalante, 1967; Krushensky, 1972; Alvarado, 1993). En su cima se abre una depresión "caldérica" (Playa Hermosa) donde se encuentran dos cráteres profundos: al este el Diego de la Haya, y el Cráter Activo. La última actividad efusiva tuvo lugar en las laderas del sur a partir de un grupo de conos estrombolianos localizados a 1 500 m de altura. Entre ellos se destaca el Cerro Pasquí con cráter abierto. Estos focos emitieron coladas de basaltos y de andesitas basálticas (colada de Cervantes), de superficie irregular, que llegaron hasta el Río Reventazón (Krushensky, 1972). Se les asignó una edad a 23 000 años por el método del desequilibrio <sup>238</sup>U/<sup>230</sup>Th (Allègre y Condomines, 1976) y de 14 000 años por <sup>14</sup>C (Murata *et al.*, 1966).

Las erupciones históricas del Irazú han sido del tipo freático, freatomagmático y estromboliano, con emisión de cenizas y bombas juveniles. La más antigua erupción histórica ocurrió en 1723 y fue descrita con cierta precisión por el gobernador Diego de la Haya (in Alvarado, 1989). Varias erupciones fueron reportadas en el siglo XIX (Montessus de Ballore, 1888; Mooser *et al.*, 1958) aunque son muy dudosas (Alvarado, 1993). En cambio durante el presente siglo sí ha estado muy activo (Tristán, 1922; Alvarado, 1993). Las erupciones más

famosas freatomagmáticas tuvieron lugar en el período 1963-1965 (Murata *et al.*, 1966). Consistieron en importantes columnas de cenizas, cuyas caídas devastaron 100 km<sup>2</sup>. También fueron emitidas bombas juveniles basáltico-andesíticas. Algunos lahares destructores bajaron por la ladera sur, llegando hasta la ciudad de Cartago. Después de esta crisis, una laguna ocupó esporádicamente el cráter activo, en especial en 1969-1972, 1984, 1992-1996. En los últimos años, la actividad se reduce a fumarolas en las laderas norte del cráter activo.

El **Turrialba** es un estratovolcán hermano del Irazú, de similar dimensión, que culmina a 3 344 m. Se desarrolló sobre un basamento de sedimentos eocénicos hasta miocénicos y coladas de basaltos alcalinos pliocénicos que afloran hasta la altura de 1 100 m. En la cima se levanta un cono regular de 600 m de alto, al interior del cual se abre un cráter elíptico de 1,5 km de longitud en su eje mayor. En esta estructura se encuentran tres cráteres, el más occidental tuvo actividad histórica. En la ladera norte se abren estructuras en herradura, vestigios de calderas o circos de erosión. Como en el caso del Irazú, largas coladas lávicas se derramaron hacia el sur hasta el Río Reventazón y hacia el norte hasta las llanuras de Tortuguero. Las coladas más recientes se derramaron hacia el sur y el norte.

El Turrialba tuvo erupciones en los años 1864-1866 (Mooser *et al.*, 1958). Estas fueron posiblemente freatomagmáticas con emisión de lapilli. En el presente se encuentran fumarolas en los cráteres cuspidales.

El **Valle Central** es una depresión intermontana de relleno volcánico cuaternario, situada entre la Cordillera Central y la extremidad norte de la Cordillera de Talamanca (cerros de Escazú). La sucesión volcánica empieza con coladas andesíti-

cas (Lavas Intracañón, Williams, 1952), posiblemente del Pleistoceno Inferior (datación K/Ar a  $1 \pm 0,15$  m.a., Bellon y Tournon, 1978). Luego yacen las ignimbritas (véase sección  $\alpha 8$ ), las cuales están recubiertas por coladas lávicas, depósitos de lahares y de cenizas.

La petrología de los volcanes de la Cordillera Central es compleja (Kusssmaul *et al.*, 1994). Ha sido objeto de estudios geoquímicos (Montigny *et al.*, 1969; Cheminée, 1973; Thorpe *et al.* 1979; Tournon, 1983; Feigenson y Carr, 1986; Millionis, 1987; Carr *et al.*, 1990; Malavassi, 1991) y mineralógicos (Tournon, 1984). Estudios específicos conciernen el Platanar (Alvarado y Carr, 1993), el Poás (Thorpe *et al.*, 1981; Prosser y Carr, 1987; Cigolini *et al.*, 1991), el Irazú (Alvarado, 1993) y el Turrialba (Reagan y Gill, 1989).

El Poás tiene asociaciones lávicas heterogéneas: escasos basaltos con olivino magnésico (Fo 87), basaltos y andesitas básicas ricas en plagioclasa y con olivino ferroso (Fo 70), y andesitas, las más abundantes. El Poás se destaca de los demás estratovolcanes por la abundancia de las andesitas aféricas. Se distinguieron tres grupos lávicos, distintos por sus composiciones (Prosser y Carr, 1987): 1) serie rica en Al; 2) serie rica en K y Ti; 3) serie intermedia representada por las lavas de la cima.

Como en el Poás, las lavas del Platanar se reparten en dos grupos: una serie calcoalcalina con contenidos "normales" en K ("medium-K andesites"), semejantes a las de la Cordillera de Guanacaste y lavas ricas en álcalis (Alvarado y Carr, 1993). Los estratovolcanes más orientales, Barva, Irazú y Turrialba, se caracterizan por lavas ricas en K y abundancia de los basaltos.

La serie del Irazú comprende: 1) basaltos (SiO<sub>2</sub>: 50-52%) con olivino (centro fenocristales: Fo 90-87); 2) andesitas básicas (SiO<sub>2</sub>: 52-56%), las más frecuentes, con

olivino (Fo 87-71) y dos piroxenos; 3) andesitas con grandes fenocristales de plagioclasa, dos piroxenos y a veces anfíbol y biotita; 4) dacitas representadas en unidades piroclásticas.

Todas las lavas del Irazú son ricas en elementos incompatibles. Se distinguen una serie rica en K ("high-K andesites") y una serie muy rica en K (Alvarado, 1993).

En el Turrialba se encuentran una serie rica en K y un grupo de basaltos ricos en Nb (Reagan y Gill, 1989).

## $\alpha 9'$ Centros eruptivos menores (situados antes de los estratovolcanes)

Se han figurado pequeños centros volcánicos localizados al frente de los estratovolcanes de la Cordillera de Guanacaste, en el área de Cañas (Cerros Chopo y Corobici). El Cerro Anunciación (Chopo) es un cono estromboliano de 100 m de altura, compuesto de lapilli y bombas basálticas (Mora, 1977). Este volcán emitió una colada de basalto olivínico (Tournon, 1984). La buena preservación de este cono sugiere una edad reciente. Otros afloramientos basálticos y andesíticos basálticos, se encuentran en el área y parecen corresponder con una actividad volcánica similar (Chiesa *et al.*, 1994).

## Magmatismo alcalino del Plio-Cuaternario

### $\beta 4c$ Volcanismo de la Isla del Coco

La Isla del Coco (5°33'N, 87°03'W), situada sobre la dorsal asísmica del Coco, culmina a 600 m sobre el nivel del mar. Está constituida por coladas de lavas y rocas piroclásticas (Chubb, 1933; McBirney y Williams, 1969; Malavassi, 1982). Se distinguen una unidad inferior de coladas ba-

sálticas, una unidad piroclástica con domos de traquitas y una unidad superior de coladas de hawaiitas. El conjunto corresponde a una serie diferenciada con basaltos olivínicos, hawaiitas, mugearitas, benmoreitas y traquitas.

Las composiciones en elementos mayores y en trazas, así como las relaciones isotópicas son características de series alcalinas de islas oceánicas (Castillo *et al.*, 1988).

Dataciones K/Ar dieron edades entre 2,4 y 1,9 m.a. (Dalrympe y Cox, 1968; Bellon *et al.*, 1983).

## $\delta 6$ Intrusivos

En 1896, Wolff describió una teralita recolectada durante la construcción del ferrocarril de Puerto Limón a San José. Posiblemente fue la primera roca de Costa Rica estudiada en sección delgada. Luego se describió en el tratado de Johannsen (1937) como teralita tipo. Abundantes intrusiones alcalinas ocurren entre los Ríos Reventazón y Pacuare (Azambre y Tournon, 1977). Se trata de diques y de sills intrusivos en sedimentos Oligoceno Superior-Mioceno Inferior y en un complejo basáltico pre-Eoceno Superior.

La mayoría de los filones son poco diferenciados y están constituidos de teschenitas con olivino poco abundante, clinopiroxeno, plagioclasa, analcima, titanomagnetita, anfíbol, biotita, apatito. La nefelina y la hauyna son escasas. Unos sills, cuyo espesor puede alcanzar casi los 50 m (San Antonio de Pascua), están diferenciados: teschenitas con olivino o sin él, monzonitas analcímicas y sienitas analcímicas. Las facies leucráticas pueden tener estructuras pegmatíticas vesiculadas, con los siguientes minerales en proporción variable: clinopiroxeno, plagioclasa, feldspato sodi-potásico, analcima, anfíbol (kaersutita), biotita, acmita titanífera. La heterogeneidad de estos sills no parece ser el

resultado de una diferenciación *in situ*, sino del emplazamiento sucesivo de líquidos ya diferenciados (Gargantini, 1993; Luoni, 1993). Un sill fue datado en 4,6 m.a. (método K/Ar), edad similar a la de los basaltos alcalinos presentes en la zona (Cassell, 1986; Bellon y Tournon, 1978).

## β4 Volcanismo basáltico del Plioceno

### Vertiente del Caribe

Basaltos alcalinos ocurren en la vertiente caribeña de la Cordillera de Talamanca entre el volcán Turrialba y la Fila de Matama (Tournon, 1972, 1984; Stack, 1991). Se trata de coladas que se derramaron sobre los sedimentos terciarios. Pueden estar recubiertas por coladas andesíticas Cuaternarias (volcán Turrialba) o conglomerados Plio-Pleistocenos. Los apilamientos de coladas pueden alcanzar 250 m de espesor. Así el Río Pacuare corta una pila de 29 coladas cuyos espesores varían entre 1 y 20 m (sitio presa de Siquirres, ICE). Se trata de basaltos y basanitas analcímicas con fenocristales de olivino y piroxeno. Un filón está constituido por nefelinitas y limburgitas (Río Chirripó).

Se desconoce la existencia de lavas diferenciadas. Las lavas pueden tener dos tipos de enclaves ultramáficos: cumulos piroxénicos y escasas peridotitas (Iherzolitas). Las texturas de las Iherzolitas, así como la composición de los minerales, son características de peridotitas mantélicas.

Datos K/Ar, entre 5,2 y 4,6 m.a., sugieren edades del Plioceno Inferior (Bellon y Tournon, 1978).

### Montes del Aguacate

En el curso del Río Grande, puente La Garita, aflora una basanita analcímica (Weyl 1969), única lava alcalina conocida hasta el momento en el área.

Un dato K/Ar indica una edad Pliocénica ( $2,8 \pm 0,4$  m.a.; Bellon y Tournon, 1978).

## β5k Volcanismo basáltico potásico

Una lava leucítica ocurre en el Cerro Mercedes ubicado en el norte del país, cerca de la frontera con Nicaragua (Vargas y Alfaro, 1992). Se trata de una leucitita con fenocristales de olivino en una pasta constituida por leucita idiomorfa, piroxeno y titanomagnetita. Es el único ejemplo de volcanismo alcalino potásico Cenozoico conocido en Costa Rica. Esta lava contiene xenolitos mantélicos (Iherzolitas).

## β5 Volcanismo del Cuaternario

Volcanismos alcalinos cuaternarios ocurren en dos áreas en el piedemonte de los estratovolcanes cuaternarios: Llanuras de Tortuguero y San Carlos.

### Llanuras de Tortuguero

Las lomas que emergen de los pantanos están constituidas por coladas de basaltos alcalinos (Lomas de Sierpe, Loma El Coronel). Se trata de basaltos y basanitas analcímicas (Tournon, 1972; Wadge y Wooden, 1982). Facies ricas en fenocristales de piroxenos (ankaramitas) ocurren en Loma El Coronel. Por la costa de Tortuguero se eleva un cono piroclástico de 100 m de alto.

Un dato K/Ar (Loma El Coronel) indica una edad a  $1,2 \pm 0,4$  m.a. (Bellon y Tournon, 1978), mientras que la preservación de un cono piroclástico sugiere una edad cuaternaria tardía para el volcán de Tortuguero.

### San Carlos

Al pie del estratovolcán Platanar (Cordillera Central) se eleva un alineamiento N-S de

nueve conos estrombolianos de unos 100 m de alto, compuestos de lapilli y bombas sueltas (Tournon, 1980). El volcán Juan Murillo tiene un cráter erosionado. Coladas

cortas ocurren en Loma Morera y Pital. Las rocas son basaltos alcalinos con débil subsaturación en sílice (Tournon, 1984; Malavassi, 1991; Alvarado y Carr, 1993).

# Sedimentario

## JC Jurásico-Cretácico

### Península de Santa Elena

La unidad autóctona, volcánica y sedimentaria, aflora en ventanas tectónicas en el valle de Potrero Grande y a lo largo de la costa sur.

### Valle de Potrero Grande

La serie comprende radiolaritas rojas, "cherts" grises y verdes, tufitas con poleas Cretácicas y escasos basaltos en almohadillas. Se determinaron usando radiolarios las siguientes edades:

- Calloviano-Oxfordiano (*Bernoullius dicera*, *B. sp.*, De Wever *et al.*, 1985)
- Neocomiano-Barremiano (*Syringocapsa rotunda*, *Thanarla conica*; De Wever *et al.*, 1985)
- Cenomaniano (*Archaeospongoprimum cortinaensis*, *Holocryptocamium barbui*, *H. tuberculatum*, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala*, *Thanarla elegantissima*, *T. veneta*, *Quinquecap-sularia spinosa*; Schmidt-Effing, 1980)

### Costa suroeste

La unidad autóctona aflora en dos ventanas tectónicas (entre Playa Guarumo y Playa Carrizal, y frente a la Isla Pelada). Al oeste, afloran doleritas, esquistos grises, radiolaritas y basaltos en almohadillas. Se determinó una asociación del Valanginiano-Albiano Inf. con *Pantanellium lanceola*, *Pseudodictyomitra lodogaensis* (De Wever *et al.*, 1985).

Frente a la Isla Pelada, aparece una serie isoclinal subvertical de más de 1 km de espesor, de dirección N-S a NE-SW. Comprende al oeste y al este alternancias de radiolaritas rojas, "cherts" grises y numero-

sos bancos de brechas radiolaríticas. La sección central es una espesa sucesión rítmica de radiolaritas en bancos cortados por sills de basaltos y contiene las rocas más antiguas conocidas en Costa Rica, del Lías-Dogger Inf. (posiblemente del Lías Medio) con la asociación de radiolarios: *Gigi fustis*, *G. sp.*, *Gorgansium sp.*, *Jacus anatiformis*, *Palaeosatunalis sp.*, *Protopsiium libidonosum*, *Saitoum keki*, *Triactoma sp.* (De Wever *et al.*, 1985). Las brechas radiolaríticas tienen especies del Albiano (oeste) y del Barremiano-Cenomaniano (este), con especies retrabajadas del Jurásico Superior y del Berriasiano-Hauteriviano. Esta sucesión sugiere una estructura anticlinal.

### Península de Nicoya

Se representaron los afloramientos más extensos de sedimentos pre-campanianos o sea la parte sedimentaria del "Complejo de Nicoya", *sensu* Dengo (1962). Los índices en el mapa marcan edades determinadas por datos paleontológicos.

Los sedimentos Pre-Campanianos afloran principalmente en el norte de la península, en los alrededores de Sardinal y en un área más extensa entre Cartagena, Brasilito y Tamarindo. En el centro y sur de la península, son escasos y se trata frecuentemente de delgados niveles o de xenolitos dentro de los basaltos. Los sedimentos son en su mayor parte radiolaritas. Se encuentran también "cherts" pobremente estratificados de color gris, amarillo o varicolores, esquistos bituminosos (área de Carmona), escasas calizas silíceas. Las radiolaritas, de color rojo, están en niveles centimétricos (promedio de 10 cm) alternando con delgados niveles arcillosos ricos en illita. Estas alternancias rítmicas sufrieron deformaciones sinsedimentarias

("slumps"). El espesor total, del Calloviano hasta el Santoniano no se conoce con precisión. Las series pueden estar muy condensadas, así por ejemplo una sección de 10 m de espesor (El Francés de Sardinal) comprende niveles del Hauteriviano hasta el Cenomaniano.

Las radiolaritas están constituidas por un 90% de sílice (cuarzo y calcedonia). Los contenidos en Fe y Mn son variables, mientras que los demás elementos varían poco (Hein *et al.*, 1983; Gursky, 1988, 1989). El ambiente de depositación se interpretó como de océano abierto (Gursky, 1988), o al contrario como de cuenca próxima a una margen continental o a un arco insular (Hein *et al.*, 1983). Mineralizaciones de manganeso ocurren en forma estratiforme o en vetas y más escasamente en nódulos intercalados entre niveles radiolaríticos (Kuijpers y Denyer, 1979; Halbach *et al.*, 1992).

La estructura de las series radiolaríticas tiene varias interpretaciones: mélange y prismas de acresión (Galli, 1979), yuxtaposición de bloques (Hein *et al.*, 1983), xenolitos (Schmidt-Effing, 1979), conjunto isoclinal (Kuijpers, 1980, Gursky, 1986). Se propusieron también superposiciones por corrimientos entre una "Unidad Matapalo" o "Unidad Inferior" (Jurásico-Cenomaniano) y una "Unidad Esperanza" o "Unidad Superior" (Cenomaniano-Santoniano; Kuijpers, 1980; Bourgois *et al.*, 1984; Baumgartner, 1984).

## Cronología

Asociaciones de radiolarios permitieron establecer una cronología del Jurásico Medio hasta el Cretácico Superior (Galli, 1977; Schmidt-Effing, 1979; Baumgartner, 1984). Son excepcionales los hallazgos de otros grupos: foraminíferos, amonitas.

**Calloviano** o anterior, oratorio de Cartagena (Baumgartner) *Unuma echinatus*,

*Stichocapsa japonica*, *Tricolocapsa plicarum*, *T. fusiformis*, *Cyrtocapsa mastoidea*.

**Calloviano Sup.-Oxfordiano Inf.** Huacas (Baumgartner). *Mirifusus guadalupensis*, *Podobursa helvetica*, *Tricolocapsa plicarum*, *Theocapsomma cordis*

**Jurásico Sup.** N. Sardinal (Baumgartner). *Mirifusus mediodilatatus*, *Triactoma blakei*.

**Titoniano-Berriasiano** Brasilito-Punta Conchal (Galli). *Parvicingula* sp., *Pantanelium riedeli*, *P. n* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Pseudodictyomitra* sp.

**Titoniano-Valanginiano** Playa Conchal, Playa Real (Schmidt-Effing). *Parvicingula* cf. *hsui*, *Praeconocaryomma* cf. *magnimamma*, *Mirifusus mediodilatatus*, *Sphaerostylus lanceola*, *Ecyrtidium ptyctum*.

**Valanginiano Sup.-Barremiano Inf.** Playa Real (Baumgartner). *Cecrops septemporatus*, *Sethocapsa uterculus*, *Pseudodictyomitra leptoconica*, *P. carpatica*.

**Hauteriviano-Aptiano** El Francés de Sardinal (Baumgartner). *Pseudodictyomitra carpatica*, *P. leptoconica*, *Eucyrtis tenuis*, *Acaeniotyle umbilicata*, *Spongodiscus renillaeformis*, *Thanarla elegantissima*.

**Albiano Inf.** Esquistos bituminosos de Loma Chumico, Carmona. Amonita género *Neokentroceras* (Azéma *et al.*, 1979).

**Albiano Sup.-Cenomaniano** El Francés de Sardinal (Baumgartner). *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala*, *Parvicingula tekshaensis*.

**Cenomaniano Sup.-Turoniano** cemento inter-almohadilla, Playa Montezuma. Foraminífero: *Rugoglobigerina prehelvetica* (determinó J. Sigal).

**Santoniano** Punta Gorda, Matambú, Belén, Curial (Baumgartner). *Dictyomitra duodecimcosta*, *Alievum praegallowayi*, *A. gallowayi*, *Pseudoaulophacus lenticulatus*.

## C8 Campaniano-Maastrichtiano

El Cretácico Tardío, así como el basamento pre-Campaniano ("Complejo de Nicoya") se conoce exclusivamente en la margen pacífica del país. Sin embargo, se distinguen dos áreas contrastadas: 1) norte de Costa Rica (Penínsulas de Santa Elena y Nicoya), 2) centro y sur de Costa Rica.

En la primer área, los sedimentos del Campaniano-Maastrichtiano forman una cobertura discordante sobre el alóctono ultrabásico de Santa Elena y el basamento basáltico-radiolarítico de la Península de Nicoya y de la cuenca del Tempisque. Se trata de calizas pelágicas, lutitas silíceas y series detríticas con facies de turbiditas. Los clastos evidencian fuentes volcánicas andesíticas (Tournon, 1984; Lundberg, 1991).

En el norte de esa área, la presencia de arrecifes y conglomerados sugiere una emersión. En cambio, en el centro y sur de Costa Rica, los sedimentos del Campaniano-Maastrichtiano acompañan y sobreyacen a los espesos conjuntos basálticos submarinos.

### Santa Elena

La cobertura de la unidad alóctona de Santa Elena empieza con calizas arrecifales con rudistas, nerineas y corales. Niveles conglomeráticos contienen cantos de serpentininas. La presencia de grandes foraminíferos indica el Campaniano-Maastrichtiano (*Sulcorbitoides pardoii*, *Pseudorbitoides israelskii*, *S. trechmanni*, *Sulcoperculina dickersoni*).

La serie continúa con brechas, margas y calizas pelágicas (Bahía Santa Elena), donde se identificó *Globotruncana calcarata* (Di Marco, 1994).

### Norte de la península de Nicoya y cuenca del Tempisque

La cobertura de los basaltos ("Complejo de Nicoya") comprende calizas arrecifales con rudistas (El Viejo, Bahía Culebra), conglomerados continentales con cantos basálticos (Formación Barbudal, Rivier, 1983). La serie continúa con una espesa (800-1 000 m) sucesión de lutitas, areniscas y calcilitas (Formación Rivas). La macrofauna consiste en inoceramus, erizos (micraster), rudistas y amonites del género *Pseudokosmaticeras* (Schmidt-Effing, 1974). Se identificó el Campaniano Superior-Maastrichtiano Inferior (*Globotruncana calcarata*, *G. stratiformis*, *G. lapparenti*) y el Maastrichtiano Medio-Superior (*Globotruncana ganseri*, *G. contusa*, *G. gagnebini*, Rivier, 1983).

### Centro de la Península de Nicoya

En los alrededores de Nicoya, el basamento está sobreyacido por una serie (200 m) de lutitas silíceas y "ftanitas" (Formación Sabana Grande; Dengo, 1962), luego por una espesa sedimentación rítmica de areniscas (F. Rivas) en parte del Cretácico Tardío (*Sulcorbitoides pardoii*, *Sulcoperculina dickersoni*).

Más al sur, en Pilas Blancas (cuenca del Río Nosara), y al sueste de Carmona, afloran calizas pelágicas con *Globotruncana*.

### Cuenca de Sámara y costa sureste de la Península de Nicoya

Sobre el basamento basáltico yacen brechas con componentes de basaltos y de radiolaritas (brecha Puerto Carrillo). Siguen espesas series (localmente más de 2 000 m) con calizas pelágicas, calcilitas y areniscas a facies de turbiditas. Los niveles

calcareos tienen ricas asociaciones de *Globotruncana* del Campaniano Superior-Maastrichtiano (Schmidt-Effing, 1979; Baumgartner *et al.*, 1984).

## Costa Rica Central

Calizas con *Globotruncana* ocurren entre coladas o como cemento inter-almohadillas en el conjunto basáltico de Costa Rica Central (véase sección β3). Al norte de Punta Judas afloran calizas con microfau- nas del Senoniano Superior.

## Area de Golfito y Península de Burica

Calizas pelágicas afloran en los alrededores de Golfito (Formación Golfito) y fueron interpretadas como la cobertura sedimentaria del basamento basáltico (Dengo, 1962; Henningsen, 1966). Esa formación sedimentaria, contemporánea a la actividad efusiva, es del Campaniano Superior (Zona a *Globotruncana calcarata*) al Maastrichtiano Medio (Zona a *G. gansseri*, Obando, 1986; Di Marco, 1994). La secuencia empieza con calizas (presencia de *Globotruncana calcarata*, *G. struartiformis*) como cemento inter-almohadillas e intercalaciones entre coladas de basalto; luego suceden calizas pelágicas con alternaciones de niveles detríticos (con clastos basálticos y de cuarzo) y tufitas donde se intercalan espesas coladas basálticas. Filones e intrusiones de doleritas cortan los sedimentos. En la península de Burica, los niveles de radiolaritas intercaladas entre coladas basálticas, tienen microfauna del Campaniano (Di Marco, 1994).

## Ts Terciario indiferenciado

Se agruparon con un mismo color formaciones de edad incierta y áreas donde afloran en su mayoría formaciones sedi-

mentarias, pero cuya posición estratigráfica es dudosa o se desconoce por completo.

## Formación Barra Honda

La Formación Barra Honda aflora en la cuenca del Tempisque, Provincia de Guanacaste. Se trata de calizas arrecifales que forman biohermos y biostromos sub-horizontales con espesores de 30 m hasta más de 250 m. Al oeste del Río Tempisque, los arrecifes coronan los cerros con formas elípticas que simulan atolones, y yacen en discordancia sobre las turbiditas plegadas de la Formación Rivas (Campaniano-Maastrichtiano). Las calizas son construcciones de algas (coralináceas, dasycladáceas). Tienen ostracodos, erizos y foraminíferos recristalizados. La Formación Barra Honda no está recubierta por otra formación y presenta una morfología kárstica. Las cuevas de Barra Honda son las más importantes conocidas en el país (Mora, 1981). La edad de la Formación Barra Honda permanece incierta por falta de hallazgo de microfauna característica que con seguridad no esté retrabajada. Yace sobre el Cretácico Tardío (oeste del Río Tempisque), el Paleoceno y el Eoceno Medio (este del Tempisque; Rivier, 1983). Se ha atribuido al Senoniano (Calvo, 1987), y al Dano-Montiano (Dengo, 1962). Esas edades implicarían que la formación Barra Honda es una unidad alóctona. En cambio, se propusieron edades posteriores al Eoceno Medio, Oligoceno o Mioceno (Mora, 1981; Rivier, 1983).

## Las Marías

Al oeste de Upala (norte del país), los cerros Las Marías están constituidos por un conjunto sedimentario plegado. Se trata de formaciones bien estratificadas, volcánoclasticas. Los clastos, cristales y vidrio, sugieren una fuente volcánica andesíticadacítica. La dirección estructural es NO-SE, diferente a las direcciones de las

series aflorando por la costa pacífica (Santa Elena, Descartes). El hallazgo de una fauna de moluscos mal conservada no permitió precisar la edad de esas formaciones.

## Talamanca

Exploraciones con fines económicos evidenciaron la importancia de las formaciones sedimentarias en la Cordillera de Talamanca. Sus límites, así como sus edades, permanecen, en su mayor parte, desconocidos.

## M Melange

### Península de Osa e Isla del Caño

En la mayor parte de la Península de Osa, aflora una espesa serie detrítica marina del Plioceno-Pleistoceno. Sin embargo, por la costa y al fondo de los valles, aparece un basamento. Fue interpretado como "Complejo de Nicoya", es decir como basamento "oceánico" mesozoico, luego como "Complejo Ofiolítico de Nicoya" (Berrangé y Thorpe, 1988). Se trata de un complejo heterogéneo, fuertemente tectonizado, compuesto de rocas sedimentarias (lutitas, areniscas, cherts, radiolaritas, calizas de plataforma y pélagicas) y de rocas magmáticas (basaltos, doleritas, gabros). La presencia de rocas sedimentarias terciarias indica que este basamento no puede corresponder con un equivalente lateral del "Complejo de Nicoya", *sensu* Dengo (1962). Así, en Bahía Drake, ocurren radiolaritas rojas con una rica fauna de radiolarios del Eoceno Medio, y calizas de plataforma con grandes foraminíferos de la misma edad (Azéma *et al.*, 1983). Luego, este conjunto fue interpretado como melange, separado por una falla subvertical de los complejos basálticos del norte de la península (Di Marco,

1994; Di Marco *et al.*, 1995). Estos autores distinguen una parte autóctona o matriz, y bloques exóticos cuyos tamaños pueden alcanzar varios cientos de metros. Los mecanismos responsables del melange serían sedimentarios (olitostromo) y tectónicos. Así, la presencia de calizas con grandes foraminíferos en una matriz lutítica con bloques de radiolaritas, podría corresponder con el derrumbamiento de una plataforma en un medio profundo. Los mecanismos tectónicos se evidencian por la frecuencia de deformaciones intensas, dúctiles o cizalladas, observadas en la matriz y los bloques.

Di Marco *et al.* (1995) distinguen varias unidades. En el norte, la "Unidad San Pedrillo" contiene, en una matriz de lutitas y limonitas o síliceas y de cherts, bloques de radiolaritas (a veces intruidos por filones de doleritas), calizas pélagicas o de plataforma. Entre los bloques, se determinaron con microfaunas: el Cretácico Inferior (radiolarario *Thanarla conica*, det. De Wever, in Tournon, 1984), el Maastrichtiano, el Eoceno Medio y Superior, el Oligoceno (Azéma *et al.*, 1983; Di Marco, 1994). Los bloques de rocas magmáticas son a menudo abundantes: basaltos masivos o en almohadillas con cemento calcáreo paleógeno, doleritas y gabros. Entre las lavas, se notan algunos basaltos alcalinos (Tournon, 1984).

En el sur de la península, se distinguen las unidades "Salsipuedes" y "Cabo Matapalo". La matriz se compone de lutitas, grauvacas y areniscas. Los bloques son calizas pelágicas donde se determinaron faunas del Paleoceno (Azéma *et al.*, 1981), del Eoceno Medio Superior y del Mioceno Medio (presencia de *Orbulina universa*), basaltos y doleritas (Di Marco, 1994). En la Isla del Caño ocurre una formación caótica con bloques del Eoceno (Baumgartner, com. pers.).

Los melanges de la Península de Osa y de la Isla del Caño se interpretan como un prisma de acreción (Di Marco *et al.*, 1995).

## e Paleoceno -Eoceno

En la vertiente caribeña de Costa Rica no se conoce el Cretácico Superior calcáreo o volcánico presente en la vecina provincia panameña de Bocas del Toro. Los sedimentos más antiguos conocidos en la zona afloran por el Río Lari (Fischer y Pessagno, 1965). Se trata de un conjunto plegado de calizas con intercalaciones de niveles tobáceos y de coladas basálticas. Las microfaunas se asignan al Paleoceno-Eoceno Medio.

## e<sub>1</sub> Paleoceno

El Paleoceno ha sido identificado en varias cuencas de la margen pacífica de Costa Rica. En el norte del país se trata de espesas series detríticas como facies de turbiditas, generalmente interpretadas como formaciones de talud. La abundancia de clastos volcánicos sugiere la proximidad de un arco volcánico. A menudo, las facies se parecen al Cretácico Tardío (Formación Rivas) y al Eoceno Inferior-Medio (Formación Brito), de tal manera que los límites del Paleoceno son difíciles de trazar. En la margen del Pacífico sur, el Paleoceno presenta condiciones de depósitos contrastadas según las áreas: turbiditas con clastos volcánicos andesíticos o ácidos en Golfito, calizas pelágicas (península de Burica), a veces asociadas con basaltos en almohadillas (Quepos). En Costa Rica Central y en las vertientes del Caribe, no se han descrito microfaunas paleocénicas. Sin embargo, las series de basaltos en almohadillas de Costa Rica Central tienen intercalaciones de calizas pelágicas. Algunas tienen microfaunas (globotruncanas) del Cretácico Tardío. Otros niveles calcáreos carecen de globotruncanas, pero tienen globigerinidae, y

posiblemente pertenecen al Paleógeno Temprano. La única localidad de la vertiente caribe, donde posibles sedimentos paleocénicos han sido descritos, es la sección del Río Lari, Baja Talamanca.

## Margen pacífica norte

### Cuenca Santa Elena-Descartes

En la parte norte de la Península de Santa Elena, una espesa serie detrítica paleógena (varios kilómetros de espesor) sucede a la sedimentación de calizas y calcilitas del Cretácico Tardío. Son areniscas tobáceas, con facies de turbiditas. Los clastos (plagioclasa zonada, piroxenos, anfíbol pardo y cuarzo) sugieren origen volcánico del tipo andesítico-dacítico. Incluye en su base (Playa Blanca) el Daniano (*Morovozela angulata*) y el Thanetiano (asociación con *Morovozela velascoensis*, *Globorotalia ehrenbergi*, *Subbotina triloculinoidea*). Al sur de la península afloran niveles del Paleoceno Inferior, mientras que en la Isla Cocinero (Islas Murciélagos) aparecen cantos calcáreos del Daniano (Azéma *et al.*, 1981)

### Sur de la Península de Nicoya

Se atribuye al Paleoceno una espesa (500 m hasta casi 2 000 m) serie turbidítica que sobreyace el Cretácico Tardío (Formación Barco Quebrado, Baumgartner *et al.*, 1984).

En la cuenca de Sámara, su término superior comprende conglomerados con cantos de andesitas (Punta Indio). Estas secuencias turbidíticas están bien representadas a lo largo de las costas sureste de la Península de Nicoya (Formación Curú, áreas de Cabo Blanco y de Paquera). Se han identificado nanofósiles paleocénicos (Lundberg, 1982). Sin embargo, estas formaciones abarcan la transición Cretácico-Terciario y posiblemente incluyen el Eoceno en su miembro superior.

## Cuenca del Tempisque

El Cretácico tardío (Campaniano-Maastrichtiano) está representado por una espesa serie detrítica (Formación Rivas), cuyo miembro superior abarca el Paleoceno. La transición Cretácico-Terciario se nota por la desaparición de *Globotruncana* y la aparición de *Globorotalia* (*G. angulata*, *G. trinadense*, *G. pseudobulloides*, *G. uncinata*, Rivier, 1983). Un conglomerado, de unos 500 m de espesor, se ha atribuido al Paleoceno Medio-Superior (Formación Cerco de Piedra, Rivier, 1983). Los cantos son calizas, "cherts" y en su mayor parte andesitas que atestiguan la proximidad de un arco volcánico.

## Margen pacífica sur

### Quepos

El paleoceno empieza con coladas de basaltos en almohadillas (Playa Espadilla) cuya matriz calcárea contiene microfauna del Daniano (*Subbotina pseudobulloides*). En Punta Quepos y en el muelle de Quepos las calizas pelágicas tienen microfaunas de edades Daniano-Montiano y Thanetiano-Ypresiano inferior (Azéma *et al.*, 1979).

### Golfito y Osa

En el área de Golfito, una unidad de lutitas a facies de turbiditas, que descansa sobre el Cretácico Tardío, incluye niveles brechosos y raros niveles calcáreos (Formación Quebrada Achiote, Di Marco, 1994). La presencia entre los clastos de vidrio volcánico y de cuarzo sugieren que la fuente fue un volcanismo explosivo de tipo arco. Niveles calcáreos contienen microfaunas del Paleoceno Inferior-Medio (Di Marco, 1994).

En el melange de la península de Osa (Di Marco 1994), ocurren calizas pelágicas con ricas microfaunas que corresponden con el Daniano Superior-Thanetiano Infe-

rior (*Subbotina pseudobulloides*, *S. trinadensis*, *S. triloculinooides*, *Globorotalia compressa*) (Azéma *et al.*, 1981).

## Península de Burica

Sobre el basamento basáltico de la Península de Burica yace una serie Paleocénica con *Morovezella velascoensis*, *Ranikothalia* (quebradas Mangle y la Vaca) (Obando, 1986; Di Marco, 1994). Consiste en calizas silíceas, calciturbiditas, y calizas neríticas retrabajadas. Este Paleoceno difiere del Paleoceno presente en Golfito y se interpreta como un depósito de "seamount" (Di Marco, 1994).

## e2 Eoceno

El Eoceno se puede dividir en dos ciclos contrastados de depósitos: sedimentación en su mayor parte detrítica durante el Eoceno Inferior y Medio, mientras que el Eoceno Superior está representado por calizas de plataforma en una gran parte del país.

En la margen pacífica norte, la sedimentación detrítica continúa la del Paleoceno de tal manera que, a menudo, no se puede trazar un límite preciso entre el Eoceno Inferior y el Paleoceno. La extensión de las plataformas carbonatadas caracteriza al Eoceno Superior. En la Península de Osa aparecen facies no conocidas en el resto del país.

## Santa Elena-Descartes- Cuenca del Tempisque

El Eoceno, detrítico, corresponde con la Formación Brito, definida en Nicaragua (Hoffstetter *et al.*, 1960). Al norte de la Península de Santa Elena, el Eoceno está en continuación con el Paleoceno. Consiste en areniscas finas alternando con microconglomerados con plantas y clastos volcánicos (vidrio, andesitas). El Eoceno

Medio y Superior ha sido identificado en Puerto Mora (*Numulites*, *Lepidocycina*, *Rotalia trochidiformis*).

En la cuenca del Tempisque, el Eoceno está en continuación con los conglomerados del Paleoceno (Formación Cerco de Piedra) y alcanza unos 1 200 m de espesor (Rivier, 1983). Hacia el sureste (área de Punta Morales) está recubierto en discordancia por el Mioceno (Denyer, 1988). Consiste en tobas finas alternando con calcarenitas (clastos volcánicos con cemento calcáreo). Una microfauna del Eoceno Inferior ha sido descrita (*Globorotalia formosa formosa* y *formosa gracilis*, *G. aragonensis*; Rivier, 1983).

### Cuenca de Sámara y sur de la Península de Nicoya

La sedimentación eocénica está en continuidad con la paleocénica. Abarca el Eoceno Inferior en Sámara (Formación Buenavista), mientras que alcanza el Eoceno Medio en el extremo sur de la península (Formación Cabo Blanco, Baumgartner *et al.*, 1984).

### San Carlos

A lo largo del Río San Juan aflora una serie detrítica atribuida al Paleoceno-Eoceno (Formación Machuca, Rivier, 1968; Escalante y Astorga, 1994).

### Cordillera de Talamanca

En la parte noroeste de la Cordillera de Talamanca aflora una espesa (>850 m) serie detrítica, la Formación Tuis definida en el área de Turrialba. Consiste en areniscas y conglomerados con clastos volcánicos y se atribuye al Eoceno Medio-Superior (Fernández *et al.*, 1994). Una arenisca rica en plagioclasa y piroxeno (Río Pacuare) contiene *Lepidocyclina macdonaldi* del Eoceno Superior. En la cuenca del Río Chirripó, calcarenitas con

microfaunas del Eoceno inferior yacen sobre basaltos en almohadillas (*Globigerinatheka*, *Globigerapsis*, *Morovozela spinulosa*, det. G. Glaçon). La Formación Tuis posiblemente tenga amplia extensión en la vertiente caribeña de Talamanca. No aflora en la cuenca de Limón, pero sin embargo se ha identificado en varios pozos petroleros (Pizarro, 1993).

### Quepos

Sobre lutitas del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior, yace un olitostromo, la Formación Caótica Punta Quepos, cuyos bloques retrabajados (hasta varios centenas de metros) son basaltos, lutitas y calizas del Cretácico Tardío y Paleoceno (Baumgartner *et al.*, 1984). La serie continúa con turbiditas (Formación Punta Serrucho) la cual contiene una muy rica microfauna atribuida al Eoceno Medio (Azéma *et al.*, 1979) o al Eoceno Superior (Baumgartner *et al.*, 1984).

### Osa

Las facies del Eoceno difieren de lo conocido en el resto del país. En el norte de la Península de Osa (Bloque de Rincón) el Eoceno Inferior y el Eoceno Medio-Superior (presencia de *Clavigerinella* sp.) están representados por calizas pelágicas, como matriz entre lavas almohadilladas o intercalaciones de coladas basálticas (Di Marco *et al.*, 1994).

El melange de Osa (Di Marco, 1994) tiene elementos de litología contrastante (calizas de plataforma, radiolaritas rojas) pero de similar edad, Eoceno Medio (Azéma *et al.*, 1983).

### Las calizas de plataforma del Eoceno Superior

La extensión de plataformas carbonatadas durante el Eoceno Superior es un rasgo

importante en la historia cenozoica de Costa Rica. Sucede en discordancia a la sedimentación detrítica del Paleoceno-Eoceno Medio (sur Península de Nicoya), o sobreyacen directamente sobre un basamento basáltico (Caraigres, Costa Rica Central; Río Pacuare, vertiente caribeña). En la Fila Costeña aparece en una sucesión de escamas tectónicas, sin que se conozca su basamento.

Los espesores varían de 100 hasta 300 m (Mora, 1979). Intercalaciones conglomeráticas con cantos de andesitas ocurren en la vertiente caribeña. Las principales áreas donde se conocen calizas someras con faunas de grandes foraminíferos del Eoceno Superior son: Junquillal (área de Punta Descartes), el sur de la Península de Nicoya (Punta Cueva), Tárcoles, Caraigres y otras localidades de Costa Rica Central, Damas (Parrita), Fila Costeña (Formación Cajón), área de Turrialba (Formación Las Animas), cuenca del Río Pacuare y posiblemente del Río Chirripó, lado panameño de la Península de Burica. La microfauna es abundante y bien conservada, en especial en macroforaminíferos (Hoffstetter *et al.*, 1960; Malavassi, 1961; Rivier, 1972; Calvo, 1987). En Quebrada Grande, afluente del Río Pacuare, J. Butterlin (com. pers.) determinó la asociación siguiente: *Lepidocyclina pustulosa pustulosa*, *L. pustulosa tobleri*, *L. macdonaldi*, *L. chaperi*, *Asterocyclina* cf. *A. asterica*, *A.* cf. *A. minima*, *Nummulites floridensis*, *Amphistegina* sp.

## O1 Oligoceno

En la margen pacífica se ha individualizado el Oligoceno en las cuencas del sur de la Península de Nicoya y en la vertiente caribeña en la cuenca de Limón. Sin embargo, en Costa Rica Central y en la Fila Costeña se ha identificado el Oligoceno en los términos inferiores de espesas series detríticas (Miembro Tranquerillas de la

Formación Térraba o F. Caraigres) que abarcan el Mioceno (Denyer y Arias, 1991). Estas series se cartografiaron como "Oligo-Mioceno" (Om).

## Sámara y Sur de la Península de Nicoya

En la cuenca de Sámara (Nosara) yacen en discordancia sobre el Eoceno, unos 200 m de calcarenitas (Formación Masachapa). Las microfaunas indican el Oligoceno Tardío (*Miogypsina antillea*, *Heterostegina antillea*, *Lepidocyclina vaughani*, Malavassi, 1961).

Similar formación, pero más espesa, ocurre en el extremo sur de la Península de Nicoya (Río Ario).

## Vertiente del Caribe

El Oligoceno está representado por margas, niveles calcáreos y arrecifales que en el área del Río Pacuare (380 m) contienen microfaunas características (Rivier, 1972). La Formación Senosri definida en Panamá (Hoffstetter *et al.*, 1960) correspondería con este Oligoceno (en Sprechmann, 1984). Sin embargo, los geólogos petroleros atribuyen la Formación Senosri encontrada en pozos (Cuenca de Limón) al Eoceno Superior-Oligoceno (Pizarro 1993). Por otra parte, en varios pozos se ha descrito una Formación Dacli formada de calcarenitas con microfaunas del Oligoceno y que sobreyace a la Formación Senosri (Pizarro, 1993; Fernández *et al.*, 1994).

## Om Oligo-Mioceno

Se han reunido en esta sección espesas series detríticas que constituyen la mayor parte de los afloramientos de las cuencas de Costa Rica Central y Fila Costeña. Incluyen al Oligoceno (Miembro inferior de la Formación Térraba, y el Mioceno Inferior (miembro superior de la F. Térraba). Va-

rias formaciones que ocurren en Costa Rica Central (Formación Pacacua, F. Peña Negra) se han atribuido al Mioceno Inferior o Medio.

Los miembros superiores de dichas formaciones podrían corresponder con equivalentes laterales del Mioceno Medio-Superior, m2-m3 (Formación San Miguel, F. Coris, F. Turrúcares).

### Fila Costeña

La Formación Térraba (Henningsen, 1966; Mora, 1979) consiste en lutitas, areniscas y microconglomerados con facies de turbiditas, que yace sobre las calizas del Eoceno Superior.

El miembro inferior de la Formación Térraba (Unidad Zapote, 1 200 m de espesor) pertenece al Oligoceno (presencia de *Asterocyclina vaughani*), mientras que su miembro superior (Unidad Lagarto), contiene microfaunas del Mioceno Inferior, Aquitaniano-Burdigaliano (*Globigerina foliata*, *G. venezuelana*, *Globigerinoides triloba*, *Globorotaloides sutteri*, *Globorotalia fohsi*, *Boliviana floridiana*; Mora, 1979).

### Costa Rica Central

Al sur del Valle Central, el Miembro Tranquerillas tiene una abundante macrofauna y *Globigerina ciperensis* del Oligoceno (Aguilar, 1978). La Formación Pacacua aflora también en el Sur del Valle Central (Cerro de Escazú), se trata de unos 1 000 m de depósitos detríticos, atribuidos al Mioceno (Denyer y Arias, 1991). El hallazgo de *Praeorbulina glomerosa*, *Orbulina universa*, *Globorotalia siakensis*, indica la presencia del Mioceno Medio (Rivier, 1979). La Formación Peña Negra abarcaría el Mioceno Medio (Denyer y Arias, 1991).

Al este del Valle Central (sur de Cartago) se ha reportado la Formación Pacacua donde se determinó *Globigerinoides sica-*

*nus*, especie de la parte superior del Mioceno Inferior (Berrangé y Whittaker, 1977).

## m Mioceno

### Cerro Chirripó

Una serie sedimentaria ocurre hasta la altura de 3 700 m, en el cerro más alto del país (Calvo, 1987). Son areniscas volcánoclasticas de más de 200 m de espesor con restos de fósiles marinos (moluscos, foraminíferos).

Los estratos están dispuestos horizontalmente o ligeramente inclinados, cortados por fallas normales. La edad de esa serie sedimentaria no se conoce con precisión. Las areniscas están metamorfozadas a cornubianitas en el contacto con el intrusivo, que constituye la cima del Cerro Chirripó.

No se conoce la edad de este intrusivo, sin embargo, en esa parte de la Cordillera de Talamanca, se reportaron edades K/Ar del Mioceno Superior (12-8 m.a.) para varios intrusivos.

Cerca del Cerro de la Muerte, a lo largo de la carretera interamericana (altura de 3 300 m), afloran areniscas con facies similares.

### Cuenca de Limón

Se figuran con dicho índice espesas series plegadas que yacen en concordancia debajo de las areniscas del Mioceno Superior (Formación Río Banano). Se trata en su mayor parte de lutitas azul-verdosas muy espesas (Formación Uscari, Hoffstetter *et al.*, 1960).

Se notan también areniscas, areniscas calcáreas y calizas con grandes foraminíferos (Río Chirripó). Las facies de lutitas abarcan posiblemente el Mioceno Inferior (fauna de moluscos, Hoffstetter *et al.*, 1960), el Mioceno Medio (*Globorotalia foh-*

*si robusta*, *G. praemenardii*, *G. siakensis*, *Praeorbulina glomerosa*) y posiblemente parte de Mioceno Superior (Pizarro, 1987; Collins *et al.*, 1995).

## **m1** Mioceno Inferior

El Mioceno Inferior se ha diferenciado en la Península de Nicoya y el norte de la Cordillera de Talamanca. Ampliamente representado en las cuencas de Costa Rica Central y Fila Costeña se figura junto al Oligoceno con el índice om

### Costa pacífica

En el sur de la Península de Nicoya (Playa Carmen) y en el área de Tárcoles, ocurren areniscas atribuidas al Mioceno Inferior (Mora, 1985; Laurito, 1988).

### Norte Cordillera de Talamanca

En la vertiente caribeña, área de los ríos Pacuare y Reventazón, el Mioceno Inferior está representado por margas y lutitas (Rivier, 1972). Niveles calcáreos localmente sobreyacen directamente basaltos en almohadillas (Quebrada Terciopelo, afluente del Río Pacuare) y tienen microfauna del Mioceno Inferior, Aquitaniano (*Miogypsina antillea*, *Spiroclypeus bullbrookii*, *Heterostegina antillea*, *Lepidocyclina canellei*, Butterlin, com. escrita, 1990).

## **m2 m3** Mioceno Medio-Superior

### Costa pacífica, centro de Costa Rica

El Mioceno Medio-Superior está representado por una sedimentación cíclica de areniscas, conglomerados y arcillitas (Kuijpers, 1979). Las capas están ligeramente inclinadas y tienen 200 m de espesor en el área del Río Barranca (Formación Punta Carballo). Los clastos

son andesíticos, basálticos y radiolaríticos. El miembro marino tiene macrofauna costera y abundante madera silicificada. La depositación de esa serie se inició en el Mioceno Medio y quizás siguió en el Mioceno Superior (Fischer, en Sprechmann, 1984).

Más al sur, en Punta Judas, aflora una serie inclinada de areniscas y escasos conglomerados, cuyo espesor alcanza 1 300 m. Los clastos son andesíticos, también basálticos y radiolaríticos. Se interpretan como depósitos marinos someros y de esteros. La macrofauna es muy rica. La base de la sección tiene foraminíferos del Mioceno Medio, Langhiano (Seyfried *et al.* 1985, 1994).

Tierra adentro, pequeñas cuencas rellenan la topografía irregular de los basaltos del basamento. Se trata de un conjunto de areniscas, con niveles tobáceos y calcáreos, con espesores máximos de 700 m. Además de madera se nota la presencia de moluscos marinos. Estos depósitos se interpretan como equivalente lateral de la Formación Punta Carballo (Denyer y Arias, 1991).

### Fila Costeña

Sobre las espesas series detríticas oligomiocénicas (Formación Térraba) yace con concordancia un conjunto volcanoclástico de conglomerados, areniscas y lutitas cuyo espesor puede alcanzar 1 500 m (Unidad Curré; Mora, 1979).

Se interpretan como depósitos de transición y parálisis. Además de niveles con plantas se encuentran capas con rica fauna de moluscos, entre ellos especies presentes en la cuenca de Limón (Formación Río Banano). Se atribuye ese conjunto al Mioceno Medio-Superior (Mora, 1979).

## Valle Central

La cuenca del Valle Central, orientada E-O, se interpretó como una cuenca "pull apart" (Astorga *et al.*, 1991; Obando *et al.*, 1991). Los depósitos oligo-miocénicos están recubiertos por series plegadas del Mioceno Medio-Superior de ambiente marino somero hasta lagunar.

Al oeste, se trata de areniscas volcánicas, de unos 500 m de espesor (Formación Turrúcares). Se destacan entre la macrofauna, abundantes equinodermos (7 especies nuevas; Durham, 1961). La edad sería del Mioceno Temprano Cuspidal al Mioceno Superior (Fischer, en Sprechmann, 1984).

Al sur de San José y de Cartago afloran calizas someras (Formación San Miguel) y depósitos detríticos (Formación Coris). Las calizas (espesor 20-190 m) son bioclásticas y tienen intercalaciones de areniscas y lutitas. La macrofauna se atribuye al Mioceno Medio (Carballo y Fischer, 1979). La secuencia detrítica (500 m) se caracteriza por la ocurrencia de bancos de areniscas cuarzosas de hasta 50 m de espesor con intercalaciones de lutitas y capas de carbón. Este conjunto correspondería con depósitos marinos someros hasta de barra arenosa y de lagunas. La presencia de *Globorotalia fohsi robusta* en la parte basal, indica la parte superior del Mioceno Medio. Se considera que esa serie detrítica abarca hasta el Mioceno Superior (Sprechmann, 1984; Denyer y Arias, 1991).

## San Carlos

Una serie sedimentaria marina, no deformada, aflora localmente en el área de San Rafael (Formación Venado; Malavassi y Madrigal, 1970).

Se trata de calizas de plataforma (cuevas de Venado), areniscas, conglomerados y carbón (capas de hasta 1 m de espesor).

Las areniscas tienen a menudo niveles puñiceos. La abundante macrofauna indica depósitos marinos someros hasta salobre. La microfauna sugiere el Mioceno Medio y el Mioceno Tardío, Tortoniano-Messiniano (*Ammonia parkinsoniana*, *Globigerina praebulloides*, *Globoquadrina baroemoensis*, *Globorotalia mayeri*; Obando, 1986; Pizarro, 1993). Los dos pozos realizados en la zona (Pastate y Tonjibe) perforaron 700-1 000 m de estos depósitos intercalados entre dos conjuntos de rocas volcánicas (Pizarro, 1993).

## Cuenca de Limón

Se ha figurado con este índice a una serie en su mayor parte detrítica de edad Mioceno Superior hasta más reciente. Se llamó Formación Gatún por su semejanza con dicha formación definida en Panamá (Hoffstetter *et al.*, 1960), y luego como Formación Río Banano (Taylor, 1975). Se trata de areniscas fangosas de grano fino, bien estratificadas, de unos 400 m de espesor en el área de Limón. Los elementos son volcánoclasticos (plagioclasa, piroxeno). Además ocurren niveles conglomeráticos, lentes de calizas arrecifales y arcillas (arcillas de Moín).

En el área de Limón se describió una rica fauna de moluscos (334 especies), muy bien conservada (Olsson, 1922; Hoffstetter *et al.*, 1960). Se trata de especies caribeñas y de algunas pacíficas. Esta macrofauna, que incluye también equinodermos y crustáceos, fue atribuida al Mioceno Medio-Tardío (Olsson, 1922), mientras que Taylor (1975) asigna los foraminíferos al Mioceno Tardío y aún al Plio-Pleistoceno (en Sprechmann, 1984). También, se asignaron edades del Mioceno Tardío-Plioceno para las microfaunas de la Formación Río Banano, encontradas al afloramiento o en pozos petroleros (*Globorotalia exilis*, *G. humerosa*, *G. margaritae*, *G. miocenica*, *Pulleniatina primalis*,

*Sphaecidinellopsis subdehiscens*; Pizarro, 1993, Collins *et al.*, 1995).

## P<sub>1</sub> Plioceno- Pleistoceno marino

### Península de Nicoya

En el sur de la península, una formación arenosa de 30-40 m de espesor, yace horizontalmente sobre los basaltos pre-campanianos y los sedimentos del Paleógeno (Formación Montezuma; Hoffstetter, 1960). Estos depósitos costeros tienen una rica fauna de moluscos bien preservada. Se atribuyeron en primer lugar al Mioceno por la presencia de microfaunas retrabajadas. La fauna de moluscos sugiere el Plioceno-Pleistoceno (Aguilar y Fischer, 1986).

### Penínsulas de Osa y Burica

Espesas series marinas detríticas afloran en la margen pacífica sur. Sus actuales ocurrencias, a veces a más de 500 m sobre el nivel de mar, evidencian el levantamiento rápido de la margen desde el Plioceno.

En Burica, series a facies de turbiditas (Formación Burica, F. Charco Azul) alcanzan 2 600 m de espesor (Collins *et al.*, 1995). La fauna, moluscos y foraminíferos bénticos, indica una sedimentación en aguas profundas hasta someras y edades del Plioceno al Pleistoceno. Siguen depósitos marinos someros bien representados del lado panameño (Formación Armuelles). La mayor parte de la Península de Osa está cubierta por series detríticas de unos 850 m de espesor (Formación Punta la Chancha). Se trata de conglomerados, areniscas y arcillolitas con facies de turbiditas proximales (Lew, 1983). Los depósitos de oro están concentrados en especial en los niveles conglomeráticos (Berrangé, 1989). Como en Burica, representan depósitos someros (moluscos), así como

profundos (foraminíferos bentónicos). Las asociaciones de foraminíferos sugieren una edad Pliocena.

## P<sub>2</sub> Plioceno-Pleistoceno continental a marino

### Fila costeña

La sedimentación marina del Mioceno Superior sigue con arcillas del Plioceno (presencia de *Pulleniatina primalis*, Kesel, 1983). Sobre los sedimentos deformados del Mioceno yacen, en discordancia, conglomerados y areniscas continentales con cantos de rocas sedimentarias, de lavas y de rocas intrusivas (Formación Paso Real). La posición estratigráfica sugiere el Plioceno-Pleistoceno (Mora, 1979). En la vertiente sur de la Cordillera de Talamanca, área de Potrero Grande, se notan extensos y espesos conglomerados consolidados, cuyas edades podrían ser del Plio-Pleistoceno.

### Vertiente caribeña

En la cuenca de Limón ocurren extensos afloramientos de conglomerados con intercalaciones de areniscas y arcillas (Formación Suretka; Hoffstetter *et al.*, 1960). Su espesor varía entre 50 y 1 000 m. Los cantos son de lavas y de rocas intrusivas. El ambiente de depositación podría ser continental a lagunar (presencia de moluscos de agua salobre; Sprechmann, 1984). Esa formación conglomerática está implicada en los pliegues que deforman el Neógeno (sinclinal al oeste de Cahuita). Se atribuyen al Plioceno-Pleistoceno. En la vertiente norte de la Cordillera de Talamanca, entre Turrialba y Siquirres, extensos conglomerados con cantos andesíticos yacen en discordancia sobre las series terciarias y las coladas de basaltos alcalinos del Plioceno.

# Cuaternario

## Q Aluviones, Cuaternario sin diferenciar

Se agrupan depósitos de varias clases, coluviales, aluviales, fluvio-lacustres, palustres y fluvio-marinos. Los depósitos cuaternarios pueden tener una fuerte influencia volcánica, así como estar involucrados con la actividad tectónica (levantamiento, subsidencia). En el presente, la sedimentación sufre las consecuencias de la intensa deforestación.

En las zonas altas del país, depósitos coluviales, aluviales y hasta lacustres pueden estar bastante desarrollados. En el Valle Central ocurren depósitos sin influencia volcánica (Escazú) o con influencia volcánica (lahares), a veces vinculados con eventos históricos (erupciones del Irazú), así como depósitos lacustres (depósitos de diatomeas de Llano Grande y Agua Caliente). Las represas naturales originadas por coladas de lava dieron lugar a cuencas fluvio-lacustres (Orosi). En el Valle de Turrialba, se presenta una serie compleja de depósitos de avalancha y laháricos (datados en 14 000 años, Alvarado y Leandro, 1997), y aluviales hasta lacustres del Holoceno.

Por las costas del Pacífico, se extienden depósitos cuaternarios, en especial en áreas subsidentes como la cuenca del Tempisque y al sur en las áreas de Sierpe y Coto. Los depósitos son aluviales, palustres hasta fluvio-marinos (manglares).

La sedimentación cuaternaria cubre la mayor parte de las zonas bajas de la vertiente caribeña, desde la costa hasta el graben de Nicaragua. En el norte (área de Upala y Caño Negro), los depósitos fluvio-lacustres parecen corresponder con una extensión remota del lago de Nicaragua.

Al norte de la Cordillera Central, extensos abanicos de gravas cubren las formacio-

nes volcánicas neógenas. Algunos depósitos fluviales finos (por ejemplo las terrazas de Puerto Viejo de Sarapiquí), con fuerte influencia volcánica, han sido datados como más antiguos que 40 000 años (Alvarado, 1990).

Al este (Llanuras de Tortuguero), los depósitos son de tipo parálico. Así, al norte de Siquirres se perforó una serie de capas de turbas (de hasta 3 m de espesor), alternando con capas arcillosas y de cenizas datadas en unos 2 000 y 3 370 años B.P., posiblemente asociadas con erupciones plinianas del volcán Turrialba (Obando y Soto, 1993).

Depósitos marinos levantados ocurren en varias áreas de la costa pacífica: Santa Elena, Osa, sur de la Península de Nicoya (Marshall y Anderson, 1995).

Todos los hallazgos de faunas de mamíferos se hallaron en depósitos cuaternarios (Alvarado, 1994; Lucas *et al.*, 1997). En depósitos coluvio-aluviales de la cuenca del Tempisque (Río Nacaome, cerca de Barra Honda), se registró una rica fauna, representada por mastodontes (*Haplo-mastodon waringi*), caballos (*Equus* sp.), gliptodontes (*Glyptodont* sp.) y coyote (*Canis latrans*). Mastodontes y caballos (*Cuvieronus hyodon*, *Equus* sp.) se encontraron en los depósitos aluviales, laháricos y palustres del Valle central. Se han reportado en las llanuras caribeñas mamíferos fósiles (*Glossotherium* aff. *tropicorum*, *Glyptodon* sp., *Eremotherium* sp., *Equus* sp.), pero sus restos en su mayoría se han perdido, por lo cual su real evaluación o contexto estratigráfico se desconoce.

## Qt Terrazas

La depresión de los Valles del General y de Coto Brus, entre la Cordillera de Talamanca y la Fila Costeña, está parcialmente rellena por extensas terrazas. Se trata de sedimentos coluvio-aluviales y fanglomerados

derivados de la erosión de la Cordillera de Talamanca (Kesel, 1983). Se figuran también extensas terrazas aluviales que ocurren al borde de las llanuras costeras pacíficas (Esparza, Parrita, Quepos).

## Q1 Lacustre

Se figuran sedimentos pleistocénicos depositados en lagos y lagunas de depresión volcánica (caldera de Guayabo), o de represa (Cañas Dulces, piedemonte del volcán Rincón de la Vieja). Entre los depósitos lacustres se destaca la abundancia de capas de tierras de diatomeas, a veces laminadas, que pueden sobrepasar los 50 m de espesor.

Varios depósitos lacustres menores, no localizados en el mapa por su dimensión, se encuentran entre 10 y 20 km del eje volcánico activo, sector pacífico. Todos ellos poseen diatomeas (Mathers, 1989). La mayoría de estos depósitos serían del Pleistoceno Inferior. En la depresión de Palmares, niveles piroclásticos se intercalan entre los sedimentos. Unas 20 especies de diatomeas fueron determinadas (véase Mathers, 1989). Los vertebrados están representados por restos de peces en Turrúcares (Valle Central) y mastodontes en Palmares y en Turrúcares (Alvarado, 1994).

## Qct Travertinos

En la Cordillera de Guanacaste, entre los macizos de los volcanes Miravalles y Tenorio (Río Chiquito), afloran travertinos calcáreos (Pecchio, 1990). Presentan una morfología kárstica (cuevas), y su espesor puede sobrepasar los 10 m.

Depósitos menores, no señalados en el mapa, afloran en las faldas de los volcanes Miravalles, Tenorio, Arenal y Platanar, cerca del Cerro Pelado por Cañas, y en Agua Caliente de Cartago, así como en zonas no volcánicas (Barra Honda).

## Qg Depósitos glaciares (morrenas)

En la Cordillera de Talamanca, el macizo del Chirripó, que culmina a 3 820 m, presenta claras evidencias de morfología glacial: lagos, circos, nichos nivales, superficies rocosas estriadas (Weyl, 1956). El área afectada por la erosión glacial, parece corresponder con la extensión actual de los páramos, o sea aproximadamente 60 km<sup>2</sup>. El último retroceso glacial y su ocaso en Costa Rica se dio hace unos 10 000 años (Horn, 1990). Se delimitaron en el mapa morrenas que afloran en las cabeceras del Río Talari.

## Qc Calizas coralinas

A lo largo de la costa caribeña, una serie de arrecifes coralígenos afloran en Limón, Cahuita, Puerto Viejo y Punta Mona. Su edad máxima no está bien establecida, pudiendo extenderse hasta el Mioceno Superior (Taylor, 1975; Castillo, 1984). Su edad mínima se extiende al presente.

A raíz del terremoto de Limón (22 de abril de 1991), unos 35 000 m<sup>2</sup> de arrecifes vivos quedaron expuestos debido a un repentino levantamiento costero, aumentando el área de rocas arrecifales aflorantes en el Caribe.

Estas nuevas plataformas están constituidas por colonias de corales masivos y ramificados de *Siderastrea siderea*, *Porites asteroides*, *Porites porites*, *Miillepora complanata*, *Diploria clivosa*, *Favia fragum*, *Acropora palmata* y *Agaricia* sp., así como pastos marinos o algas calcáreas *Thalassia testudinum* y *Halimeda* sp. (Jiménez y Cortés, 1994; Cortés et al., 1994). Gran parte de estas especies forman parte del registro fósil de los macizos arrecifales delimitados en el mapa (Taylor, 1975; Aguilar y Denyer, 1994).

# Metamorfismo

## X Metamorfismo de contacto

Aureolas de cornubianitas han sido señaladas al contacto con los granitoides del Neógeno (Cerro de la Muerte-División, Cerro Chirripó). Se han figurado en el mapa los extensos afloramientos de sedimentos metamorfizados al contacto con el intrusivo de Escazú (sur de San José; Denyer y Arias, 1991).

En la Cordillera de Talamanca (Fila Bugú, cuenca del Río Coén), se encontraron bloques de micaesquistos con muscovita, andalusita y cuarzo. La muscovita indica una edad de  $4,95 \pm 0,17$  m.a. (Montigny, com. pers., 1992). Sin embargo no se determinó si estos micaesquistos son el producto de un metamorfismo por el contacto con los batolitos o si corresponden con testigos de un basamento metamórfico rejuvenecido por las intrusiones.

# Literatura citada

- Aguilar, T., 1978. *Fauna de un perfil de la Formación Térraba (Oligoceno, C.R.)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Costa Rica, 40 p.
- Aguilar, T. y Denyer, P., 1994. *Bioestratigrafía del parche arrecifal de la quebrada Brazo Seco, Plio-Pleistoceno, Costa Rica*. Rev. Geol. Amér. Central, 17, p. 55-66.
- Aguilar, T. y Fischer R., 1986. *Moluscos de la Formación Montezuma (Plioceno-Pleistoceno, Costa Rica)*. Geologica et Palaeontologica, 20, p. 209-241.
- Alcorn, S.R., 1981. *Mineralogy, petrology, and evolution of a calc-alkaline igneous sequence. Cerros de Tilarán, Puntarenas, Costa Rica*. Thesis, University of Georgia, 178 p.
- Allègre, C. y Condomines, L., 1976. *Fine chronology of volcanic processes using  $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$  systematics*. Earth Planet. Sci. Lett., 28, p. 395-406.
- Alvarado, G., 1984. *Aspectos petrológicos-geológicos de los volcanes y unidades lávicas del Cenozoico Superior de Costa Rica*. Tesis de Licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, xii +183 p.
- Alvarado, G., 1989. *Los volcanes de Costa Rica*. Ed. EUNED, San José, 212 p.
- Alvarado, G., 1990. *Características geológicas de la Estación Biológica La Selva, Costa Rica*. Tecnología en Marcha, 10, 3, p. 11-22.
- Alvarado, G., 1993. *Volcanology and Petrology of Irazú Volcano, Costa Rica*. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades, Christian-Albrechts Universität, Kiel, xxv + 182 p.
- Alvarado, G., 1994. *Historia Natural Antigua: los intercambios biológicos interamericanos*. Ed. Tecnológica de Costa Rica, 232 p.
- Alvarado, G. y 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, p. 443-453.
- Alvarado, G.E. y Leandro C., 1997. *Actualización geológica-geofísica de los sitios en donde se construirán las grandes obras del P.H. Angostura: un enfoque hacia problemas ingenieriles conexos*. Inf. Interno OSV.97.4, ICE, 88 p.
- Alvarado, G., Kussmaul, S., Chiesa, S., Gillot, P.Y., Appel, H., Wörner, G., y Rundle, C., 1992. *Cuadro cronoestratigráfico de las rocas ígneas de Costa Rica basado en dataciones K-Ar y U-Th*. J. South Amer. Earth Sci., 6, 3, p. 151-168.
- Alvarado, G.E., Denyer, P.C. y C.W. Sinton, 1997. *The 89 Ma Tortugal komatiitic suite, Costa Rica: implications for a common geological origin of the Caribbean and Eastern Pacific region from a mantle plume*. Geology 25, 5, p. 439-442.
- Amos, B.J. y Rodgers, P.J., 1983. *The Geology and exploration geochemistry of the Cordillera Tilarán Montes de Aguacate gold field, Costa Rica*. Inst. Geol. Sci. Overseas Division, open file report. 33 p., London.
- Appel, H., 1990. *Geochemie und K/Ar Datierungen an magmatiten in Costa Rica, Zentralamerika*. Diplomarbeit, Johannes Gutenberg Universität, Mainz. 149 p.
- Appel, H., Wörner, G., Alvarado, G., Rundle, C., Kussmaul, S., 1994. *Age relation in*

- igneous rocks from Costa Rica, *Profil*, 7, p. 63-69, Stuttgart.
- Astorga, A., 1992. *Descubrimiento de corteza oceánica mesozoica en el norte de Costa Rica y el sur de Nicaragua*, *Rev. Geol. Amér. Central*, 14, p.105-107.
- Astorga, A., Fernández, J. A., Barboza, G., Campos, L., Obando, J., Aguilar, A. y Obando, L.G. 1991. *Cuencas sedimentarias de Costa Rica: evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos*. *Rev. Geol. Amér. Central*, 13, p. 25-59.
- Azambre, B. y Tournon, J., 1977 *Les intrusions basiques du Rio Reventazón, Costa Rica*. *C.R. Som. Societé Géologique de France*, 2, p. 104-107.
- Azéma, J., y Tournon, J., 1980. *La péninsule de Santa Elena, Costa Rica: un massif ultrabásique charrié en marge pacifique de l'Amérique Centrale*. *C.R. Académie des Sciences, Paris*, t 290, p. 9-12.
- Azéma, J. y Tournon, J., 1982. *The Guatemalan margin, the Nicoya Complex and the origin of the Caribbean Plate*. In. rep. of the Deep Sea Drilling Project, vol LXVII, Washington, p. 739-745.
- Azéma, J., Glaçon, G., Tournon, J. y Vila, J.M., 1979. *Precisiones acerca del Paleoceno de Puerto Quepos y sus alrededores; Provincia de Puntarenas, Costa Rica*. Informe Semestral, IGN, Costa Rica, p. 77-88.
- Azéma, J., Glaçon, G., Tournon, J., 1981. *Nouvelles données sur le Paléocène à foraminifères planctoniques de la bordure pacifique de Costa Rica, Amérique Centrale*. *C.R. Som. Societé Géologique de France*, 3, p. 85-88.
- Azéma, J., Butterlin, J., Tournon, J., De Wever, P., 1983. *Presencia de material volcano-sedimentario de edad Eoceno Medio en la Península de Osa (Provincia de Puntarenas, Costa Rica)*. 10° Conf.; Geol. del Caribe, Cartagena, Colombia.
- Ballmann P., 1976. *Eine Geologische Traverse des Osteils der Cordillera de Talamanca, Costa Rica, Mittel Amerika*. *N. JI Geol. Paläont. Mh.*, 8, p. 502-512.
- Barr, K. W., y Escalante, G., 1969. *Contribución al esclarecimiento de la edad del complejo de Nicoya, Costa Rica*. *Publ. Geol. Inst. Centroamericano de Inv. y Tecn. Industr., Guatemala*, 2, p. 43-47.
- Baumgartner, P. 1984. *El complejo ofiolítico de Nicoya (Costa Rica): modelos estructurales analizados en función de las edades de los radiolarios (Calloviense a Santoniense)*. En Sprechmann, P., ed. *Manual de geología de Costa Rica*, 1, p. 115-123.
- Baumgartner P., Mora, C., Butterlin, J., Sigal, J., Glaçon, G., Azéma J., Bourgois, J., 1984. *Sedimentación y paleogeografía del Cretácico y Cenozoico del litoral pacífico de Costa Rica*. *Rev. Geol. América Central*, 1, p. 57-136.
- Bellon, H., y Tournon, J., 1978. *Contribution de la géochronométrie K/Ar à l'étude du magmatisme de Costa Rica, Amérique Centrale*. *Bull. Societé Géologique de France*, 20, 6, p. 955-959.
- Bellon, H., Sáenz, R., Tournon, J., 1983. *K/Ar radiometric ages of lavas from Cocos Island (Eastern Pacific)*. *Marine Geology*, 54, p. 7-23.
- Benett, F. D. y Raccichini, S., 1977. *Las erupciones del volcán Arenal, Costa Rica*. *Rev. Geogr. Amér. Central*. 7-6, p.7-35.
- Benett, F. D. y Raccichini, S., 1978. *Subaqueous sulfure lake in Volcan Poás*. *Nature*, 271, p. 242-244.
- Bergoing, J.P., 1982. *Dataciones radiométricas de algunas muestras de Costa Rica*. Instituto Geográfico Nacional. Informe semestral, enero-diciembre, 28, p. 71-86, San José.
- Berrangé, J. P., 1989. *The Osa Goup: an auriferous Pliocene sedimentary unit from the Osa Peninsula, Southern Costa Rica*. *Rev. Geol. Amér. Central*, 10, p. 67-93.

- Berrangé, J. P., y Thorpe, R.S., 1988. *The geology, geochemistry and emplacement of the Cretaceous Tertiary ophiolitic Nicoya Complex of the Osa peninsula, Southern Costa Rica*. Tectonophysics, 47, p. 193-220.
- Berrangé, J. P., Bradley, D. R., Snelling, N.J., 1989. *K/Ar age dating of the ophiolite Nicoya complex of the Osa peninsula, Southern Costa Rica*. J. South Amer. Earth Sci., 2, 1, p. 49-59.
- Berrangé, J.P., y Whittaker, J.E., 1977. *Reconnaissance Geology of Tapanti quadrangle, Talamanca Cordillera, Costa Rica*. Institute of Geological Overseas division, British Museum rep., 37, p 136-142.
- Borgia, A., Lienneman, S., Spencer, D., Morales, L.D. y Brenes, J.A., 1983. *Dynamics of lava flow fronts, Arenal volcano, Costa Rica*. Jour. Volc. Geoth. Res., 19, p. 303-329.
- Borgia, A, Poore, C, Carr, M.J, Melson, W.G. y Alvarado, G., 1988. *Structural, stratigraphic, and petrologic aspects of the Arenal-Chato volcanic system, Costa Rica: evolution of a young stratovolcanic complex*. Bull. Volcanol, 50, p. 86-105.
- Boudon, G., Rançon, J.P., Kieffer, G., Soto, G., Traineau, H., Rossignol, J.C., 1996. *Les éruptions de 1966-1970 et 1991-1992 du volcan Rincón de la Vieja, Costa Rica: exemple d'activité récurrente d'un système hydromagmatique*. C.R. Acad. Sci. Paris, 322, II a, p. 101-108.
- Bourgeois, J., Azéma, J., Baumgartner, P., Tournon, J., Desmet, A., Aubouin, J., 1984. *The geologic history of the Caribbean-Cocos Plate boundary with special reference to the Nicoya ophiolite complex (Costa Rica) and D.S.D.P. results (legs 67 and 84 off Guatemala): a synthesis*. Tectonophysics, 108, p. 1-32.
- Calvo, C., 1987. *Las calizas neríticas de la vertiente pacífica del norte de Costa Rica y sur de Nicaragua: épocas y sistemas asociados con la apertura y evolución del margen convergente de la América Central meridional*. Tesis de Licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, 165 p.
- Calvo, G., 1987. *Geología del macizo del Chirripó, Cordillera de Talamanca, Costa Rica*. Tesis de Bachillerato, Escuela Centroamericana de Geología, 37 p.
- Carballo, H. y Fischer, R., 1979. *La Formación San Miguel (Mioceno, Costa Rica)*. Inst. Geogr. Nac. Inf. Semestral, enero-junio, San José.
- Carr, M.J., Feigenson, M.D. y Benett, E. A., 1990. *Incompatible element and isotopic evidence for tectonic control of source mixing and melt extraction along the Central American arc*. Contrib. Mineral. Petrol., 105, p. 369-380.
- Casertano, L., Borgia, A. y Cigolini, C., 1983. *El Volcán Poás, Costa Rica: cronología y características de la actividad*. Geof. Intr. 22-23, p. 215-236.
- Cassell, D.T., 1986. *Neogene foraminifera of the Limón Basin of Costa Rica*. Thesis, State University of Louisiana, 232 p.
- Castillo, R., 1969. *Geología de los mapas básicos Abra y partes de Río Grande, Costa Rica*. Inf. Téc. Notas Geol., 33, p. 1-40, Dirección de Geología, Minas y Petróleo, San José.
- Castillo, R., 1984. *Geología de Costa Rica: una sinopsis*. San José: EUNED, 182 p.
- Castillo, P., Batiza, R., Vanko, D., Malavassi, R., Barquero, J. y Fernández, E., 1988. *Anomalously young volcanoes on old hot-spot traces: Geology and Petrology of Cocos Island*. Geol. Soc. Am. Bull., 100, p. 1400-1414.
- Cheminée, J.L., 1973. *Contribution à l'étude du comportement du potassium, de l'uranium et du thorium dans l'évolution des magmas*. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Paris VI.

- Chiesa, S., 1991. *El flujo de pómez biotítica del Río Liberia (Guanacaste), Costa Rica, América Central*. Rev. Geol. América Central, 13, p. 73-84.
- Chiesa, S., Alvarado, G.E., Pecchio, M., Corella, M. y Zanchi, A., 1994. *Contribution to petrological and stratigraphical understanding of the Cordillera de Guanacaste lava flows, Costa Rica*. Rev. Geol. América Central, 170, p. 19-43.
- Chiesa, S., Civelli, G., Gillot, P.Y., Mora, O. y Alvarado, G., 1992. *Rocas piroclásticas asociadas con la formación de la Caldera de Guayabo, Cordillera de Guanacaste, Costa Rica*. Rev. Geol. América Central, 14, p. 59-75.
- Chubb, L.J., 1933. *Geology of the Galapagos, Cocos, Easter Islands*. Bernice P. Bishop Mus. Bull., 110, p. 1-44.
- Cigolini, C., Borgia, A. y Casertano, C. 1984. *Intracratere activity, aa block lava, viscosity and flow dynamics: Arenal volcano Costa Rica*. Jour. Volc. Geoth. Res., 20, p. 155-176.
- Cigolini, C. y Chaves, R., 1986. *Geological, petrochemical and metallogenic characteristics of the Costa Rican gold belt: contribution to new explorations*. Geol. Rdsch., 75, 3, p. 537-575.
- Cigolini, C., Kudo, A., Brookins, D.G. y Ward, D., 1991. *The petrology of Poás Volcano lavas: basalt - andesite relationship and their petrogenesis within the magmatic arc of Costa Rica*. Jour. Volc. Geoth. Res., 48, p. 367-384.
- Collins, L., Coates, A., Jackson J., y Obando, J., 1995. *Timing of emergence of the Limón and Bocas del Toro basins: Caribbean effects of Cocos Ridge subduction*. Geol. Soc. Amer. Special Paper, 295 p. 263-289.
- Corrigan, J.D., Mann, P. y Ingle, J.C., 1990. *Fore arc response to subduction of the Cocos Ridge Panama-Costa Rica*. Geol. Soc. Amer. Bull., 102, p. 628-652.
- Cortés, J., Soto, R. y Jiménez, C., 1994. *Efectos ecológicos del terremoto de Limón*. Rev. Geol. América Central, vol. especial Terremoto de Limón, p. 187-192.
- Dalrymple, G. B. y Cox, A., 1968. *Paleomagnetism, potassium-argon ages and petrology of some volcanic rocks*. Nature, 217, p. 323-326.
- De Boer, J.Z., Drummond, M., Bordelon, M., Defand, M., Bellon, H. y Maury, R., 1995. *Cenozoic magmatic phases of the Costa Rican island arc (Cordillera de Talamanca)*. Geol. Soc. Amer. Special Paper, 295, p. 35-55.
- De Wever, P., Azéma J., Tournon J., Desmet A., 1985. *Découverte de matériel du Lias-Dogger inférieur dans la péninsule de Santa Elena (Costa Rica, Amérique Centrale)*. C.R. Académie des Sciences, Paris, 300, II n°15, p. 759-765.
- Dengo, G., 1962. *Tectonic igneous sequence in Costa Rica*. Petrological studies, a volume to honor A.F. Buddington, Geol. Soc. Amer., p. 133-161.
- Denyer, P., Montero, W., Soto, G., Quesada, A., Leandro, L., Pérez, C., Rodríguez, D., 1987. *Geología y tectónica de la margen oriental del Golfo de Nicoya, C.R.*. Cienc. Tec., 11, 2, p. 17-31, San José.
- Denyer, P., y Arias, O., 1991. *Estratigrafía de la región central de Costa Rica*. Rev. Geol. América Central, 12, p. 1-59.
- Dercourt, J., Ricou, L.E. y Vrielynck, B. 1992. *Atlas Tethys Paleoenvironmental maps. 14 maps*. Commission for the Geological Map of the World.
- Desmet, A., y Rocci, G., 1988. *Les dolérites et les ferrobasaltes du complexe ophiolitique de Santa Elena (Costa Rica): relations, géochimie et contexte géodynamique*. Bull. Soc. Géol. Fr., iv/3: 479-487.
- Di Marco, G., 1994. *Les terrains accrésés du Sud de Costa Rica*. Thèse Université de Lausanne, 183 p.

- Di Marco, G., Baumgartner, P. y Channel, J., 1995. *Late Cretaceous early Tertiary paleomagnetic data and a revised tectonostratigraphic subdivision of Costa Rica and Western Panama*. Geol. Soc. Amer. Special Paper, 295, p.-27.
- Dóndoli, C., Dengo, G., Malavassi, E., 1968. *Mapa geológico de Costa Rica, escala 1/700 000*, Dirección de Geología, Minas y Petróleo, San José.
- Donnelly, T., 1994. *The Caribbean Cretaceous basalt association: a vast igneous province that includes the Nicoya Complex of Costa Rica*. Profil, 7, p. 17-45, Stuttgart.
- Durham, J.W., 1961. *Miocene echinoids from the Valle Central, Costa Rica*. Jour. Paleont. 35,3, p. 480-488.
- Escalante, G. y Astorga, A., 1994. *Geología del este de Costa Rica y el norte de Panamá*. Rev. Geol. Amér. Central, vol. esp. Terremoto de Limón, p. 1-14.
- Feigenson, M.D. y Carr, M.J., 1986. *Positively correlated Nd and Sr isotope ratios of lavas from the Central American Front*. Geology, 14, p. 79-82.
- Fernández, A.J., Bottazzi, G., Barboza, G. y Astorga, A., 1994. *Tectónica y estratigrafía de la cuenca Limón Sur*. Rev. Geol. Amér. Central, vol. esp. Terremoto de Limón, p. 15-28.
- Fischer, S. P. y Pessagno, E. A., 1965. *Upper cretaceous strata of northwestern Panama*. Bull. Ass. Petroleum Geol., 49,4, p. 433-444.
- Frisch, W., Meschede, M., Sick, M., 1992. *Origin of the Central American ophiolites: evidence from paleomagnetic results*. Geol. Soc. Amer. Bull., 104, 10, p. 1301-1314.
- Gabb, W.M., 1875. *Notes on Costa Rica Geology*. Amer. Jour. Sci., 9, p. 198-204.
- Galli, C., 1977. *Edad de emplazamiento y período de acumulación de la ofiolita de Costa Rica*. Rev. Cienc. Tec., Univ. Costa Rica, 1, p. 81-86, San José.
- Gargantini, M., 1993. *Analisi petrologica e geochimica di un sill differenziato della formazione alcalina di Guayacán, Siquirres, Costa Rica*. Tesi Università Degli Studi Di Milano, 69 p.
- Gillot, P.Y., Chiesa, S. y Alvarado, G. E., 1994. *Chronostratigraphy of Upper Miocene-Quaternary volcanism in Northern Costa Rica*. Rev. Geol. Amér. Central, p. 45-53.
- Gose, W.A., 1983. *Late Cretaceous - Early Tertiary tectonic history of Southern Central America*. J. Geophys. Res., 88, p. 10585-10592.
- Gursky, H. J., 1988. *Gefüge, Zusammensetzung und Genese der Radiolarite im ophiolitischen Nicoya Komplex (Costa Rica)*. Münsterische Forsch. Geol. Paläont. 68, 189 p.
- Gursky, H. J., 1989. *Presencia y origen de rocas sedimentarias en el basamento ofiolítico de Costa Rica*. Rev. Geol. Amér. Central, 10, p. 19-66.
- Gursky, M. 1986. *Tektonische und thermische Deformation im Ophiolitischen Nicoya Komplex und seinem sedimentären Auflager (Nicoya Halbinsel, Costa Rica)*. Dissertation, Universität Marburg, 230 p.
- Halbach, P., Gursky, H., Gursky, M., Schmidt-Effing, R., Maresch, W.V., 1992. *Composition and formation of fossil manganese nodules in Jurassic to Cretaceous radiolarites from the Nicoya Ophiolite Complex (NW Costa Rica)*. Mineralium Deposita, 27, p. 153-160.
- Harrison, V., 1953. *The geology of the Santa Elena Peninsula in Costa Rica, Central America*. Seventh Pacific Sc. Congr. Proc., New Zealand, 2, p. 102-104.
- Hauff, F., Hoernle, K., Schmincke, H. y Werner, R., en prensa. *A Mid Cretaceous Origin for the Galápagos Hotspot: Volcanological, Petrological and Geochemical Evidence from Costa Rican Oceanic Crustal Segments*. Geologische Rundschau.

- Hein, J.R., Kuijpers, E., Denyer, P., Sliney, R., 1983. *Petrology and geochemistry of Cretaceous and Paleogene cherts from Western Costa Rica. In: Siliceous Deposits in the Pacific Region*, Iijama, Hein. Siever ed., Elsevier, Amsterdam.
- Henningsen, D., 1966. *Notes on stratigraphy and paleontology of upper Cretaceous and Tertiary sediments in southern Costa Rica*. Amer. Assoc. of Petroleum Geologist Bull., 57, p. 33-47.
- Hoffstetter, R., Dengo, G., Dixon, C.G., Meyer-Abich, H., Weyl, R., Woodring, W.P., Zoppis Bracci, L., 1960. *Lexique stratigraphique international*, vol. 5, 2 a: Amérique Centrale, 368 p., Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- Horn, S.P., 1990. *Timing of glaciation in the Cordillera de Talamanca, Costa Rica*. Climate Res. 1, p. 81-83.
- Jager, G., 1977. *Geología de las mineralizaciones de cromita al este de la Península de Santa Elena; Provincia de Guanacaste, Costa Rica*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Costa Rica, San José, 136 p.
- Jiménez, C. y Cortés, J., 1994. *Colonización vegetal y actividades humanas en las plataformas arrecifales expuestas por el terremoto de Limón*. Rev. Geol. América Central, vol. especial, Terremoto de Limón, p. 193-200.
- Johannsen, A., 1937. *A descriptive petrography of the igneous rocks*, IV. The University of Chicago Press, Chicago.
- Kesel, R.H., 1983. *Quaternary history of the Río del General Valley, Costa Rica*. Nat. Geogr. Res. Rep., 15, p. 339-358.
- Kolarsky, R., Mann, P. y Montero, W., 1995. *Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, Costa Rica*. Geol. Soc. Amer. Special Paper, 295, p. 235-262.
- Krushensky, R.D., 1972. *Geology of the Istarú Quadrangle, Costa Rica*. Geol. Surv. Amer. 1358, 46 p.
- Krushensky, R.D. y Escalante, G., 1967. *Activity of Irazú and Poás Volcanoes, Costa Rica*, november 1963-july 1965. Bull. Volcanol., 31, p. 75-94.
- Kuijpers, E., 1979. *Análisis sedimentológico de la Formación Punta Carballo (Mioceno), Costa Rica*. Informe semestral, IGN, julio a diciembre, p. 77-93.
- Kuijpers, E. y Denyer, P., 1979. *Volcanic exhalative manganese deposits of the Nicoya Ophiolite Complex Costa Rica*. Economic Geology, 74, p. 672-692.
- Kusmaul, S., Tournon, J., Alvarado, G., 1994. *Evolution of the Neogene to Quaternary igneous rocks of Costa Rica*. Profil, 7, p. 97-123, Stuttgart.
- Laguna, J., 1983. *Petrographie, Petrologie und Mineralogie der Aguacate-Formation (Miozän-Pliozän), Costa Rica*, Zentralamerika. Thesis, Phillips Universität, Marburg, 163 p.
- Laurito, C., 1988. *Análisis sedimentológico de las Formaciones El Fraile en la costa suroeste de Nicaragua, Carmen y Punta Carballo en la costa pacífica de Costa Rica*. Tesis de Licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, 117 p.
- Lew, L.R., 1983. *The geology of Osa peninsula, Costa Rica: observation and speculations about the evolution of part of the outer arc of the Southern Central American Orogen*. Ph. D. Thesis, Pennsylvania State University, 128 p.
- Linares, O., Sheets, P., Rosenthal, E., 1975. *Prehistoric agriculture in tropical highlands*. Science, 187, p. 137-145.
- Lucas, S.G., Alvarado, G. y Vega, E., 1997. *The Pleistocene mammals of Costa Rica*. J. Vertebrate Pal. (en prensa).

- Luoni, F., 1993. *Petrología e geochimica dei prodotti effusivi e subvulcanici delle formazioni alcalina di Guayacán, Siquirres, (Costa Rica)*. Tesi Università Degli Studi Di Milano, 73 p.
- Lundberg, N., 1982. *Evolution of the slope landward of the middle America Trench, Nicoya peninsula, Costa Rica*. In trench forarc geology, J.H. Leggett ed., Geol. Soc. London, S.P., 10, p. 131-147.
- Lundberg, N., 1991. *Detrital record of the early Central American magmatic arc: petrography of intraoceanic forearc sandstones, Nicoya Peninsula, Costa Rica*. Bull. Geol. Soc. Am., 103, p. 905-915.
- McBirney, A.R. y Williams, H., 1969. *Geology and petrology of the Galapagos Islands*. Geol. Soc. Amer. Mem., 118, 197 p.
- Malavassi, E., 1961. *Some Costa Rican larger foraminiferal localities*. Journ. Paleont., 35, 3, p. 498-501.
- Malavassi, E. y Madrigal R., 1970. *Reconocimiento geológico de la zona Norte de Costa Rica*. Inf. Tec. y Not. Geol. Dirección Geología, San José, 38, p. 1-18.
- Malavassi, E. R., 1979. *Geology and Petrography of Arenal Volcano, Costa Rica*. M. Sc. Thesis, University of Hawaii, 111 p.
- Malavassi, E. R., 1982. *Una visita al Parque Nacional Isla del Coco*. Rev. Geográfica de América Central, 15-16, p. 211-216
- Malavassi, E. R., 1991. *Magma source and crustal processes at the southern terminus of the Central American volcanic arc*. Ph. D. Thesis, University of California, 435 p., Santa Cruz.
- Malfait, B.T. y Dinkelman, M.G., 1972. *Circum Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate*. Geol. Soc. Amer. Bull., 83, p. 251-272.
- Marshall, J. S. y Anderson R. S., 1995. *Quaternary uplift and seismic cycle deformation; Peninsula de Nicoya, Costa Rica*. GSA Bull., 107,(4), p. 463-473.
- Mathers, S., 1989. *Costa Rican diatomite: a review of existing knowledge and future potential*. Rev. Geol. Amér. Central, 10, p. 3-17.
- Matumoto, T., Othake, M., Latham, G., y Umaña, J., 1977. *Crustal structure in Southern Central America*. Bull. Seismol. Soc. Amer., 67, p. 121-135.
- Melson, W. G. y Sáenz, R., 1973. *Volume, energy and cyclicity of eruptions of Arenal volcano, Costa Rica*. Bull. Volcanol., 37, 3, p. 416-437.
- Meschede, M., 1994. *Tectonic evolution of the northwestern margin of the caribbean plate in the light of the "terrane concept": structural and geochemical studies in southern Mexico and Costa Rica*. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A, Band 22, 113 p., Tübingen.
- Meschede, M. y Frisch, W., 1994. *Geochemical characteristics of basaltic rocks from the Central American ophiolites*. Profil, 7, p: 71-85, Stuttgart.
- Millionis, P.N., 1987. *Rare earth element geochemistry of lavas from Central America: constraints for basalt petrogenesis*. M. Sc. Thesis State University New Jersey, 105 p.
- Molnar, P. y Sykes, L.R., 1969. *Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from local mechanism and seismicity*. Geol. Soc. Amer. Bull., 80, p. 1639-1684.
- Montero, W. y Dewey, J., 1982. *Shallow focus seismicity, composite focal mechanism and tectonics of the Valle Central of Costa Rica*. Bull. Seism. Soc. America, 72, p. 1611-1626.
- Montero, W., Paniagua, S., Kussmaul, S. y Rivier, F., 1990. *Mapa geodinámico de Costa Rica*, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de C. R.
- Montessus de Ballore, F., 1888. *Tremblements de Terre et éruptions volcaniques du Centre Amérique*. 293 p., Dijon.

- Montigny, R., Javoy, M. y Allègre, C., 1969. *Le problème des andésites, étude du volcanisme quaternaire du Costa Rica (Amérique Centrale) à l'aide des traceurs couples  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$* . Bull. Soc. Géol. France, 7, XI, p.794-799.
- Mooser, F., Meyer, A. y McBirney, A., 1958. *Catalogue of the active volcanoes of the world including solfataras fields, Central America*. Inter. Volcanol. Ass., IV, 146 p.
- Mora, S., 1977. *Estudio geológico del Cerro Chopo*. Rev. Geográfica. Amér. Central, Heredia, 5-6, p. 189-199.
- Mora, S., 1979. *Estudio geológico de una parte de la región sureste del Valle del General, Provincia de Puntarenas, Costa Rica*. Tesis de Licenciatura, Universidad de C. R., San José, 185 p.
- Mora, S., 1981. *Barra Honda*. Editorial UNED, San José, 94 p.
- Mora, C. 1985. *Sedimentología y geomorfología del Sur de la Península de Nicoya (Costa Rica)*. Tesis de Licenciatura. Escuela Centroamericana de Geología.
- Murata, K.J., Dóndoli, C. y Sáenz, 1966. *The 1963-1965 eruption of Irazú Volcano, Costa Rica*. Bull. Volcanol., 29, p. 765-793.
- Obando, J. A., 1986. *Sedimentología y tectónica del Cretácico y Paleógeno de la región de Golfito, Península de Burica y Península de Osa, Provincia de Puntarenas, Costa Rica*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Costa Rica, San José, 211 p.
- Obando, L., 1986. *Estratigrafía de la Formación Venado y rocas sobreyacentes (Mioceno-Reciente). Provincia de Alajuela, Costa Rica*. Rev. Geol. Amér. Central, San José, 5, p. 73-104.
- Obando, L., Botazzi, G. y Alvarado, F., 1991. *Sedimentología de algunas facies de la Formación Coris (Mioceno Medio, Mioceno Superior), Valle central, Costa Rica, America Central*. Rev. Geol. Amér. Central, 13, p. 61-71.
- Obando, L. y Soto G., 1993. *La turbera del Río Silencio (El Cairo, Siquirres, Costa Rica): Paleoambientes lagunares influenciados por las cenizas del volcán Turrialba*. Rev. Geol. Amér. Central, 15, p. 41-48.
- Odin, G., 1994. *Geological Time Scale*. C.R. Acad. Sci. Paris, 318, II, p. 59-71.
- Olsson A., 1922 *The Miocene of northern Costa Rica*. Bull. Amer. Paleont., 9,39,p. 179-460.
- Pecchio, M. 1990. *Geovulcanologia e petrochimica della Cordillera de Guanacaste (Costa Rica): le lave dell'area Chorotega*. Tesi Università Degli Studi Di Milano, 221 p.
- Pichler, H. y Weyl, R. 1975. *Magmatism and crustal evolution in Costa Rica (Central America)*. Geol. Rdsch., 64, 2, 457-475.
- Pindell, J. y Dewey, J.F., 1982. *Permo-Triassic reconstitution of Western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico Caribbean Region*. Tectonophysics, 1, p. 179-211.
- Pindell, J. y Barrett, S.F., 1990. *Geological evolution of the caribbean region; a plate tectonic perspective*. Geol. Soc. Amer. v H, p. 405-432.
- Pizarro, D., 1987. *Bioestratigrafía de la Formación Uscari (Costa Rica) con base en foraminíferos planctónicos*. Rev. Geol. América Central, 7, 1-37.
- Pizarro, G., 1993. *Los pozos profundos perforados en Costa Rica: aspectos litológicos y bioestratigráficos*. Rev. Geol. Amér. Central, 15, p.81-85.
- Prosser, J. y Carr, M.J., 1987. *Poás volcano, Costa Rica. Geology of the summit region and spatial and temporal variations among the most recent lavas*. Jour. Volc. Geoth. Res., 33, p. 131-146.
- Protti, M; Güendel, F. y McNally, K., 1995. *Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of*

- the Wadati-Benioff zone under Nicaragua y Costa Rica.* Geol. Soc. Amer. special paper 295, P. Mann ed., p. 309-326.
- Reagan, M.K., Gill, J.B., Malavassi, E. y García, M.O., 1987. *Changes in magma composition at Arenal volcano, Costa Rica, 1968-1985: real time monitoring of open system differentiation.* Bull. Volcanol., 49, p. 415-434.
- Reagan M.K. y Gill, J.B., 1989. *Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implications for residual titanates in arc magma sources.* J. Geophys. Res., 94,b4, p. 4619-4633.
- Rivier, F., 1972. *Contribución estratigráfica sobre la geología de la cuenca de Limón, zona de Turrialba, Costa Rica.* Congreso Centroamericano de Geología, San José.
- Rivier, F., 1979. *Geología del área norte de los Cerros de Escazú, Cordillera de Talamanca, Costa Rica.* Informe Semestral, Instituto Geográfico Nacional, p. 99-137, San José.
- Rivier, F., 1983. *Síntesis geológico y mapa geológico del área del bajo Tempisque, Guanacaste, Costa Rica.* Informe Semestral, Instituto Geográfico Nacional, p. 7-30, San José.
- Romanes, J., 1912. *Geology of a part of Costa Rica.* Quart. Jour. Geol. Soc. London, 68, p. 103-139.
- Schmidt-Effing, R., 1979. *Alter und Genese des Nicoya Komplexes, einer ozeanischen Paläokruste (Oberjura bis Eozän) im südlichen Zentralamerika.* Geol. Rundschau, 68, p. 457-494.
- Schmidt-Effing, R., 1980. *Radiolarien der Mittel-Kreide aus dem Santa Elena-Massiv von Costa Rica.* N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 160,2, p. 241-257.
- Schulz, K., Koeppen, R., Ludington, S., Kussmaul, S. y Gray, K., 1987. Volcanological framework for the gold deposits in the Cordillera de Tilarán and Montes del Aguacate, Costa Rica. In: *Mineral Resource Assessment of the Republic of Costa Rica* (edited by the U.S. Geological Survey, Direc. Geol. Minas e Hidrocarburos, Univ. Costa Rica). U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigation Series, Map I-1865, p. 34-43.
- Seyfried, H. y Sprechmann, P., 1986. *Über die Frugeschichte (Campan bis Eozän) der südlichen mittelamerikanischen Landbrücke.* N. Jb. Geol. Palaont. Monat. 1, p. 38-55.
- Seyfried, H., Krawinkel H., Aguilar, T., 1994. *Significance of stratigraphic bounding surfaces in a shallow marine, sand swamps forearc basin: a case study from the Punta Judas Formation (Miocene, Costa Rica).* Profil, 7, p. 293-323, Stuttgart.
- Seyfried, H., Sprechmann, H., Aguilar, T., 1985. *Sedimentología y Paleoecología de un estuario del litoral pacífico del Istmo Centroamericano Primordial (Mioceno Medio, Costa Rica).* Rev Geol. Amér. Central, 3, p. 1-68.
- Sinton, C.W., Duncan, R.A., y Storey, M., 1993.  *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from Gorgona island, Colombia and the Nicoya peninsula, Costa Rica.* EOS (Transactions, American Geophysical Union), 74, p. 553.
- Sprechmann, P., 1984. *Manual de geología de Costa Rica: estratigrafía.* Editorial Universidad de Costa Rica, San José, 320 p.
- Stack, C., 1991. *Inverse modeling of alkaline lavas from Guayacán, Costa Rica.* M. Sc. Thesis, State University of New Jersey, 52 p., New Brunswick.
- Stoiber, R.E. y Carr, M.J., 1974. *Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America.* Bull. Volcanol., 37, 3, p. 304-325.
- Taylor, G.D., 1975. *The geology of the Limon area of Costa Rica.* Thesis, Graduate Faculty

- of the Louisiana State University and Agricultural and Mechanical College, 116 p.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W. y Moorbath, S., 1979. *Strontium isotope evidence for petrogenesis of Central American andesites*. Nature, 277, p. 44-45.
- Thorpe, R.S., Potts, P.J., Brown, G.C., Francis, P.W., y Randall, M. A., 1981. *Magma chamber below Poas volcano, Costa Rica*. J. Geol. Soc. London, 138, p. 367-373.
- Tournon, J., 1972. *Présence de basaltes alcalins récents au Costa Rica, Amérique Centrale*. Bull. Volcanologique, vol. 36-1, p. 140-147.
- Tournon, J., 1980. *Contribución a la morfología de la parte occidental de la cordillera Central de Costa Rica*. Informe Semestral, IGN, p. 73-83, San José.
- Tournon, J., 1983. *La cadena volcánica Cuaternaria de Costa Rica: composiciones químicas de las lavas, presencia de dos tipos de series*. Informe Semestral, IGN, p. 31-58, San José.
- Tournon, J., 1984. *Magmatismes du Mésozoïque à l'actuel en Amérique Centrale: l'exemple de Costa Rica, des ophiolites aux andésites*. Thèse Doctorat d'Etat, Université P. et M. Curie, Paris, 335 p.
- Tournon, J., 1994. *The Santa Elena Peninsula: an ophiolitic nappe and a sedimentary volcanic relative autochthonous*. Profil, 7, p. 87-96, Stuttgart.
- Tournon, J., y Azéma, J., 1984. *Existence d'associations granophyres-ferrodolérites dans le complexe de Nicoya (Costa Rica): un exemple possible d'immiscibilité magmatique*. Bull. Société Géologique de France, t. 26, 6, p. 1336-1347.
- Tournon, J., Seyler, M., Astorga, A., 1995. *Les péridotites du Rio San Juan (Nicaragua et Costa Rica): jalons possibles d'une suture ultrabásique E-W en Amérique Centrale méridionale*. C.R. Académie des Sciences, Paris, t. 320, II a, p. 757-764.
- Tristán, J.F., 1922. *La actividad del Volcán Irazú*. 18 p. Public. Colegio Sup. de Señoritas, San José.
- Vargas, F., y Alfaro, A., 1992. *Presencia de serpentinitas, basaltos alcalinos y rocas volcánicas en la Zona Norte-Atlántica de Costa Rica*. Rev. Geol. Amér. Central, 14, p. 105-107.
- Wadge, G., y Wooden, J.L., 1982. *Late Cenozoic alkaline volcanism in the North-Western Caribbean: tectonic setting and Sr isotopic characteristics*. Earth Planet. Sc. Lett., 51, p. 35-46.
- Wadge, G., 1984. *The magma budget of Volcan Arenal, Costa Rica from 1968 to 1980*. Jour. Volc. Geoth. Res., 19, p. 281-302.
- Weyl, R., 1956. *Eiszeitliche Gletscherspuren in Costa Rica (Mittelamerika)*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie, 3, p. 318-325.
- Weyl, R., 1961. *Die Geologie Mittelamerikas*. Borntraeger, Berlin. 226 p.
- Weyl, R., 1980. *Geology of Central America*. Borntraeger, Berlin. 371 p.
- Weyl, R., 1969. *Magmatische Förderphasen und Gesteinschemismus in Costa Rica (Mittelamerika)*. N. JI. Geol. Paläont. Mh., p. 424-46.
- Wilberg, H., 1984. *Der Nicoya Komplex, Costa Rica, Zentralamerika: Magmatismus und genese eines polygenetischen Ophiolith-Komplexes*. Forsch. Geol. Paläont., Münster, 62, 120 p.
- Wilberg, H., 1987. *High level and low level plagiogranites from the Nicoya ophiolite complex, Costa Rica, Central America*. Geol. Rdsch., 76, p. 285-301.
- Williams, H., 1952. *Volcanic History of the Meseta Central Occidental de Costa Rica*. Univ. California Publ. Geol. Sci., 29, 4, p. 145-180, Berkeley.
- Winsemann, J., 1994. *Origin and tectonic history of the western Caribbean Region*. Profil, 7, p. 1-15, Stuttgart.

Wolff, J.W., 1896. *On the occurrence of theralite in Costa Rica, Central America*. Amer. Jour. Sci., 1, p. 271-272.

## Obras generales

Butterlin, J., 1977. *Géologie structurale de la Région des Caraïbes*. 259 p., Masson, Paris

Hoffstetter, R., Dengo, G., Dixon, C.G., Meyer-Abich, H., Weyl, R., Woodring, W. P., y Zoppis Bracci L., 1956. *Lexique stratigraphique international, Amérique Centrale*. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris. 366 p.

Weyl, R., 1961. *Die Geologie Mittelamerikas*. Borntraeger, Berlin. 226 p.

Weyl, R., 1980. *Geology of Central America*. Borntraeger, Berlin. 371 p.

Sprechmann, P. (edit.), 1984. *Manuel de geología de Costa Rica, estratigrafía*. Editorial Universidad de Costa Rica, San José. 320 p.

Seyfried, H. y Hellmann, W. (edit.), 1994. *Geology of an Evolving Island Arc, The Isthmus of Southern Nicaragua, Costa Rica, and Western Panamá*. Profil, Stuttgart. 433 p.

Denyer, P. y Kussmaul, S. (edit.), 1994. *Atlas Geológico Gran Area Metropolitana*. Editorial Tecnológica de Costa Rica. 275 p.

Mann, P. (edit.), 1995. *Geology and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*. 349 p., Geol. Soc. Amer. Special Paper 295.

## Documentos cartográficos consultados

*Mapa de la meseta central de Costa Rica*, 1/250 000., ined.

Arias, O. y Denyer, P., 1990. *Geología de la hoja Caraigres*, 1/50 000. ECG.

Arias, O. y Denyer, P., 1990. *Geología de la hoja Río Grande*, 1/50000. ECG.

Arias O. y Denyer, P., 1992. *Mapa geológico de las hojas Matapalo y Punta Gorda*, 1/50 000. Universidad de Costa Rica, ECG.

Arias O. y Denyer P., 1992. *Mapa geológico de la hoja Carrillo Norte, Guanacaste, Costa Rica*, 1/50 000. Universidad de Costa Rica, ECG.

Alvarado, F., 1984. *Geología estructural y tectónica al sur del Valle Central*, 1/25 000. Tesis ECG.

Alvarado, G. E., 1986. *Geología Regional*, 1/50 000 (*partes hojas Quesada y Poás*), ICE.

Alvarado, G. E. y Chiesa, S., *Mapa Geológico hoja Cañas*, 1/50 000 (inéd).

Avila, M., *Mapa geológico San Ignacio y alrededores (hoja Caraigres)*, 1/20 000. ECG.

Baumgartner, P. y Mora, C., 1984. *Mapa geológico de Quepos, Puntarenas*, 1/25 000, ECG.

Baumgartner, P. 1984. *Mapa geológico suroeste de la península de Nicoya*, 1/77 000, Campaña ECG 1980, en Baumgartner *et al.*, Rev. Geológica de Amér. Central., 1984.

Baxter, S. 1975. *Mapa geológico del área de Mata de Limón*, 1/25 000, Tesis. ECG.

ECG: Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica; ICE: Instituto Costarricense de Electricidad.

- Berrangé, J. 1977. *Geological map of the Tapantí quadrangle Costa Rica*, 1/100 000. Overseas Division, Institute of Geological Sciences, London.
- Berrangé, J. 1988. *Geological map of the Osa Península, Costa Rica*. Minasa- BGS.
- Bolaños, X. y Mendoza, R., 1986. *Mapa geológico del área de Tárcoles y Herradura*, 1/100.000, Campaña geológica de 1985, Escuela Centroamericana de Geología.
- Calvo, C., Hall, C., Malkwitz, A., Metzger, J. 1989. *Geologic map of the Northern Tempisque Basin*, 1/25 000. Universität Mainz.
- Castillo, R. 1969. *Mapa geológico de la hoja Abra*, 1/50 000. Dirección Geología, Minas y Petróleo. C. R.
- Cerdas, A. *Mapa Geológico, P.H Pirris*. ICE.
- Cervantes, L., 1987. *Mapa Geológico cuenca baja Río Pacuare*, 1/20 000. ICE.
- Cervantes, F. *Mapa Proyecto hidroeléctico Siquirres*, 1/50.000. ined. ICE.
- Chaves, R. y Sáenz, R., 1974. *Mapa geológico cordillera de Tilarán*, Dirección Geología, Minas y Petróleo.
- Chávez, J. 1980. *Aspectos geológicos de la cuenca del Río Nimboyores (Guanacaste)*, 1/50 000. Tesis de Licenciatura. ECG.
- Chiesa, S., 1990. *Mapa Geológico de la hoja Tierras Morenas*, 1/50 000.
- Chinchilla L., 1989. *Mapa geológico de la Formación Montezuma, Península de Nicoya, Provincia de Puntarenas*, 1/50 000. Tesis de Licenciatura, EGC.
- CODESA. *Mapa Valle del General*.
- Coste, B. , 1974. *Afloramientos calcáreos de la Fila de Cal*, 1/100 000. Dirección de Geología, Minas y Petróleo.
- Denyer, P., 1988. *Mapa geológico Punta Morales-Coyolito-Manzanillo*, 1/25 000. EGC.
- Denyer, P. y Alvarado, G. E., 1995. *Mapa Geológico de la hoja Abangares*, 1/50 000 (ined.).
- Denyer, P. y Arias, O., 1992. *Mapa geológico de la hoja Belén, Guanacaste, Costa Rica*, 1/50 000. Universidad de Costa Rica, ECG.
- Denyer, P. y Arias, O., 1990. *Geología de la hoja Candelaria*, 1/50 000. ECG.
- Denyer, P. y Arias, O., 1990. *Geología de la hoja Abra*, 1/50 000. ECG.
- Denyer P. y Montero, W., 1988. *Mapa Geo-Estructural y Sismos del Valle Central*, 1/150 000. ECG.
- Dengo, G., 1962. *Mapa Geológico de la Provincia de Guanacaste*, 1/250 000.
- Dengo, G. *Mapa Cuenca de Limón: ubicación de diques*.
- Dengo, G. y Escalante, G., 1980. *Mapa preliminar de reconocimiento geológico y fotogeológico, zona de influencia de la cuenca del Río Savegre*, 1/50 000. ICE.
- Dóndoli, C., Dengo, G. y Malavassi, E., 1968. *Mapa Geológico de Costa Rica*, 1/700 000. Dirección Geología Minas y Petróleo.
- Drake, P. 1989. *Geologic Map of the Puerto Quepos Area*, 1/50 000.
- Escalante, G. 1978. *Mapa geológico preliminar-área sureste de Costa Rica-Cordillera de Talamanca*, 1/250 000. (compilación de datos cartográficos de City Service y Samco-sa-Alusuisse).
- Escuela Centroamericana de Geología, campaña 1978. *Mapa partes hojas Talolinga y Matambú, (Guanacaste)*, 1/25 000.
- Escuela Centroamericana de Geología, campañas 1983-1984. *Mapas (areas de Paquera y Pochote, sur Península de Nicoya)*, 1/10 000.
- Escuela Centroamericana de Geología, Campaña 1986. *Mapas parte hoja Pejibaye*, 1/10 000.

- Escuela Centroamericana de Geología, campaña 1987. *Mapa Geológico Costa de pajeros, Golfo de Nicoya*, 1/25 000.
- Escuela Centroamericana de Geología, campañas 1993-1994. *Mapas partes hoja Naranjo*.
- Escuela Centroamericana de Geología, campaña 1987. *Mapa área Río Banano, Limón*, 1/25 000.
- Estrada, J., 1982. *Mapa Proyecto Hidroeléctrico Santa Rosa (hoja Tilarán)*. ICE.
- Estrada, A. y Malavassi, L., 1983. *Mapa, Proyecto Hidroeléctrico Venado*, 1/20 000. ICE.
- Estrada, A., y Alvarado, G. E., 1993. *Mapa geológico área del Proyecto Hidroeléctrico Huacas*, 1/50 000. ICE.
- Fernández J., 1987, *Geología de la hoja topográfica Tucurrique*, 1/50 000. Tesis de Licenciatura ECG.
- Fernández, M., 1969. *Mapa geológico de la cuenca del Río Virilla*, 1/50 000. *Aguas Subterráneas*.
- Geological Survey (USGS), 1987. *Geologic Map of Costa Rica*, 1/5 000 000, USGS.
- Geological Survey (USGS), 1987. *Volcanological framework map for gold deposits in the Cordillera de Tilarán and Montes del Aguacate, Costa Rica*, 1/100 000. US GS.
- ICE, 1975. *Geología Regional Proyecto Amistad-Siquirres*, 1/25 000.
- ICE, 1984. *Mapa geológico de San Isidro y alrededores*, 1/25 000.
- Kussmaul, S., 1980. *Mapa Geológico intrusivo de Guacimal y alrededores*, 1/50 000 (ined.).
- Lew, L. 1982. *Geological map of parts of the Osa Peninsula, C. R.*, 1/50 000.
- Madrigal, C. *Plano Geológico Proyecto Hidroeléctrico Guayabo, Turrialba (sur de la hoja Bonilla, norte hoja Tucurrique)* 1/25 000. Tesis de Licenciatura ECG.
- Madrigal, R., 1970. *Mapa geológico, hoja Barranca*, 1/50 000.
- Mainieri, A., 1976. *Mapa Geológico Geotérmico (hojas Miravalles, Bagaces, Tierras Morenas, Currubandé)*, 1/50 000, ICE.
- Marín, F., 1983. *Geoquímica regional de la parte central de la Provincia de Guanacaste*, 1/100 000. Tesis de Licenciatura. ECG.
- Malavassi, L., 1983. *Mapa geológico general área carbonífera Baja Talamanca*, 1/20 000. Tesis. ECG.
- Malavassi, L. *Mapa Proyecto Hidroeléctrico Río Pirris*, 1/20 000. ICE.
- Mora, C., 1985. *Sedimentología y geomorfología del sur de la Península de Nicoya*, mapa 1/25 000. Tesis de Licenciatura, EGC.
- Mora, S., 1979. *Mapa geológico, parte de la región sur-este del Valle del General*, 1/50 000, Tesis de Licenciatura. ECG.
- Mora, S. 1984, *Carta geológica y geomorfológica de la cuenca del Río Parrita*; 1/50 000. ICE.
- Mora, S. y Alvarado, G. E., 1986. *Mapa geológico interpretativo Fila Costeña*, 1/50 000, UCR.
- Mora, S. y Valdés R., *Mapa regional, proyecto Hidroeléctrico Savegre*. ICE.
- Obando, L., 1986. *Mapa geológico del área Venado, San Carlos*, 1/100 000. en Rev. Geol. Amer. Central, 5.
- Protti, R., 1981. *Mapa geológico planicie costera Jicaral-Santa Rita (Guanacaste)*, 1/25 000. Servicio Nacional de Aguas Subterráneas y ECG.
- RECOPE, 1981. *Compilación Geológica de la Provincia de Limón*, 1/100 000 (en K. Bolaños, Tesis Lic. ECG).
- Rivier, F., 1968. *Carte Géologique, Zone Centrale Río San Juan*, ELF Petróleos de Costa Rica, 1/50 000.
- Rivier, F. 1979. *Mapa geológico de Escazú y alrededores*, 1/50 000. ECG.
- Rivier, F. y Denyer, P. 1981. *Geología del Bajo Tempisque, Guanacaste*, 1/50 000, ECG.

- Rodríguez, H., 1976. *Geología de la Zona Sur de Palmares*, 1/25 000. Tesis lic. ECG.
- Sáenz, R., (coord.) 1982. *Mapa Geológico de Costa Rica*, 1/200 000 (9 hojas), Dirección Geología, Minas y Petróleo.
- Samcosa, 1975. *Mapa parte hoja Cabagra*, 1/50 000.
- Taylor, H. y Mora ,S. 1978. *Ubicación y geología, Proyecto Talamanca*, 1/10 000 (hoja Amubri), ined. ICE.
- Valdés, R. 1985. *Mapa geológico proyecto El Gato*, 1/15 000 (hoja Pejibaye). ICE.
- Vargas, J., 1976. *Geología de una parte de la Hoja Naranja*, 1/25 000. Tesis Lic. ECG.

# Anexo 1

## Pozos profundos perforados en Costa Rica (exploración petrolera, datos en Pizarro, 1993)

| Pozo            | Año  | Profundidad<br>(en metros) | Formación más profunda encontrada                   |
|-----------------|------|----------------------------|---|
| 1 Tonjibe       | 1988 | 2 168                      | detrítico con clastos de radiolaritas y serpentinas |
| 2 Pataste       | 1987 | 1 980                      | F. Aguacate   |
| 3 Curime        | 1988 | 2 800                      | F. Curú   |
| 4 El Tigre      | 1960 | 2 812                      | F. Tuis   |
| 5 Matina        | 1987 | 3 350                      | F. Tuis   |
| 6 Moín          | 1975 | 2 086                      | F. Uscari ?   |
| 7 Limón         | 1959 | 3 104                      | F. Tuis   |
| 8 Victoria      | 1958 | 3 194                      | F. Tuis   |
| 9 Porvenir      | 1959 | 2 059                      | F. Dacli  |
| 10 San Clemente | 1988 | 4 195                      | F. Uscari   |
| 11 Cahuita      | 1922 | 1 777                      | ?   |
| 12 Patiño 1     | 1954 | 2 059                      | F. Uscari   |
| 13 Patiño 2     | 1955 | 3 088                      | F. Uscari   |
| 14 Chase        | 1963 | 3 025                      | F. Uscari   |
| 15 Sixaola      | 1963 | 1 549                      | F. Dacli  |
| 16 Cocolos 1    | 1955 | 2 644                      | F. Tuis   |
| 17 Cocolos 2    | 1957 | 2 258                      | F. Dacli  |
| 18 Cocolos 3    | 1957 | 1 750                      | F. Senosri  |
| 19 Cocolos 4    | 1957 | 2 154                      | F. Tuis   |
| 20 San José     | 1984 | 4 760                      | F. Uscari   |
| 21 Uatsi        | 1962 | 2 460                      | F. Dacli  |
| 22 Bris         | 1955 | 2 429                      | F. Senosri  |
| 23 Telire       | 1960 | 2 445                      | F. Uscari   |

### Edades posibles de las formaciones

F. Curú: Campaniano-Maastrichtiano, Paleoceno. F. Tuis: Eoceno. F. Senosri: Eoceno-Oligoceno. F. Dacli: Oligoceno Inferior a Medio, Mioceno Inferior (pozo Matina). F. Uscari: Oligoceno Superior-Mioceno Medio. F. Río Banano: Mioceno Medio, Mioceno Superior, Plioceno. F. Suretka: Plioceno, Pleistoceno. F. Aguacate: volcanismo del Neógeno.

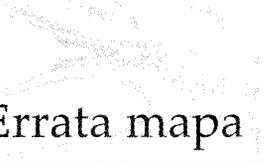
### Posibles contactos anormales

8 Victoria: a 1 000 m, La F. Tuis yace sobre la F. Uscari. 10 San Clemente: a 535m, la F. Río Banano Miembro Limón yace sobre la F. Suretka. 17 Cocolos 2: a 1738 m, la F. Senosri yace sobre la F. Dacli. 20 San José: a 4 300 m, la F. Dacli yace sobre la F. Uscari. 22 Bris: a 1 036 m, la F. Senosri yace sobre la F. Uscari.

## Anexo 2

Tabla de los tiempos geológicos  
(utilizados en el texto, Mesozoico y Cenozoico, modificado de Odin 1994)

|  |                    |   |                          | millones de años (m. a.)                                 |                            |     |
|--|--------------------|---|--------------------------|--|----------------------------|-----|
| <b>C</b><br><b>e</b><br><b>n</b><br><b>o</b><br><b>z</b><br><b>o</b><br><b>i</b><br><b>c</b><br><b>o</b> | <b>Cuaternario</b> | <b>Holoceno</b>   |                          |  |                            |     |
|  |                    | <b>Pleistoceno</b>  |                          | 0,01   |                            |     |
|  | <b>Terciario</b>   | <b>Neógeno</b>  | <b>Plioceno</b>          |  | 1,75                       |     |
|  |                    |   | <b>Mioceno</b>           | Superior   | Messiniano<br>Tortoniano   | 5,3 |
|  |                    |   |                          | Medio  | Serravalliano<br>Langhiano |     |
|  |                    |   |                          | Inferior   | Burdigaliano<br>Aquitano   |     |
|  |                    | <b>Oligoceno</b>  |                          |  | 23                         |     |
|  |                    | <b>Eoceno</b>   | Superior                 | Priaboniano<br>Bartoniano                                | 33,7                       |     |
|  |                    |   | Medio                    | Lutetiano  |                            |     |
|  |                    |   | Inferior                 | Ypresiano  |                            |     |
| <b>Paleoceno</b>   |                    | Thanetiano<br>Daniano   | 53                       |  |                            |     |
| <b>M</b><br><b>e</b><br><b>s</b><br><b>o</b><br><b>z</b><br><b>o</b><br><b>i</b><br><b>c</b><br><b>o</b> | <b>Cretácico</b>   | <b>Superior</b>   | Sensoniano               | Maastrichtiano<br>Campaniano<br>Santoniano<br>Coniaciano | 65                         |     |
|  |                    |   | Turoniano<br>Cenomaniano |  | 96                         |     |
|  | <b>Inferior</b>    | Albiano<br>Aptiano<br>Barremiano<br>Hauteriviano<br>Valenginiano<br>Berriasiano |                          |  |                            |     |
|  |                    |   |                          | 135  |                            |     |
| <b>Jurásico</b>  | <b>Malm</b>        | Titoniano<br>Kimmeridgiano<br>Oxfordiano  |                          | 154  |                            |     |
|  | <b>Dogger</b>      | Calloviano<br>Bathoniano<br>Bajociano<br>Aaleniano                              |                          | 175  |                            |     |
|  | <b>Lias</b>        |   |                          | 203  |                            |     |
|  | <b>Trásico</b>     |   |                          |  |                            |     |



## Errata mapa

---

- Las Islas Murciélagos, localizadas al sur de la Península de Santa Elena, están constituidas por basaltos, como lo explica el índice  $\beta 2$ .
- En la parte norte de la Península de Santa Elena, el Cretácico Superior C8, tiene más extensión hacia el norte.
- Al sur de Cartago, el afloramiento de ignimbritas corresponde con  $\alpha 8$ , como lo señala el índice.
- El Volcán Arenal por supuesto tiene actividad histórica (en erupción desde 1968).

La edición de esta obra fue aprobada por el  
Consejo Editorial de la Editorial Tecnológica de  
Costa Rica en su sesión 257.

Dirigió la edición: Mario Castillo M.

Edición técnica: Paulina Retana A.

Diseño Gráfico: Luis Diego Parra.

Impreso en Litografía e Imprenta LIL S.A.

**E**ste *MAPA GEOLÓGICO DE COSTA RICA* es una síntesis cartográfica de nuestro país que enfatiza en la cronología y petrografía, tanto para las rocas magmáticas como para las sedimentarias.

Es el fruto de la conjunción de esfuerzos de distintas entidades, que incluyen la Delegación Regional de Cooperación Científica y Técnica de Francia, el Instituto de Física del Globo de París (IPGP), el Instituto Costarricense de Electricidad y la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica.

LA EDITORIAL TECNOLÓGICA DE COSTA RICA se une halagada a los esfuerzos para presentar a la comunidad científica esta nueva obra que enriquece los documentos cartográficos disponibles para el país.



EDITORIAL TECNOLÓGICA  
DE COSTA RICA

ISBN 9977-66-101-4



9 789977 661018



Ministère des Affaires Étrangères  
Délégation Régionale à la  
Coopération Scientifique et Technique  
Instituto Costarricense de Electricidad



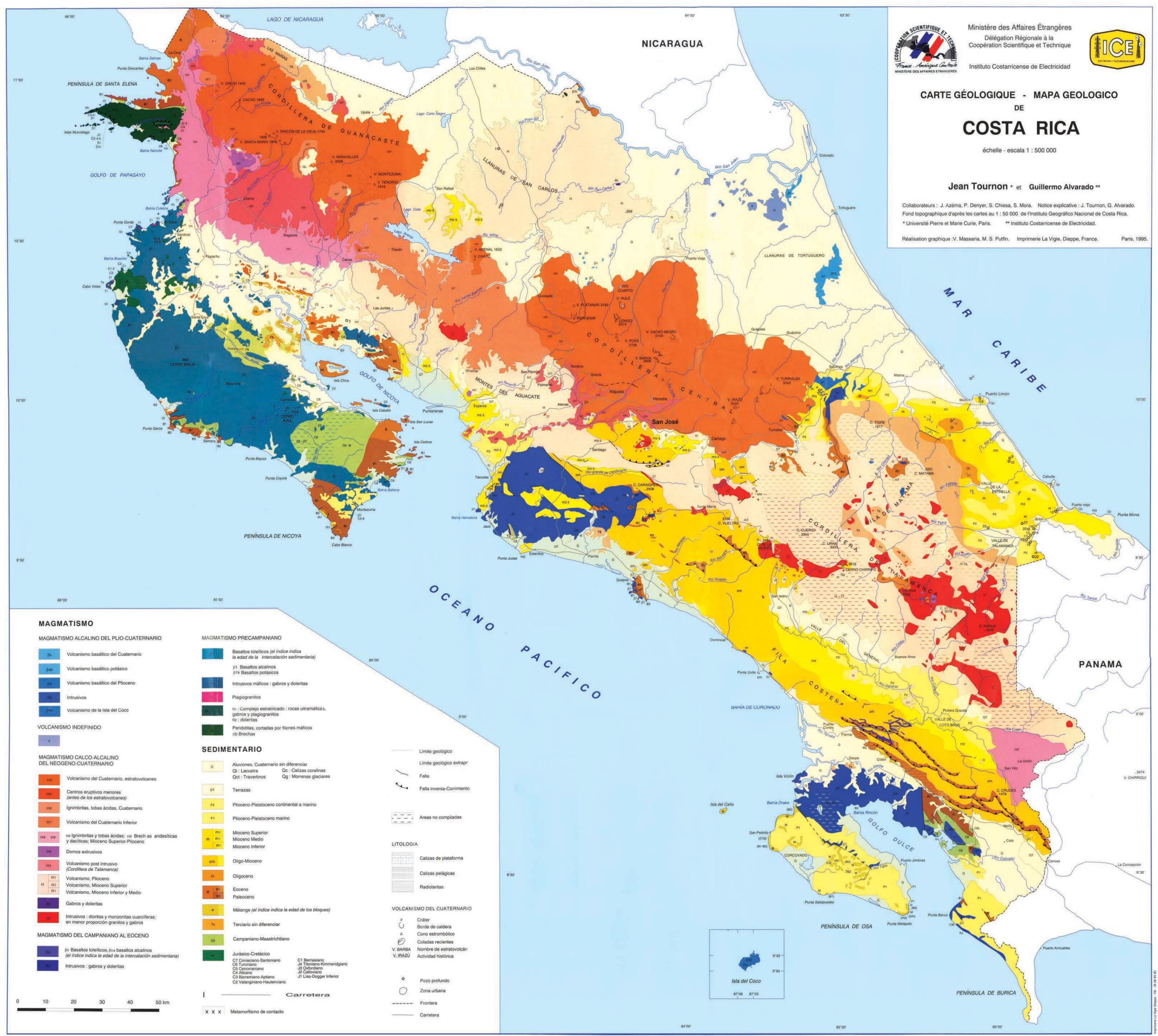
# CARTE GÉOLOGIQUE - MAPA GEOLOGICO DE COSTA RICA

échelle - escala 1 : 500 000

Jean Tournon \* et Guillermo Alvarado \*\*

Collaborateurs : J. Azéma, P. Denyer, S. Chiesa, S. Mora. Notice explicative : J. Tournon, G. Alvarado.  
Fond topographique d'après les cartes au 1 : 50 000 de l'Institut Géographique National de Costa Rica.  
\* Université Pierre et Marie Curie, Paris. \*\* Instituto Costarricense de Electricidad.

Réalisation graphique : V. Massaria, M. S. Putfin. Imprimerie La Vierge, Dieppe, France. Paris, 1995.



### MAGMATISMO

#### MAGMATISMO ALCALINO DEL PLIO-CUATERNARIO

- β1 Volcanismo basáltico del Cuaternario
- β5A Volcanismo basáltico potásico
- β4 Volcanismo basáltico del Plioceno
- 96 Intrusivos
- 772 Volcanismo de la Isla del Coco

#### VOLCANISMO INDEFINIDO

- Y

#### MAGMATISMO CALCO-ALCALINO DEL NEOGENO-CUATERNARIO

- 03 Volcanismo del Cuaternario, estratovolcanes
- 03a Centros eruptivos menores (antes de los estratovolcanes)
- 03b Ignimbritas, tobas ácidas, Cuaternario
- 07 Volcanismo del Cuaternario Inferior
- 03b 03b Ignimbritas y tobas ácidas; 03b Brech as andesíticas y dacíticas; Mioceno Superior-Plioceno
- 03b Domos extrusivos
- 04 Volcanismo post intrusivo (Cordillera de Talamanca)
- 03 Volcanismo, Plioceno
- 03 Volcanismo, Mioceno Superior
- 03 Volcanismo, Mioceno Inferior y Medio
- 03 Gabros y doleritas
- 03 Intrusivos : dioritas y monzonitas cuaríferas; en menor proporción granitos y gabros

#### MAGMATISMO DEL CAMPANIANO AL EOCENO

- β3 Basaltos toleíticos, β3a basaltos alcalinos (el índice indica la edad de la intercalación sedimentaria)
- β4 Intrusivos : gabros y doleritas

#### MAGMATISMO PRECAMPIANIANO

- Basaltos toleíticos (el índice indica la edad de la intercalación sedimentaria)
- β1 Basaltos alcalinos
- β1a Basaltos potásicos
- Intrusivos máficos : gabros y doleritas
- Plagiogranitos
- 01 : Complejo estratificado : rocas ultramáficas, gabros y plagiogranitos
- 02 : doleritas
- Peridotitas, cortadas por filones máficos
- 03 Brechas

#### SEDIMENTARIO

- Q Aluviones, Cuaternario sin diferenciar
- Q1 : Lacustre
- Qc : Calizas coralinas
- Qct : Travertinos
- Qg : Morenas glaciares
- QT Terrazas
- P2 Plioceno-Pleistoceno continental a marino
- P1 Plioceno-Pleistoceno marino
- m3 Mioceno Superior
- m1 Mioceno Medio
- m2 Mioceno Inferior
- om Oligo-Mioceno
- o Oligoceno
- e Eoceno
- p Paleoceno
- M Mélange (el índice indica la edad de los bloques)
- T Terciario sin diferenciar
- ca Campaniano-Maastrichtiano
- Jurásico-Cretácico
- C7 Coniaciano-Santoniano
- C6 Turoniano
- C5 Cenomaniano
- C4 Albano
- C3 Barremiano-Aptiano
- C2 Valanginiano-Hauteriviense
- C1 Berriasiense
- J4 Triásico-Kimmeridgiense
- J3 Oxfordiano
- J2 Calloviano
- J1 Lias-Dogger Inferior

- Limite geológico
- Limite geológico extrap.
- Falla
- Falla inversa-Corrimiento
- Areas no compiladas
- LITOLÓGIA
- Calizas de plataforma
- Calizas pelágicas
- Radiolaritas
- VOLCANISMO DEL CUATERNARIO
- Cráter
- Borde de caldera
- Cono estrombólico
- Caladas recientes
- Nombre de estratovolcán
- V. BARBA
- V. IRAZÚ
- Actividad histórica
- Pozo profundo
- Zona urbana
- Frontera
- Carretera

