

ISSN 2164-4268

No. 134

Junio 2019

# Temas Nicaragüenses

*Península de Cosigüina, volcán Cosigüina y Golfo de Fonseca*

**una revista dedicada a documentar asuntos referentes a Nicaragua**

# TEMAS NICARAGÜENSES

*una revista dedicada a documentar asuntos referentes a Nicaragua*

## CONTENIDO

<b>CONTENIDO</b>	<b>1</b>
<b>PRESENTACIÓN</b>	<b>4</b>
NUESTRA PORTADA	4
<i>Volcán Cosigüina</i>	4
DE NUESTROS LECTORES	22
GUÍA PARA EL LECTOR	23
<b>Noticias</b>	<b>23</b>
<b>Agradecimientos</b>	<b>23</b>
<b>Guía para el Lector</b>	<b>23</b>
DEL ESCRITORIO DEL EDITOR	30
DE ACTUALIDAD	31
<b>Nicaragua, el País de los Paisajes</b>	<b>32</b>
<i>Hamilton M. Wright</i>	32
<b>CIENCIAS NATURALES</b>	<b>52</b>
<b>Introducción a la Geoingeniería</b>	<b>54</b>
<b>(Ingeniería Climática)</b>	<b>54</b>
<i>Guillermo Bendaña G.</i>	54
LAS SEGOVIAS	152
<b>En Busca de su Bisabuelo después de un Siglo</b>	<b>154</b>
<i>Por Eddy Kühl</i>	154
COSTA CARIBE	160
<b>Remontando el Río Wanks</b>	<b>162</b>
<i>Ephraim G. Squier</i>	162
<b>NACIONAL</b>	<b>173</b>

## Contenido

© RTN – [editor@temasnicas.net](mailto:editor@temasnicas.net)

ENSAYOS	175
<b>El ensayo de Jeffrey Herbst "War and the State in Africa"</b>	<b>176</b>
<i>David Evans</i>	176
<b>¿Cómo se canalizan los recursos desde los países donantes a las microempresas?</b>	<b>180</b>
<i>Francisco-Ernesto Martínez</i>	180
<b>Los tipos de letras como fuente de innovación</b>	<b>189</b>
<i>José Mejía Lacayo</i>	189
HISTORIA	197
<b>Fiestas Españolas en América</b>	<b>199</b>
<i>Demetrio E. Brisset</i>	199
HISTORIA DE LAS IDEAS Y DE LAS MENTALIDADES	206
<b>Presentación de la Sección</b>	<b>206</b>
<i>Editor: Ligia Madrigal Mendieta</i>	206
<b>Las Mujeres en el Desarrollo Humano de Managua, 200 Años de Participación Femenina</b>	<b>207</b>
<i>Ligia Madrigal Mendieta</i>	207
<b>La Administración de Walker</b>	<b>225</b>
<i>William Walker</i>	225
GEOGRAFÍA	243
<b>La Navegación en el lago de Nicaragua</b>	<b>245</b>
<i>José Mejía Lacayo</i>	245
ANTROPOLOGÍA	264
<b>La región arqueológica Chontal-Matagalpa: elementos para su delimitación</b>	<b>265</b>
<i>M. S.C. Jorge Zambrana</i>	265
HISTORIA DE VIDA	293
<b>El poeta Augusto Flores Z., ganador de los Juegos Florales en el Centenario de Masaya</b>	<b>294</b>
<i>Francisco-Ernesto Martínez</i>	294
DERECHO	311
<i>Editor: Humberto Carrión McDonough</i>	311
BIBLIOGRAFÍA	313
<b>Bibliografía Básica de Miguel de Castilla Urbina</b>	<b>314</b>
<i>Alexander Zosa-Cano</i>	314
RESEÑAS	316
<b>Presentación del Libro "Filosofía y Crisis" del Dr. Alejandro Serrano Caldera</b>	<b>317</b>
<i>Carlos Tünnermann Bernheim</i>	317

## Revista de Nicaragüenses

---

No. 134 – Junio 2019 – ISSN 2164-4268 - <http://www.temasnicas.net/>

<b>Prólogo al libro ¿Quiénes Construyeron Nicaragua? de Eddy Kuhl</b>	<b>322</b>
<i>Jose Francisco Terán</i>	322
<b>INFORMACIÓN EDITORIAL</b>	<b>331</b>
AVISO PERMANENTE	337
Cómo suscribirse a la Lista de Correos	337
<b>MADERO CALENDÁRICO NICARAO</b>	<b>338</b>

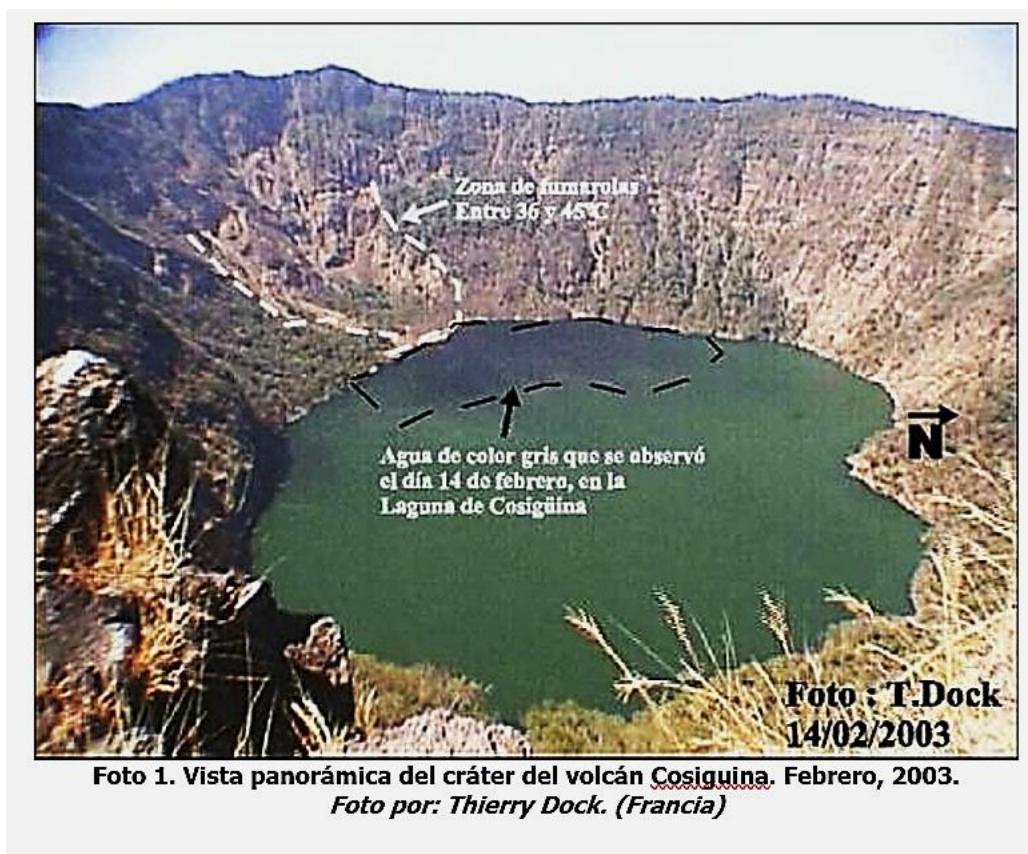
# PRESENTACIÓN

## NUESTRA PORTADA

### Volcán Cosigüina

*Virginia Tenorio, INETER y Comisión Nacional de Energía*

El volcán está situado en la Latitud: 12°97' N, Longitud: 87°58'0" en la península de Cosigüina, y tiene una elevación de 859 msnm



Esta información fue tomada de [INETER](#). La segunda parte después de la mano, fue extraída de [Comisión Nacional de Energía. Aspectos Geológicos, Vulcanológicos E Hidrológicos](#) [del volcán Cosigüina]. Pp. 25-46.

El Cosigüina es un volcán compuesto, de composición basáltica a andesítica. Está ubicado en el Noroeste del país. En 1835 se originó una corta, pero poderosa erupción explosiva, la más grande en Nicaragua, en tiempos históricos y figura mundialmente entre las más violentas ocurridas en la historia. Ceniza volcánica cayó en distancias largas como en México, Costa Rica y Jamaica. Flujos piroclásticos alcanzaron el Golfo de Fonseca.

### **Observaciones en el campo**

El 14 de febrero se realizó una visita al volcán Cosigüina realizada por Pedro Pérez de Vulcanología, en compañía de Thierry Sluys, Thierry Dockey, Brazillier Daniel, Gatinean Chantal y Barois Patrick, todos de La Asociación Vulcanológica Europea (L.A.V.E.) (Delegaciones Francesa y Belga) y Juan Carlos Molina de España.

La última ocasión que se visitó el volcán Cosigüina, fue en septiembre del 2002. Esta visita se hizo para realizar observaciones en el campo, dado que se estaba generando un enjambre sísmico. Estando en el volcán, no se observó nada anormal en la zona. Sin embargo en este mes de febrero del 2003, se hizo otra visita y fue observada una mancha de color gris oscuro en el sector Suroeste donde está ubicado el campo fumarólico del volcán, cabe mencionar que en este período el país se encuentra en la etapa de verano, mientras que en septiembre del 2002, estaba en época de lluvia. En la foto 1, se aprecia muy bien la parte donde se vio la mancha. Esto es poco inusual, ya que, otras ocasiones no se había observado este tipo de fenómeno.

El 23 de enero al 14 de febrero del 2003, Cynthia Gardner y Willie Scott, vulcanólogos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), trabajaron en colaboración con los geólogos Antonio Álvarez y Graziella Devoli de INETER, en el volcán Cosigüina, para estudiar los depósitos piroclásticos de las diferentes erupciones del volcán y con particular énfasis en los depósitos de la última erupción de enero de 1835. (Amplio reporte en el capítulo 3 de este boletín).



## *INETER*

### 3.1.1 Marco Geológico Regional

#### Aspectos Generales

El área de Cosigüina se ubica en el sector NO de Nicaragua en la península del mismo nombre. Tectónicamente se encuentra en el Bloque Chortis, que es una unidad de corteza principalmente continental perteneciente a la Placa Caribe. También, el área se ubica cerca del margen SO de la Depresión Nicaragüense, la cual es una amplia zona subsidente desarrollada paralelamente a la costa del Pacífico y a la Fosa Mesoamericana (ver Figura II-3.1).

Al interior de la Depresión Nicaragüense, en proximidad de su margen SO, se encuentra la Cordillera Volcánica Cuaternaria, que es un segmento del Arco Volcánico Centroamericano, y presenta una importante actividad en el área bajo examen. La Depresión está flanqueada hacia el SO por la planicie y relieves costeros del Pacífico y hacia el NE por el Altiplano del Interior, donde afloran formaciones volcánicas y sedimentarias del Terciario (ver Figura II-3.2).

La Zona Costera del Pacífico presenta una secuencia continua de sedimentos neríticos, en mayoría vulcano-clásticos, que se depositaron entre el Cretácico Tardío y el Mioceno Superior (Formaciones Brito, Rivas, Masachapa y El Fraile). Estas rocas se presentan plegadas según ejes NO-SE, erosionadas y sucesivamente recubiertas en discordancia por rocas carbonáticas y sedimentos clásticos del Plioceno (Formación El Salto) y por las vulcanitas Plio-Cuaternarias de la Formación Las Sierras. En el sector NO de la Zona Costera del Pacífico afloran también delgadas capas ignimbríticas y secuencias de lavas conocidas como Grupo Tamarindo, el cual es heterópico con la Formación El Fraile, y es correlacionado con las porciones inferiores del Grupo Coyol, que aflora más ampliamente en el Altiplano del Interior (McBirney et al., 1965; Weyl, 1980; Weinberg, 1992).

El Altiplano del Interior se constituye principalmente por rocas volcánicas del Grupo Matagalpa (Oligoceno) y del Grupo Coyol (Mio-Plioceno). El Grupo Matagalpa se compone por flujos piroclásticos, principalmente ignimbríticos, con asociadas lavas de diversa composición y rocas vulcano-sedimentarias. El Grupo Coyol, separado del subyacente Matagalpa por una discordancia angular, es a su vez subdividido en inferior y superior. La porción inferior se compone por lavas, principalmente andesíticas, aglomerados volcánicos y capas ignimbríticas, con intercalaciones piroclásticas, de areniscas y de sedimentos marinos. La porción superior tiene intercalaciones de lavas basálticas y dacíticas, aglomerados volcánicos, productos piroclásticos e ignimbríticas soldadas. Todas las rocas pre-Cuaternarias que afloran dentro del área de Cosigüina fueron clasificadas como parte del Grupo Coyol por Parsons Corp. (1972), el cual llevó a cabo el Proyecto Catastro de Nicaragua.

## Evolución Geológica y Tectónica

La historia geológica y tectónica de la región occidental de Nicaragua ha sido estrictamente relacionada con la evolución geodinámica del margen continental pacífico, caracterizado por la subducción de la placa oceánica de Cocos debajo de la placa continental del Caribe. Weinberg (1992) identificó tres diferentes fases de deformación que han acompañado la evolución geológica de la región pacífica de Nicaragua:

- Fase Miocénica: En el Mioceno Superior - Plioceno Inferior, el régimen tectónico fue dominado por fenómenos de compresión con esfuerzos principales NE-SO, normales a la Fosa Centroamericana. Estos originaron deformaciones de escala regional según ejes NO-SE. Los efectos de esta fase tectónica son principalmente visibles en la Zona Costera del Pacífico donde afectan con amplios pliegues a las formaciones sedimentarias pre-Pliocénicas, pero han sido reconocidos también en el Altiplano del Interior, en forma de una discordancia angular que separa el Grupo Matagalpa desde el sobre yacente Grupo Coyol.

- Fase del Plioceno - Pleistoceno Inferior: A partir del Plioceno ocurrieron marcados cambios en el régimen general de esfuerzos tectónicos, que resultaron en la formación de estructuras de extensión de rumbo NE-SO, acompañadas por una migración del volcanismo desde el Altiplano del Interior hacia el Pacífico. Estos fenómenos sugieren un incremento del ángulo de subducción de la placa de Cocos y una reducción de la velocidad de convergencia entre las placas de Cocos y Caribe, posiblemente a raíz del desplazamiento hacia el NE del Bloque de Chortis. Las deformaciones de esta fase son principalmente fallas normales, como aquellas que originaron la Depresión Nicaragüense, interpretada por Weinberg como un semi-graben limitado en su lado sur-oriental por fallas NO-SE inclinadas al NE.

- Fase del Pleistoceno Superior – Holoceno: A partir del Pleistoceno Superior, hasta la actualidad, se instauró un nuevo régimen de esfuerzos tectónicos en la región, caracterizado por un componente principal de compresión NS, la cual genera fallas de corrimiento lateral NE-SO y NO-SE y fallas normales de rumbo N-S. Las estructuras más evidentes son graben de tipo "pull apart", el más importante de los cuales se ubica en correspondencia de la ciudad capital y es conocido como "Graben de Managua".

Un esquema general que sintetiza la evolución geológica y tectónica de Nicaragua Occidental se presenta en la Figura II-3.3.

## La Depresión Nicaragüense



La Depresión Nicaragüense es una de las estructuras morfológico-tectónicas que forman parte de la Zona Marginal Pacífica de Centro América y representa un amplio sector de tierras bajas, que se desarrolla con rumbo NO-SE, cruzando todo Nicaragua desde el Golfo de Fonseca hasta desaparecer en la Planicie Costera del Atlántico de Costa Rica. Su extensión excede los 500 km, con un ancho promedio de 50 km y una elevación variable entre los 35 y los 50 m s.n.m. (Weyl, 1980).

Desde el punto de vista tectónico regional, la Depresión Nicaragüense resulta separada desde el Océano Pacífico por la continuación nor-occidental del bloque levantado correspondiente a los complejos ofiolíticos de Nicoya y Santa Elena en Costa Rica. En la zona al Sur de Managua, dicha separación es ulteriormente resaltada por la estructura volcánica de Las Sierras, la cual creció sobre el bloque levantado alcanzando elevaciones de 900 m s.n.m. Más al NO, en las zonas de León y Chinandega, la transición entre la Depresión y la Planicie Costera del Pacífico ocurre sin grandes accidentes morfológicos y con escasos afloramientos de rocas terciarias (van Wyk de Vries, 1993). Dentro el área de Cosigüina, la expresión morfológica de la Depresión Nicaragüense en efecto desaparece, especialmente por el lado SE hacia la costa del Océano Pacífico.

Los resultados de un estudio geofísico a través de la Depresión Nicaragüense (Elming et al., 1997) evidencian un gradual aumento de espesor de la corteza desplazándose desde la costa del Pacífico hacia el Este y una sustancial diferencia en la composición litosférica al NE y SO de la Depresión Nicaragüense, con una corteza de tipo continental debajo del Altiplano del Interior y una situación geotectónica de tipo "accreted terrain" (terreno aumentado por yuxtaposición) en la Zona Pacífica. La Depresión Nicaragüense escondería por lo tanto el contacto entre dos importantes unidades de la corteza. Los mismos estudios geofísicos han evidenciado en correspondencia de la Depresión un adelgazamiento de la corteza, asociado con la presencia de una zona conductiva anómala, la cual ha sido interpretada como una capa de material derretido o un conjunto de cámaras magmáticas, ubicada al tope de una protuberancia de la litosfera inferior, a 20 km de profundidad.

La Depresión Nicaragüense está parcialmente ocupada por los lagos de Managua y Nicaragua e incluye una cadena volcánica cuaternaria que se extiende en sentido NO-SE desde el Volcán Cosigüina hasta el Volcán Maderas, en la Isla de Ometepe (Lago de Nicaragua). En su interior se encuentran amplias extensiones de sedimentos fluviales y lacustres y de depósitos volcánicos cuaternarios que recubren formaciones volcánicas y sedimentarias del Terciario. En la Depresión, las formaciones terciarias afloran sólo localmente, en algunas islas del sector SE del Lago de Nicaragua (Solentiname, Puerto Díaz) y en la zona NO de la Depresión. Las rocas terciarias son, por el contrario bien representadas en las regiones adyacentes a la Depresión, donde han sido reconocidas secuencias

que abarcan desde el Plioceno hasta el Cretácico Tardío. Un esquema general de la estratigrafía regional se presenta en la Figura II-3.4.

Durante el período Cretácico Superior - Terciario, la zona actualmente ocupada por la Depresión Nicaragüense ha sido sede de la transición entre el ambiente principalmente volcánico que caracteriza el Altiplano del Interior y la Cuenca Sedimentaria del Pacífico, también conocida como "Cuenca Sandino", la cual tiene características de una cuenca de avan-arco ("Fore-arc"). Se supone que la transición sea de tipo heterópico con interdigitaciones de productos volcánicos y sedimentarios y con graduales cambios laterales de facies, como por otro lado se puede observar en el sector NO de Nicaragua, donde la transición entre ambiente marino y continental está representada por las Formaciones Tamarindo y El Fraile (van Wyk de Vries, 1990?, 1993).

No existen muchas informaciones directas acerca de la estratigrafía al interior de la Depresión. Datos geofísicos (Elming et al., 1997) evidencian la presencia de un basamento resistivo y con elevada densidad alrededor de los 2 km de profundidad, cubierto por formaciones conductivas que constituyen el relleno de la Depresión. Los únicos datos de observación directa disponibles derivan de las perforaciones efectuadas en los campos geotérmicos de Momotombo y de San Jacinto-Tizate, en la porción NO de la Depresión. En ambos campos, debajo de la secuencia

aluvial / lacustre y volcánica cuaternaria, que alcanza espesores de hasta 500-600 m, se reconocieron espesas secuencias de vulcanitas pliocénicas, con abundantes intercalaciones de material volcánico retrabajado y sedimentos continentales.

Diferentes autores interpretaron la Depresión Nicaragüense como un graben delimitado por sistemas de fallas normales (McBirney et al., 1965; Weyl, 1980), o por un originario sistema de fallas normales que en tiempos recientes ha evolucionado a un sistema de fallas con movimiento lateral derecho (Cruden, 1989). Otros autores (Weinberg, 1992) han interpretado la Depresión como un semi-graben delimitado en su margen SO por un sistema de fallas normales, entre las cuales la Falla de Mateare sería el elemento más significativo. A raíz de un análisis global de la situación geológica y estructural regional, van Wyk de Vries (1993) observa sin embargo que la Depresión Nicaragüense puede ser sencillamente un sector subsidente, comprendido entre el Altiplano del Interior y la costa del Pacífico, sin tener una estricta relación genética con una estructura tectónica tipo graben. En este contexto, su formación puede atribuirse al resultado

de ajustes isostáticos sucesivos a la deposición de las espesas formaciones volcánicas terciarias en el Altiplano del Interior.

### La Cordillera Volcánica Cuaternaria

La cordillera volcánica cuaternaria, que se desarrolla al interior de la Depresión Nicaragüense, es parte del Arco Volcánico Centroamericano, originado por los procesos de subducción de la Placa de Cocos a lo largo de la Fosa Centroamericana.

Dicha cordillera se compone por un total de unos 40 edificios, los cuales en su mayoría aparecen agrupados a constituir complejos volcánicos que representan unidades morfológicas distintas y generalmente separadas entre sí por sectores con ausencia o presencia muy reducida de actividad volcánica. La causa de estas agrupaciones no ha sido todavía determinada, pero es probable que dependa de condiciones estructurales profundas, que originaron una génesis no uniforme de los magmas y diferentes modalidades de subida.

Entre los diferentes complejos volcánicos, van Wyk de Vries (1993) identificó la presencia de tres tipos fundamentales:

- Escudos-volcánicos, los cuales son generalmente ubicados en proximidad de zonas de fallamiento transversales a la cordillera volcánica y están ellos mismos cruzados por importantes fallas. Estos incluyen varios conos y cráteres, a menudo esparcidos en un radio de unos 5-15 km desde el centro principal. Su elevación es generalmente modesta (menor de 1050 m s.n.m.) y sus laderas son suavemente inclinadas (15-20°). Se componen principalmente por lavas en forma de amplias y delgadas coladas que se extienden hasta distancias de 15 km desde el centro del complejo, mientras que los productos piroclásticos son esencialmente limitados a la zona alrededor de los cráteres. El Volcán Cosigüina es uno de los ejemplos principales de los volcanes de este tipo.

- Estrato-volcanes, normalmente alejados de importantes zonas de falla y limitadamente afectados por fallamientos de origen tectónicos. Las deformaciones de estos edificios son en su mayoría atribuibles a fenómenos de inestabilidad gravitacional. Presentan en general un edificio principal y pocos conos secundarios. Su elevación es mayor que los escudos-volcánicos, alcanzando hasta los 1,700 m s.n.m. Estos volcanes presentan en general una parte superior del cono principalmente compuesta por depósitos piroclásticos y caracterizada por inclinaciones de hasta 30°, y una parte inferior con abanicos de coladas lávicas, depósitos de escombros y de lahar intercalados con delgadas capas de piroclastos.

- Complejos ácidos, relacionados con la evolución de cámaras magmáticas intra-crustales que generan magmas muy diferenciados y erupciones fuertemente explosivas. Se presentan en forma de amplios escudos compuestos por productos piroclásticos (pómez e ignimbritas) y subordinadamente lávicos, de composición

variable entre basáltica y dacítica. En estos edificios es frecuente la presencia de amplias calderas.

Stoiber et al. (1973) y Burbach et al. (1984) subdividieron el Arco Volcánico Centroamericano en siete diferentes segmentos caracterizados por variaciones en el rumbo del eje volcánico. Cada segmento corresponde también a variaciones en la subyacente zona de subducción la cual sería subdividida en porciones casi independientes, con diferente inclinación y orientación.

Nicaragua abarca dos diferentes tramos de esta segmentación: uno definido Nicaragua Occidental, que se extiende por aproximadamente 175 km desde el Golfo de Fonseca hasta el Volcán Momotombito, en el Lago de Managua; y el otro, definido Nicaragua Oriental, que se extiende por 215 km desde la zona de Managua hasta el Volcán Maderas, en el Lago Nicaragua. La zona de contacto entre estos dos segmentos se caracteriza por una importante estructura tectónica de rumbo N-S, transversal al eje volcánico, y asociada con volcanismo fisural explosivo. En correspondencia de esta zona de contacto se observa también un desplazamiento lateral del eje volcánico de 15-20 km.

El magmatismo cuaternario de Nicaragua ha sido estudiado por diferentes autores (McBirney et al., 1965; Carr, 1984; Walker et al., 1990; Carr et al., 1990; y van Wyk de Vries, 1993, entre otros), a los cuales se hace principalmente referencia. Los magmas tienen composición variable entre basáltica y dacítica y se colocan en la transición entre los campos tholeítico y calcoalcalino. Los productos andesítico-basálticos y basálticos son marcadamente más abundantes que los términos más fraccionados.

Los magmas cuaternarios de Nicaragua parecen generados por fusión parcial de un manto con composición muy similar al que produce los basaltos oceánicos, modificado por efectos de metasomatosis por interacción con la corteza y con porciones de sedimentos marinos involucrados en la subducción (Walker et al., 1990). La influencia de sedimentos marinos pelágicos en el magma está también reflejada por el contenido de  $^{10}\text{Be}$ , que es entre los más altos registrados en márgenes convergentes. Otro rasgo peculiar de los magmas nicaragüenses, es la coexistencia de basaltos con alto y bajo contenido de titanio, lo que ha sido interpretado por Walker et al. (1990) como indicio de cierta heterogeneidad en el ámbito de la cuña del manto (es decir, la porción del manto que queda comprendida, en forma de cuña, entre el tope de la placa oceánica en subducción y la base de la litosfera continental). Los basaltos con bajo contenido de Ti se generarían en porciones de manto marcadamente afectadas por el proceso de subducción (con "contaminación" por efecto de sedimentos pelágicos), mientras

que los basaltos con alto contenido de Ti derivarían de porciones no "contaminadas" por el proceso de subducción. Carr et al. (1990) han ulteriormente interpretado los basaltos con alto contenido de Ti como generados por la fusión de porciones del manto que incluyen venas enriquecidas que se formaron durante anteriores procesos magmáticos, en condiciones de retro-arco. Reagan et al. (1994), observan por otro lado que a la luz de estudios sobre isótopos de U y Be, las lavas con elevado contenido de Ti derivarían de porciones de manto residual después de la extracción de magmas con bajo contenido de Ti. Desde el punto de vista tectónico y estructural general, van Wyk de Vries (1993) observa que los magmas con elevado contenido de Ti llegan a tener una clara expresión en la superficie solamente donde logran atravesar la corteza sin encontrar otros tipos de magma.

Según van Wyk de Vries (1993), las lavas del vulcanismo cuaternario presentan algunas diferencias también en función del tipo de edificio volcánico:

- Las lavas que componen los estrato-volcanes son generalmente enriquecidos en  $Al_2O_3$ , tienen bajo contenido en MgO y presentan secuencias de diferenciación de tipo calco-alcálico. En general las andesitas y andesitas basálticas de los estrato-volcanes tienen también un contenido de  $K_2O$  más elevado que las mismas lavas en los edificios a escudo.

- En los edificios a escudo las lavas tienden a tener bajo contenido de  $Al_2O_3$ , los basaltos son enriquecidos en MgO y las secuencias de diferenciación presentan características de tendencia tholeítica.

Todo esto evidencia que los productos de los escudos-volcánicos tienden a tener una composición primitiva, lo que demuestra una derivación directa desde el manto con limitados procesos de diferenciación, mientras que los productos de los estrato-volcanes, inclusive los basaltos, han experimentado cierta evolución durante su subida. La química de los elementos menores y en trazas y los datos isotópicos indican que el magma originario es análogo en los dos casos, por lo tanto las diferencias se deben a procesos que ocurren en la corteza y que van Wyk de Vries (1993) atribuye a las diferentes situaciones estructurales que caracterizan los escudos-volcánicos y los estrato-volcanes. Las importantes estructuras tectónicas que ocurren en correspondencia de los escudos-volcánicos facilitarían la subida del magma desde su zona profunda de origen hacia la superficie, limitando el desarrollo de procesos de diferenciación, mientras que la corteza menos deformada que se encuentra debajo de los estrato-volcanes representaría condiciones más dificultosas para la subida de los magmas, causando un mayor tiempo de residencia de los mismos en la corteza con procesos de diferenciación y metasomatismo asociados.

### 3.1.2 Marco Geológico Local

La geología superficial del Cosigüina está dominada por el edificio y los depósitos del Volcán Cosigüina. En la Figura II-3.5 se muestra una síntesis de la geología local, basada en investigaciones realizadas como parte del Estudio Plan Maestro, así como en reportes e información existentes.

Las rocas más antiguas del área pertenecen a la fase entre el Terciario Superior y el Cuaternario Inferior, y están expuestas en 3 áreas generales:

- el complejo Loma San Juan, que forma un ancho contrafuerte que se extiende hacia el Este desde el edificio central del Volcán Cosigüina,
- el complejo de colinas en la parte Sudoeste de la península, que incluye Loma Ojo de Agua / Loma El Ojochito, y Loma El Padre; y
- las colinas cercanas a Quilaquita, en el extremo Sudeste de la península, incluyendo Cerro El Calanchín.

Las rocas expuestas en estas áreas no han sido todavía estudiadas en detalle. En los mapas anteriores se les atribuye al Grupo Coyol del Plioceno (Parsons Corp., 1972). No obstante, Hradecky (1988) señala que la morfología asociada con estas exposiciones sugiere que son restos erosionados de edificios volcánicos más recientes, posiblemente de la era del Pleistoceno. Aunque, como parte del Estudio Plan Maestro se recolectaron de varias formaciones volcánicas de estas áreas para datación, la datación no fue exitosa (ver la sección 2.2.2 por arriba).

Un examen de los depósitos encontrados en el complejo Loma San Juan y en el área de Loma Ojo de Agua – Loma el Ojochito – Loma El Padre, indica que están dominados por lavas compactas y lahares y material volcánico detrítico. Se determinó que una muestra de lava recolectada en Loma Ojo de Agua es un basalto con olivino y clinopiroxeno, mientras que una lava muestreada en los depósitos de material volcánico detrítico en Loma El Ternero (al Noroeste de Loma El Padre) se encontró que es una andesita con dos piroxenos (ver Apéndice B). En el área de Loma San Juan, una muestra de lava recogida en la base Este del contrafuerte se determinó que era una andesita con clinopiroxeno.

Es incierta la forma original de los volcanes que han eruputado los depósitos más antiguos, en particular los de los depósitos en el Sur. En Loma San Juan, el relieve es mayor y hay algún indicio de que el centro volcánico original haya estado más cerca de lo que en la actualidad es el pico más elevado de todo el contrafuerte.

Los otros depósitos expuestos en la superficie del área de estudio se relacionan propiamente con el volcán Cosigüina. Estos incluyen:

- depósitos de la erupción de 1835 que, debido a su origen reciente y al volumen original, cubren un área importante;

- material retrabajado y redepositado de la erupción de 1835, además de depósitos aluviales recientes. Estos se encuentran principalmente a lo largo de las márgenes Norte, Este y Sur de la península;

- rocas más antiguas (anteriores a 1835) del Volcán Cosigüina. Están expuestas principalmente en las paredes del cráter central, y en el farallón erosionado del Filete Cresta Montosa; y

- depósitos de centros volcánicos parásitos o secundarios, presentes en varios sitios. En la sección 3.2 se discuten con mayor detalle estos depósitos

La interpretación de la estructura geológica se ve limitada hasta cierto punto por la presencia de depósitos más recientes en casi toda el área, incluyendo la presencia por doquier de depósitos de la erupción de 1835. Se analizaron imágenes de satélite y fotografías aéreas para identificar las principales estructuras y otras manifestaciones lineales presentes en el área; éstas luego se compararon con las de los trabajos anteriores antes de hacer una interpretación estructural definitiva.

La estructura geológica del área puede apreciarse mejor en la zona dentro y cerca del Volcán Cosigüina. Entre las manifestaciones más notables en esta zona se incluyen:

- El flanco inclinado del cráter central, que es una notable manifestación de colapso. Hradecky (1988) reporta la presencia de fracturas leves concéntricas al borde del cráter; asimismo hay algunos hundimientos secundarios dentro del mismo cráter.

- Una vieja muralla o "borde somma" (término derivado del Monte Somma, que tiene una relación similar al Volcán Vesubio en Italia) localizada principalmente hacia el Oeste del volcán central y que forma el Filete Cresta Montosa. Esta estructura representa un viejo colapso del volcán, seguido de la subsiguiente formación del actual edificio central. Tal como lo apuntó Williams (1952), debe haber existido una depresión o "fosa" de considerable profundidad entre el volcán central y el Filete Cresta Montosa, antes de que se llenara con depósitos de la erupción de 1835. Se observa que el borde somma se curva por un trecho alrededor de los márgenes Sur y Norte del volcán, pero llega a desaparecer hacia el Este.

- Una falla arqueada con tendencia Noroeste, localizada el Oeste del Filete Cresta Montosa. No es muy notable, y aunque Hradecky (1988) la presenta como una estructura de colapso, en nuestra opinión no es posible relacionarla con ningún episodio particular del desarrollo del volcán.

•Una serie de fallas pequeñas y lineamientos hacia el Oeste y el Este del volcán central, en su mayoría con tendencia aproximada N-S (inclusive algunas dentro del complejo de la Loma San Juan). Pareciera que están localizadas, y no se ha identificado ninguna estructura de extensión regional.

Se nota la ausencia de estructuras importantes en las áreas donde hay expuestas rocas más antiguas (Figura II-3.5), lo cual sugiere la posibilidad de que la deformación estructural ha sido limitada dentro del área de estudio en tiempos recientes, y que la estructura local está dominada por la dinámica de la evolución del Volcán Cosigüina.

### 3.2 Actividad Volcánica

La actividad volcánica dentro del área de Cosigüina está dominada por la actividad del propio volcán, donde, aparte del volcán central, los indicios de una actividad reciente se limitan a unos pocos centros volcánicos parásitos. El complejo volcánico se encuentra aislado del resto de los volcanes activos de la Cordillera Volcánica de Nicaragua, y el más cercano de los volcanes jóvenes es el San Cristóbal, distante aproximadamente 60 km hacia el SE. En gran parte del tramo intermedio se encuentran expuestos depósitos volcánicos pre-Cuaternarios. Hacia el Noroeste, los volcanes activos más recientes se encuentran en Isla El Tigre (República de Honduras) e Isla Conchagüita (República de El Salvador), ambos en el Golfo de Fonseca. Conchagüita ha hecho erupciones en tiempo histórico, la más reciente en 1892.

#### 3.2.1 Volcán Cosigüina

##### Forma y Composición

El Volcán Cosigüina es un volcán de tipo escudo con un diámetro cercano a los 20 km y una elevación máxima de 872 m. Tiene una forma casi circular, y las principales irregularidades en su forma se deben a la presencia del Filete Cresta Montosa y al amplio contrafuerte formado por el Loma San Juan (Fig. II-1.1).

Las paredes expuestas del cráter indican que la parte central del volcán está compuesta principalmente por flujos repetitivos de lava, separados por capas de escoria y, posiblemente, depósitos piroclásticos. Williams (1952) observó claramente por lo menos 30 flujos expuestos en las paredes de 400 a 600 m de altura del cráter; nuestras observaciones indican que el número de flujos puede llegar hasta 40 a 50. Son bastante regulares, y están casi ininterrumpidos por



diques u otras manifestaciones intrusivas, aunque podría estar presente algún pequeño cuerpo subintrusivo en la pared Sur del cráter.

Contrastando con el volcán central, en las márgenes distantes es común encontrar depósitos piroclásticos, principalmente a lo largo de la costa Noroeste de la península, expuestos en los acantilados costeros y en los márgenes de quebradas. Hradecky (1988) parece haber concluido que la mayoría (o todos) de los depósitos piroclásticos expuestos por la costa son productos de la erupción de 1835. Sin embargo, en base a la inspección de afloramientos en esta zona, creemos probable que muchos de estos depósitos son productos de erupciones anteriores, incluyendo erupciones que pueden relacionarse con el viejo edificio volcánico del Filete Cresta Montosa. Sería útil alguna datación de los depósitos piroclásticos para comprender el historial eruptivo del complejo volcánico.

Las rocas piroclásticas incluyen depósitos tobáceos de texturas varias, y se ha interpretado que incluyen flujos piroclásticos, depósitos tipo "base surge", y depósitos de caída (Self et al, 1989; Hradecky, 1988). Hradecky (1988) realizó un análisis muy detallado de las características de estos depósitos, y señaló que predominan los materiales de grano fino. Algunos de los depósitos están cementados en diferentes grados, mientras que otros están sueltos y relativamente inconsolidados.

Una parte importante del área de estudio se representa en el mapa geológico de Hradecky (1988) como terreno cubierto por depósitos de tipo lahar o flujo de lodo (Figura II-3.5); estos también se clasifican como productos de la erupción de 1835. El origen de estos depósitos no pudo verificarse en el transcurso de las investigaciones de campo efectuadas como parte del Estudio Plan Maestro.

Los resultados de los análisis petrográficos y petrológicos reportados por Williams (1952), Hradecky (1988) y Self et al. (1989), junto con aquellos realizados durante el desarrollo del Estudio Plan Maestro, indican que en la composición de los productos eruptivos del Volcán Cosigüina predomina la andesita y la andesita basáltica. Los análisis químicos realizados a 5 depósitos de la erupción de 1835, reportados por Hradecky (1988) y Williams (1952), muestran una consistente composición andesítica, con contenidos de SiO<sub>2</sub> que va desde 55.4% hasta 60.0%. Tres análisis adicionales reportados por Self et al. (1989) dan esencialmente el mismo resultado. Estos análisis se muestran en el Anexo B. Williams (1952) examinó varias lavas pre-1835 y encontró que eran basaltos o andesita basáltica con piroxeno y olivina, y basalto o andesita basáltica con dos piroxenos. Las muestras recolectadas para el Estudio Plan Maestro se interpretaron como andesita con dos piroxenos (ver Anexo B).

Historia de la Actividad

Basándose en la evidencia disponible, el historial de la actividad volcánica en el área de estudio se puede resumir de la siguiente forma:

- Una actividad bastante dispersa durante el tiempo Terciario hasta (posiblemente) el Pleistoceno depositó las rocas volcánicas que ahora componen las colinas en las áreas del Loma San Juan, Loma Ojo de Agua – Loma El Ojochito – Loma El Padre, y el Cerro El Calanchín. La localización de los centros eruptivos de esta actividad es incierta, aunque uno de ellos pudo haber estado en o cerca de la actual Loma San Juan. Este podría representar un ancestro del actual Volcán Cosigüina.

- El Volcán Cosigüina ha sufrido por lo menos dos fases de construcción y de colapso parcial. El flanco inclinado formado por el Filete Cresta Montosa, con su extensión en parte alrededor de los márgenes Norte y Sur del actual volcán, representan un evento de colapso de caldera, asociado probablemente con una importante erupción explosiva, que es el último colapso antes del evento de 1835.

- Desde el colapso asociado con el Filete Cresta Montosa, la mayor parte de la actividad volcánica probablemente ha consistido de flujos intermitentes de lava desde una chimenea central que formó el actual edificio volcánico. También pudo haber ocurrido erupciones que formaron depósitos piroclásticos durante este periodo, aunque hasta el momento se carece de evidencia directa sobre esto.

- No es posible determinar con certeza si el Volcán Cosigüina ha eruptado más de una vez en tiempos históricos. Self et al. (1989) hacen la mención de posibles erupciones en los siglos 18 y 19, aunque tales referencias son dudosas. Por lo tanto, nosotros consideramos que el evento de 1835 es la única erupción histórica que se conoce en forma concluyente.

- El evento de 1835 constituyó una importante erupción pliniana responsable de la formación del cráter actual. Desde ese tiempo no se sabe que haya habido ninguna otra actividad. La erupción de 1835 y sus implicaciones se describen con mayor detalle en la siguiente sección.

### La Erupción de 1835

La erupción del Volcán Cosigüina en 1835 se considera como una de las mayores erupciones volcánicas en las Américas en tiempos de historia escrita. La primera descripción completa de la erupción de 1835 del Cosigüina fue escrita por Howell Williams (1952) basándose en su lectura de relatos de testigos oculares, así como en notas y muestras tomadas durante su visita al volcán en Octubre de 1949. A partir de lo que cuentan los testigos oculares, concluye que la erupción comenzó a las 8 a.m. del 20 de Enero, y que duró prácticamente hasta el 23 de

Enero. No hubo reportes de temblores antes de la erupción, aunque si se sintieron en forma repetida en La Unión, El Salvador, a 50 km de distancia, el 20 de Enero, a las 4 p.m. La ceniza se extendió tanto, y era tan densa, que en Nacaome, Honduras, a 65 km de distancia, oscureció al medio día, y a las 5 p.m. la capa de ceniza era de 8 cm. Se reporta que la mañana del 21 de Enero se oscureció y hubo temblores y retumbos en una zona muy extensa, y durante todo el día, el territorio de Honduras se vio velado por la oscuridad de la ceniza.

La erupción continuó durante el día 22, a la vez que el viento cambió al Sudeste, por lo que una fina ceniza comenzó a caer y a oscurecer el sol en Chinandega. Durante esa noche parece que la erupción alcanzó su clímax, con retumbos que se escucharon durante nueve horas, y se sintieron temblores en un radio de 400 km. Los retumbos se oyeron hasta en Bogotá, Colombia y Kingston, Jamaica. La erupción declinó rápidamente en el día 23, aunque la ceniza fina llegó hasta Jamaica, a 1,300 km al Este. Aún durante los días 25 y 26 la ceniza oscureció la Ciudad de Guatemala. La mayor eyección que se reportó cayó en la Isla El Tigre, a 32 km allí. Durante el segundo día de la erupción, se notó la caída de trozos de pómez del tamaño de un huevo de gallina, y la ceniza fue tan densa que se le dificultaba respirar a la gente.

Los depósitos de la erupción de 1835 incluyen:

- Ceniza (y eyecciones más grandes lanzadas al aire cerca del volcán) en casi toda la América Central, con depósitos de cerca de 1 mm a distancias de por lo menos 300 km y de más de 10 cm a distancias de unos 75 – 100 km (Self et al., 1989).

- Flujos piroclásticos (incluyendo depósitos tipo "base surge") depositados sobre la mayor parte de la península y extendiéndose dentro del Golfo de Fonseca hacia el Norte y el Noroeste, donde se reportó la formación de nuevos islotes (Self et al., 1989). Se ha reportado que el espesor total de los materiales piroclásticos (incluyendo los depósitos acarreados en el aire) ha excedido los 40 m en algunos sitios, aunque es mucho más delgado en la mayoría de los lugares.

- Una combinación de lava y eyecciones aglutinadas reportadas por Self et al. (1989) presente en algunas partes del cono central. Con la excepción de este depósito, todos los productos de la erupción de 1835 parecen consistir de material piroclástico.

Las estimaciones en cuanto al volumen total eruptado varían considerablemente, tendiendo las estimaciones más recientes a ser más conservadoras. Williams (1952) menciona estimaciones previas de eyección total que van desde unos pocos hasta los 150 kilómetros cúbicos, aunque concluye que el volumen ". . . puede no haber excedido los 10 kilómetros cúbicos." Self et al. (1989) calculan que la columna de la erupción alcanzó una altura de entre 25 y

28 km y que el volumen de ceniza fue de 2.9 a 5.6 kilómetros cúbicos (equivalente a una cantidad de 1.8 a 2.8 kilómetros de magma). No estimaron el volumen de los depósitos de flujos piroclásticos.

De los diferentes reportes queda claro que solamente un mapeo más detallado de los depósitos de 1835, y quizás algunos núcleos de perforación de depósitos de flujos piroclásticos, puedan aclarar la incertidumbre en cuanto al volumen del material eruptado. En nuestra opinión, una estimación razonable del volumen de magma eruptado en 1835 es de unos 3 kilómetros cúbicos, lo que es aproximadamente igual al volumen de la caldera. Esto se compara con 1 kilómetro cúbico eruptado por el Volcán del Mount St. Helens en los Estados Unidos en 1980, y con 5 kilómetros cúbicos de magma eruptado por el Volcán Pinatubo, en las Filipinas, en 1991.

En cuanto a la cronología de la erupción, la primera actividad fue de tipo freático, seguida de explosiones freato-magmáticas, y finalmente la fase principal magmático-Pliniana, que se inició en la mañana del 21 de Enero, el segundo día de la erupción.

Williams (1952) concluyó que la erupción fue predominantemente Pliniana con una alta columna eruptiva compuesta principalmente de fina ceniza andesítica y fragmentos de pómez. También llegó a la conclusión de que el cráter actual se formó por colapso dentro del espacio creado por el volumen del nuevo magma eruptado, y que por lo tanto representa una estructura de caldera (McBirney et al., 1965). Las investigaciones del Estudio Plan Maestro han venido a confirmar las conclusiones a las que llegó Williams, con una observación adicional: el comienzo de los principales temblores a las 4 p.m. del 20 de Enero, y su continuación durante la noche del 22-23 de Enero indican que probablemente este fue el momento y la duración del colapso de la caldera.

Hradecky (1988) concluye que la erupción de 1835 fue de tipo freato-pliniana, es decir, que el agua subterránea constituyó un elemento importante que contribuyó a la explosividad de la erupción. Nosotros no concordamos con esta conclusión, ya que la cinética de interacción del agua subterránea con el magma sería muy lenta y esporádica como para producir una erupción tan grande y de tanta duración. En nuestra opinión, los gases que mayormente impulsaron la erupción ya estaban disueltos en el magma antes de la erupción.

### 3.2.2 Centros Volcánicos Parásitos

El Volcán Cosigüina tiene pocas chimeneas secundarias o parásitas, si se compara con otros volcanes nicaragüenses. Los únicos centros parásitos de importancia se observan en 3 sitios.

### El Barranco

El Barranco es un maar (cráter formado por explosión) distinto de aproximadamente 1 km de diámetro, localizado al Nordeste de la cima del cono del Cosigüina (Figura II-3.5). El anillo de depósitos de roca fragmentada que forman el borde del cráter está bien conservado, y el corte de un camino en su lado Norte ha dejado al descubierto su estructura y composición interna. Una muestra recolectada de una bomba de lava dentro del anillo de tobas fue sometida a un análisis petrográfico, determinándose que es andesita con clinopiroxeno con olivino raro. No parece haber una heterogeneidad importante dentro de los depósitos del anillo de tobas, y es probable que sean de composición similar a las lavas que formaron el cono central del Volcán Cosigüina.

Hradecky (1988) considera que El Barranco se formó antes de la erupción de 1835. Pareciera que este es el caso, aunque se debe señalar que el cráter, y particularmente el anillo de tobas, no parecen haber sido erosionados significativamente por la violenta erupción del evento de 1835.

### Cráter del Litoral Punta La Salvia

Hradecky (1988) le dio el nombre del promontorio del lugar (Punta La Salvia) aun cráter truncado que se encuentra en la costa NO de la península. El cráter tiene unos 2 km de diámetro, y contiene un cono más pequeño, también truncado, en el centro (Figura II-3.5). Hradecky (1988) le atribuye el origen del cráter a una explosión freática, sin raíces, que resultó de la acumulación de depósitos piroclásticos durante la erupción de 1835. Según esta interpretación, no representa una verdadera chimenea volcánica.

### Cerros Chachos

A unos 4 km al Sur de la cima del cráter del Volcán Cosigüina se encuentran dos pequeñas colinas de forma cónica llamadas Cerros Chachos (Figura II-3.5). Hradecky (1988) considera que estos son conos adventicios ; sin embargo, Williams (1952) los describe como restos erosionados de una estructura tipo somma más antigua. Durante el curso del Estudio Plan Maestro no fue posible examinar directamente estas manifestaciones.

### 3.2.3 Extensión y Posibles Características de Cuerpos Intrusivos

Stoiber et al. (1973) estiman el volumen del Volcán Cosigüina en  $65 \text{ km}^3$ . El volumen de las intrusiones debajo de la superficie (por debajo de la base del volcán) es probable que sea aproximadamente igual a este volumen (es decir, otros  $65 \text{ km}^3$ ). A profundidades mayores a los 3 – 5 km, el magma es más liviano que las rocas que lo rodean, y por arriba de ese nivel, el magma generalmente es más denso que las rocas a su alrededor. Por lo tanto, esa profundidad (3 a 5 km) a menudo se le conoce como el nivel de densidad neutral. El efecto de flotación empuja superficie desde profundidades por debajo del nivel de densidad neutral,

aunque es menos probable que los cuerpos de magma separados de sus raíces más profundas por el efecto de flotación, se muevan hacia arriba.

Las intrusiones más comunes al nivel de densidad neutral son las de tipo "sill", y por encima de éste, predominan los diques. La orientación de los diques puede ser radial con respecto al conducto principal de alimentación, o controlada por un campo de esfuerzos tectónicos regional o local. El campo de esfuerzos en el Oeste de Nicaragua (Weinberg, 1992) sugiere que los diques deben orientarse preferiblemente según una dirección Norte – Sur. La tendencia de los lineamientos detectados en el área (Figura II-3.5) da alguna evidencia limitada de la posible localización de los diques con esta orientación.

A partir de este análisis se puede inferir que una cantidad sustancial de roca intrusiva, que puede servir como una posible fuente de calor geotérmico, podría estar presente debajo del Volcán Cosigüina. No obstante, la definición del tiempo de este emplazamiento, así como la forma del cuerpo o cuerpos intrusivos principales, está pobremente delimitado. ●

## DE NUESTROS LECTORES

---

Estimados lectores de RTN:

Estoy buscando información sobre el trabajo y la vida del danés Wilhelm Neuhaus en Nicaragua. Especialmente sobre su trabajo con el ferrocarril atlántico, que desafortunadamente nunca fue construido. Wilhelm Neuhaus llegó a la ciudad de Rama alrededor de 1901, visitando a su hermano Edward Neuhaus, quien desde 1890 había conducido una plantación de bananos a la orilla del Río Mico. Edward Neuhaus murió en 1902, después de lo cual Wilhelm Neuhaus pudo haberse hecho cargo de la plantación. En cualquier caso, Wilhelm Neuhaus estuvo en Nicaragua hasta su muerte en la ciudad de Rama en 1925.

Saludos cordiales

Finn Aage Jørgensen

[finnaagejoergensen@gmail.com](mailto:finnaagejoergensen@gmail.com)

Su vida en Dinamarca y el trabajo con el ferrocarril del Atlántico en Nicaragua fue así descrito en un periódico danés:

### **Noticias Nacionales el 19 de abril de 1905**

#### **Danés en el extranjero - Teniente Neuhaus**

Neuhaus lideraron el trabajo con gran habilidad y seguridad y, después de medio año, regresaron a Managua con información para mapas y propuestas del curso.

El gobierno los pagó por el trabajo europeo: El teniente Neuhaus recibió así un tramo de tierra de 4100 Td. Land (=3200 mazanas) para su grupo. Viajó a lo largo de la línea y se los entregó con algunos ayudantes para que construyeran el curso. Las revistas en Managua los felicitan en esa ocasión. Agregamos nuestras felicitaciones y, al mismo tiempo, expresamos la esperanza de que el oficial danés y sus compañeros deben lograr que la empresa bien iniciada tenga un final feliz. ●