



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTONOMA DE MEXICO.

Facultad de Ingeniería

GENESIS Y EVALUACION DEL YACIMIENTO DE GRAFITO
CRISTALINO DE "EL HIELO", SANTA MARIA
PEÑALES, OAXACA.

TESIS PROFESIONAL

Que para obtener el Título de
INGENIERO GEOLOGO
p r e s e n t a
SERGIO D. BAZAN PERKINS

Director de Tesis:
ING. GERMAN ARRIAGA GARCIA

México, D. F.

1990

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN





UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

I N D I C E G E N E R A L

RESUMEN

I).- INTRODUCCION	1
Objeto del Estudio	1
Antecedentes	3
Método de Trabajo	5
Agradecimientos	7
II).- GENERALIDADES	8
Localización	8
Vías de Comunicación	8
Características del Grafito	10
Especificaciones y Precios	11
Usos del Grafito	12
Producción y Demanda	12
III).- FISIOGRAFIA	17
Geomorfología	17
Hidrología	18
IV).- GEOLOGIA REGIONAL	19
Introducción	19
ESTRATIGRAFIA	20
Investigaciones Previas	21
SUCESION LITOSTRATIGRAFICA DEL COMPLEJO OAXAQUEÑO	30
ARQUEANO	33
<u>Supergrupo Pápalo</u>	33
PROTEROZOICO TEMPRANO	38
<u>Supergrupo Zimatlán</u>	38
Grupo El Trapiche	38
Grupo Valdeflores	42
PROTEROZOICO MEDIO	44
<u>Supergrupo Telixtlahuaca</u>	45
Grupo Oaxaca	45
Subgrupo Tenexpan	46
Subgrupo La Unión	48
Grupo Tejalapan	49

Grupo El Hielo	51
Subgrupo Vigallo	52
Subgrupo Peñoles	53
Subgrupo La Joya	53
PROTEROZOICO TARDIO	54
PALEOZOICO	55
Paleozoico Temprano	55
Paleozoico Medio	55
Paleozoico Tardío	56
MESOZOICO	57
Cretácico	57
CENOZOICO	58
EVOLUCION TECTONICA	60
Análisis y Discusión	60
Evolución Tectónica del Arqueano	60
Evolución Tectónica del Proterozoico Temprano	61
Evolución Tectónica del Proterozoico Medio	62
Evolución Tectónica del Proterozoico Tardío	65
Origen de las Facies del Metamorfismo Regional	65
I) Fase Preorogénica	66
II) Fase Orogénica	67
III) Fase Postorogénica	70
Discusión Crítica de las Fácies de Metamorfismo	72
Evolución Tectónica del Paleozoico	75
Evolución Tectónica del Mesozoico	78
Evolución Tectónica del Cenozoico	79
V).- GEOLOGIA DEL YACIMIENTO	81
Condiciones Ambientales de Depósito	81
Facies de Sedimentación	85
1) Litofacies Costera y Continental	86
2) Litofacies de la Plataforma Continental	86
3) Litofacies de Cuenca Marina	88
4) Litofacies del Flysch de la Trinchera de Subducción	89

Facies de Metamorfismo de la Roca Encajonante	90
1) Petrología de la Zona Costera y Continental	91
2) Petrología de la Zona de Plataforma Continental	92
3) Petrología de la Zona de Cuenca Marina	93
3a) Petrología de la Zoná de Barra	95
4) Petrología de la Zona del Flysch de la Trinchera	96
DESCRIPCION DE LOS YACIMIENTOS	99
A) La Subcuenca Grafitica de Peñoles	103
B) La Subcuenca Grafitica de Telixtlahuaca	107
Génesis del Grafito Cristalino	115
1) Naturaleza de la Biosfera Terrestre	115
2) Concentraciones Bioquímicas del Proterozoico Medio (1,350-1,000 m.a.)	118
VI).- EVALUACION ECONOMICA	124
1) Estimación Analítica de las Reservas de la Subcuenca de Peñoles	124
2) Estimación Potencial de la Subcuenca de Telixtlahuaca	129
Evaluación Económica del Rutilo (TiO_2) como Subproducto.	132
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	
EL TEXTO DE LA TESIS INCLUYE:	
14 Láminas Ilustrativas	
5 Tablas Descriptivas	
22 Fotomicrografías Petrográficas	
3 Planos Geológicos y Secciones	
17 Secciones del Yacimiento	

R E S U M E N:

Se presenta un análisis económico de la demanda y producción del grafito cristalino a corto y mediano plazo. Asimismo, se plantea el uso y aplicaciones de esta materia estratégica, de gran consumo mundial.

Los yacimientos se describen dentro del contexto geológico regional del Precámbrico del Complejo Oaxaqueño, que incluye la distribución y génesis. Con este levantamiento regional y varios estudios petrográficos y mineralógicos fue posible, establecer su posición en el tiempo y el espacio.

Para esta exposición fue necesario confrontar y discutir las ideas, datos y aportaciones científicas avanzadas de varios investigadores, sobre petrología, estratigrafía y tectónica del Complejo Oaxaqueño, y particularmente, la evolución y naturaleza de la Orogenia Oaxaqueña, en su contexto regional.

En estas condiciones, se establece que la concentración comercial de grafito cristalino se distribuyen en una cadena de paleocuenas, de la parte superior del Proterozoico Medio (1550-1100 m.a.), que se ubican al poniente de la potente sucesión de flysch de la trinchera de subducción del arco insular de Telixtlahuaca. Como estos yacimientos de carbono se presentan marginales al arco insular de Telixtlahuaca, se presume que hubo influencia calorífica y química para generar los nutrientes que desarrolló la fuerte actividad bacteriana.

El Grupo El Hielo, donde están emplazados los yacimientos de grafito cristalino, integra varias facies de paragneises cuarzofeldespáticas; incluye rocas pelíticas, cuerpos masivos y bandeados de mármol cipolín con evidente movimiento diapírico, para formar parte de la potente secuencia vulcanosedimentaria del Supergrupo Telixtlahuaca, del Proterozoico Medio. La relación sedimentológica, establece que el Grupo El Hielo proviene del desgaste erosivo del Grupo Tejalapan y Subgrupo Vigallo, lo que induce a considerar a esa unidad estratigráfica de origen sedimentario, como la más tardía del Proterozoico Medio.

El Grupo El Hielo, dentro del marco tectónico, comprende la parte ex-

terna de la Orogenia Oaxaqueña (miogeosinclinal), con franca polaridad al poniente y el principal elemento alóctono de la Nappa de la Carbonera, que yace en marcada discordancia tectónica sobre el antepaís (foreland), referido por el Supergrupo Zimatlán del Proterozoico Temprano.

Las relaciones de campo y análisis químicos, indican que el grafito cristalino está marcadamente influido por las soluciones químicas, provenientes de la actividad volcánica del arco de Telixtlahuaca, al producir energía y nutrientes que indujo a una prolífera acción micro orgánica autótrofa, de cianobacterias y algas en medios estables. La producción de residuos orgánicos fue favorecida por la circulación restringida, en mares relictos y próximos a la extinción. En estas condiciones, la actividad vulcanogénica abasteció de nutrientes la vida orgánica marina, donde propició la acumulación y acreción de materia sapropélica, análoga a los hidrocarburos del Fanerozoico.

No obstante la intensa recristalización de las rocas y la reiterada aloctonía sobrepuesta de las diversas facies que conforman la potente secuencia vulcanosedimentaria del Supergrupo Telixtlahuaca, es posible definir la posición espacial y temporal de cada una de ellas. En este caso, los depósitos de grafito cristalino, constituyen una excelente guía interpretativa que permite reconstruir los diversos ambientes de su depósito, en las unidades litoestratigráficas del Complejo Oaxaqueño y demostrable al descubrir otros yacimientos.

Se concluye que los depósitos de grafito cristalino representan residuos orgánicos de hidrocarburos precámbricos, que perdieron sus volátiles por las elevadas temperaturas e intensa compresión lateral. Sin embargo, muchas de las características de éstos, como la fluidez, capa sello, migración, entrapamiento estratigráfico y estructural, así como el proceso genético, es similar al de los hidrocarburos del Fanerozoico y alojados en ambientes petrológicos análogos.

Finalmente y con base en las investigaciones anteriores, se evaluaron las subcuencas gráficas de Peñoles y de Telixtlahuaca, con reservas suficientes para considerar a México potencialmente exportador.

1).- INTRODUCCION

Objeto del Estudio

Al exponer esta síntesis geológica, se debe de reconocer que existen escasas y esporádicas contribuciones, relacionadas con el Precámbrico de México; no obstante que éste pueda cubrir un 40% de la corteza continental. El Precámbrico a nivel global es de importancia económica por sus extensas reservas de oro, plata, platino, cobre, vanadio, titanio, níquel, uranio, asbesto, grafito, tierras raras, cromo, cobalto, hierro, magnesita-talco, diamantes y otros minerales.

La realidad es que, desde fines del siglo pasado, la identificación y distribución de las rocas precámbricas ha sido objeto de grandes controversias y limitados análisis geológicos. Aunque se han publicado importantes investigaciones de carácter petrológico, geocronométrico y tectónico, pocas contribuciones tienden a resolver la estratigrafía como base fundamental de cualquier interpretación.

Es indudable que la investigación del Precámbrico representa gran reto para las diversas disciplinas de las Ciencias de la Tierra, al involucrar diversas y complicadas secuencias litológicas, con reiteradas deformaciones tectónicas en el tiempo y el espacio. De hecho, estos cambios constituyen la limitante para interpretar la superposición de las rocas precámbricas y su correlación regional.

Ante este panorama, la presente tesis postula un modelo de interpretación geológica que se apoya en la sucesión cronológica de las rocas, de los diversos eratemas o supergrupos que integran la secuencia del Complejo Oaxaqueño. Con este control estratigráfico y estructural, se puede determinar o inferir, la existencia de otros yacimientos en ambientes análogos y favorables de la secuencia precámbrica de México.

El modelo del yacimiento de grafito que se trata en esta tesis, re-

presenta una exposición de geología aplicada que se apoya en una extensa investigación estratigráfica y evolución tectónica; analizada y discutida por el autor en el texto y realizada principalmente durante la pasada década. Sería difícil medir en tiempo y valorar una investigación, si no se prueba con resultados. Por fortuna, la información minera obtenida es concreta y a corto plazo, con ahorro de tiempo para enfocar la búsqueda de otros yacimientos.

Es necesario considerar que hacia 1980, las reservas de grafito cristalino apenas sumaban 2 millones de toneladas, con Ley de 4% de C fijo. En la actualidad, los estudios litoestratigráficos, estructurales y de muestreo valoran las reservas comerciales en más de 150 millones de toneladas, lo que demuestra que la investigación y los recursos destinados a medir el control estratigráfico y estructural de la mineralización y su ambiente favorable, rinden excelentes resultados.

La experiencia obtenida permite postular que, donde se conjugan los diversos factores geológicos, se puede inferir la existencia de un yacimiento similar, dentro de un ámbito paleogeográfico análogo. Esta filosofía de interpretación concluye que los parámetros que controlan la mineralización del yacimiento de El Hielo, su génesis y los procesos físico-químicos involucrados, son los factores que determinan al Proterozoico Medio, la época metalogénica del grafito cristalino.

En consecuencia, los yacimientos de grafito cristalino de la región de Santa María Peñoles y Telixtlahuaca, reúnen las mismas características petrológicas y mineralógicas; igualmente, análoga sucesión litoestratigráfica y control estructural dentro del contexto geológico regional, aspectos a considerar para determinar su potencial económico y su comparación con otros yacimientos del mismo tipo.

Antecedentes

La historia minera de la región de Santa María Peñoles, como la del Parián, Telixtlahuaca, San Miguel Peras y Zimatlán se remonta a la época prehispánica, de donde se extraía oro de placer para ser intercambiado por plumas, telas y cacao con otras tribus del Istmo Tehuantepec, Chiapas y Tuxtepec, según Peterson (1985). Para los -- Aztecas, la región oaxaqueña era importante zona de comercio, al obtener "chiquihuites" colmados de oro de placer como tributo de sus conquistas. Aunque se desconoce el grado de producción de oro de placer que tuvo la región, Humboldt (1802), refiere que el oro se obtenía mediante el lavado de tierras de aluvión, especialmente de los poblados mixtecos. Por su parte Caso (1932) señala que con el descubrimiento de un cincel de cobre y otro de hierro forjado, en la tumba No. 7 de Monte Albán, se puede saber su grado de desarrollo.

Uno de los primeros trabajos científicos se deben a De Landa y Girault (1892), donde mencionan a San Miguel Peras como principal centro productor de oro y hierro, de una extensa región minera representada por Huajolotipac, Cholula, Yuta, Huitepec, Yucucundo, Estetla, Tepantepec, Tlazoyaltepec y Santa María Peñoles. Con respecto a la producción minera de oro, se sabe que existían 50 arrastres movidos por agua, de las que 20 producían 600 cargas a la semana, con Ley de 1.5 "adarmes" de oro. Estos autores describen que los criaderos auríferos aparecen en rocas del "período Arqueano"; mientras que las vetas de plomo y plata a la "formación cretáceas". Las vetas de cuarzo aurífero y magnetita tienen amplia distribución, con distintos períodos de emplazamiento y generalmente asociado a metadioritas (Subgrupo Peñoles). Estas vetas exhiben potencias hasta de 10 m, y se orientan NW-SE con echado de 27° al NE; en cambio, las vetas más ricas en Santa María Peñoles se orientan en dirección NE-SW, con inclinación de 60° al NE.

Por su parte Hajar (1905), describe los yacimientos auríferos del Distrito de Santa María Peñoles, distribuidos en gneises de cuarzo

e interbandeados con gneises máficos hornbléndicos oscuros, en ocasiones con mica y que cubren más de 35 Km². Las vetas son de potencia variable, desde centímetros hasta algunos metros, donde el oro finamente diseminado aparece en "la formación cuarcífera y algo piritosa". En esta forma, define tres sistemas de vetas auríferas piritosas: 1) Las orientadas NW 23°SE, con echado de 44° a 66° al SW; 2) las orientadas NE 25°SW con fuerte inclinación al SE, finalmente, 3) las que exhiben una dirección E-W con echado de 45° al Sur, las que conjuntamente reportan valores desde 1 a 100 gr/T de oro.

Se debe hacer mención especial al ilustre minero Capilla (1910), por sus profundas observaciones prácticas de la forma en que aparecen los principales yacimientos auríferos de Oaxaca, como son los de la Sierra de Vigallo, La Herradura, Santa María Peñoles y de Estetla, que han sido confirmadas por el presente autor. La interesante reseña de Capilla (op. cit.) establecía que en estos distritos, el oro libre, arsenopirita aurífera y piritita aurífera, exhiben un evidente control estratigráfico, íntimamente asociado a la "grafita", donde las vetas nunca se unen y corren casi paralelamente por cientos de metros. Concluía, además, que los criaderos auríferos del Arcaico de Oaxaca, correspondían a un yacimiento especial mexicano, no conocido en la literatura geológica de aquel entonces.

A partir de entonces, los trabajos para la extracción rudimentaria de oro se han desarrollado ocasionalmente y en pequeña escala, sin llegar a una explotación sistemática por falta de recursos e inversión. No obstante, Bacán (1984, 1985 y 1987) llegó a realizar un extenso estudio litoestratigráfico y regional, donde describe la génesis del oro como un proceso bioquímico, análogo a los yacimientos de Witwatersrand, Sudáfrica y Elliot Lake, Canadá, peculiar en rocas del Proterozoico Temprano (2600-2200 m.a.). Como consecuencia de ese estudio, el gobierno estatal de Oaxaca, con asistencia técnica, promueve la explotación de los principales distritos auríferos del Estado.

Parece extraño que, no obstante la búsqueda de oro por más de 4 siglos en esta región, no hubiera antecedentes sobre la presencia de extensos yacimientos de grafito cristalino; posiblemente, debido al intemperismo y deslave que ocasionan las lluvias y enmascaran superficialmente los cuerpos de carbono. Aunque muchos lugareños sabían de su presencia, desconocían su interés comercial y sus aplicaciones.

Método de Trabajo

Primeramente, se compilaron todos los estudios geológicos realizados en el área en discusión; posteriormente, se efectuaron los reconocimientos de campo y análisis de laboratorio. Los de campo, comprenden caminamientos para identificar las diversas rocas que integran la columna litológica, con el propósito de establecer el control estratigráfico y estructural de la mineralización. El levantamiento fue regional y de semidetalle, con adición de estudios de detalle en algunas zonas de interés.

Es de hacer notar que, para esta interpretación, se efectuaron numerosos muestreos sistemáticos que definieron la geoquímica y petrografía del yacimiento. Para el efecto, se hicieron más de 600 análisis petrográficos y se tomaron fotografías de láminas delgadas de la secuencia que conforma el Complejo Oaxaqueño. Además, se realizaron análisis químicos de roca completa para definir su naturaleza petrológica. Los muestreos químicos de los cuerpos de mineral, incluyen determinaciones por carbón fijo, cenizas, azufre, volátiles y humedad en cada una de las muestras provenientes de las obras mineras ejecutadas, que en conjunto suman 120 catas o trincheras.

Los trabajos de reconocimiento regional, tuvieron como apoyo topográfico las cartas E14-9 Oaxaca, a Esc. 1:250,000; también, el mosaico de la Secretaria de la Defensa Nacional, a Escala 1:100,000. Las secciones y planos geológicos, se construyeron de las cartas: E14-D47, y E14-D37, a Esc. 1:50,000, con curvas de nivel cada 20 m. Sobre

este mosaico topográfico se configuró la geología regional para establecer el control de la mineralización regional. En los trabajos de detalle, se emplearon fotografías aéreas verticales a escala 1:40,000, con el fin de ubicar las obras mineras.

Debido a que las cartas topográficas del INEGI a Esc. 1:50,000 reúnen una toponimia de bastante exactitud, se procedió a realizar ampliaciones de ellas a escala 1:25,000 y de 1:10,000 para los trabajos geológico-mineros de detalle.

Como la mayor parte de la zona estudiada consiste de rocas metamórficas de edad precámbrica, uno de los objetivos principales fué interpretar la naturaleza premetamórfica y la sucesión litoestratigráfica, con auxilio de gran número de estudios petrográficos. Lo anterior permitió identificar el orden de los eventos de deformación y facies de metamorfismo a la que estuvo sujeta la región, en el tiempo y el espacio.

Igualmente, se elaboraron planos geológicos y secciones estructurales a diversas escalas, con la finalidad de comparar columnas estratigráficas. Esto facilitó la reconstrucción esquemática de los ambientes de sedimentación, que favoreció la concentración de los residuos orgánicos en su ambiente reductor precámbrico. Esta interpretación paleogeográfica, se analizó dentro del contexto regional de la Faja Estructural Oaxaqueña, que está bastante deformada y dislocada.

Es grato mencionar que para desarrollar este trabajo, se tuvo oportunidad de colaborar durante 3 años como ayudante de geólogo de campo en esta región. Sin embargo, las actividades para desarrollar la presente tesis, consistieron en 6 meses de trabajo de campo y 4 de gabinete, a partir del mes de enero de 1988.

Agradecimientos

En primer término, deseo expresar mi agradecimiento a todos mis maestros de la Facultad de Ingeniería, por su esfuerzo y dedicación; así como a mis compañeros de generación, con los que compartí inquietudes de la vida estudiantil.

Es grato mencionar las primeras enseñanzas que sobre el Precámbrico, recibí de mi maestro de Geología Histórica, Ing. Alejandro Guzmán, al despertar en mi gran interés y el estímulo para continuar estudios más avanzados en México. Asimismo, mucho se agradece su revisión al texto.

También hago patente mi reconocimiento a la capacidad profesional del Ing. Leovigildo Cepeda, por la grata experiencia recibida en la asignatura de Petrología Ignea que mucho contribuyó a la interpretación de rocas metamórficas de esta tesis. Al realizar investigaciones petrológicas propias del Complejo Oaxaqueño, tuve acceso a numerosos análisis petrográficos suyos. Estos análisis sirvieron de guía y de patrón para corroborar mis interpretaciones y deshechar otras ya postuladas.

En especial, mi sincero agradecimiento al Ing. Germán Arriaga García, distinguido profesor de la asignatura de Yacimientos Minerales y Mineragrafía y de Geología Aplicada a la Minería, por su amable dedicación al proponer este proyecto y el tema de tesis por desarrollar, así como su revisión y finalmente, su aprobación. Es grato mencionar su asesoría y la toma de fotomicrografías de rocas expuestas en el texto; así como su importante colaboración para la petrografía de rocas anfibolíticas-peridotíticas, incluyendo los análisis químicos para identificar la naturaleza komatítica del Precámbrico del Macizo de Teziutlán, que por vez primera se reportan.

Finalmente, deseo expresar mi gratitud a la empresa Industria Minera Indio, S.A. de C.V. por el soporte económico otorgado para esta investigación geológico-económica. Este agradecimiento se hace extensivo, al utilizar datos técnicos que por primera vez se publican, en relación con el grafito cristalino en las rocas precámbricas del Complejo Oaxaqueño y sobre las anfibolíticas del Macizo de Teziutlán, Pue.

II).- GENERALIDADES

Localización

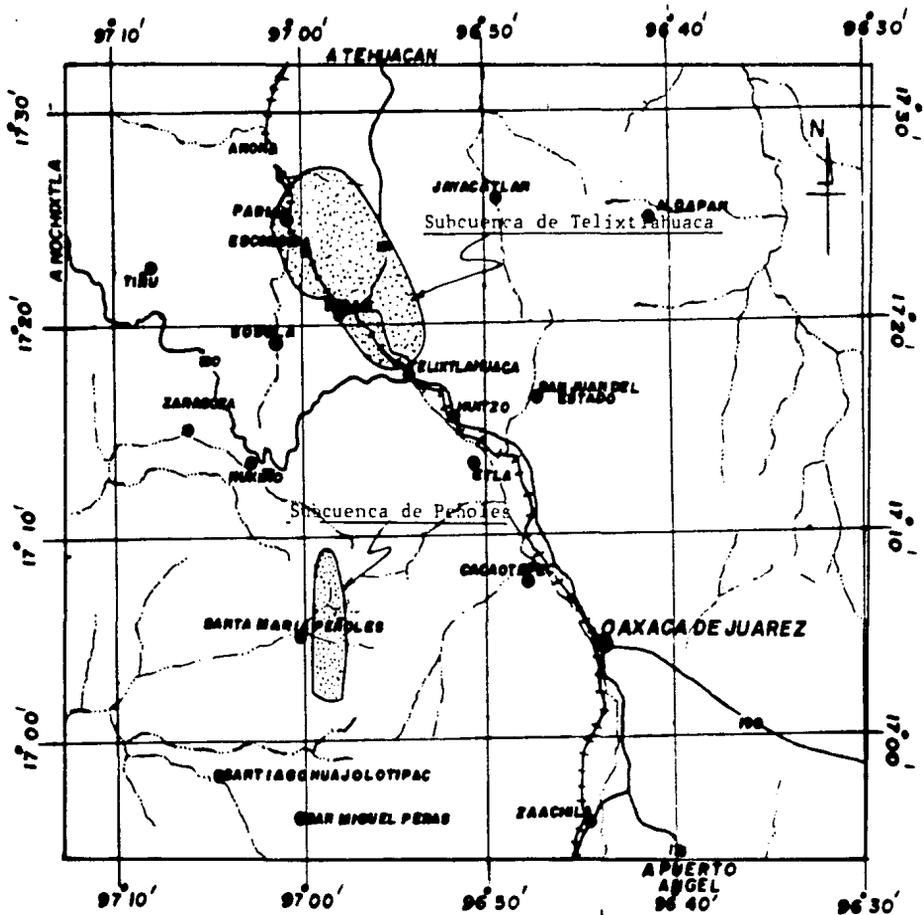
El área mineralizada objetivo de esta tesis, representa un terreno profundamente afectado por la erosión, con una superficie de 30 Km, donde el yacimiento de grafito cristalino exhibe entre 2 a 4 Km de ancho y de 8 a 10 Km de largo, en el Mpio. de Santa María Peñoles, Oax. Este depósito actualmente se encuentra legalmente denunciado y concesionado, para su explotación minera, en varios lotes de 500 Has. cada uno. Su estructura se distribuye burdamente nort-sur, a 28 Km al poniente de la Ciudad de Oaxaca, en una de las regiones más abruptas y elevadas de la Mixteca Oaxaqueña, con diferencias de elevación entre 2,400 y 3,100 metros (Lámina 1).

Es importante señalar que la referida área del proyecto El Hielo, se distribuye a unos 30 Km al sur de la región del Cerro de la Cucharita, donde se encuentra en explotación un yacimiento de la empresa Grafito de México, S.A. En la misma zona, recién fué descubierto el yacimiento de La Escondida que es objeto de exploración y desarrollo por la empresa Industria Minera Indio, S.A. Ambos yacimientos distan unos 7 Km en el Mpio. de Telixtlahuaca y cuentan con inmejorable infraestructura geológico-minera, así como de caminos y electricidad.

Vías de Comunicación

La región estudiada cuenta con magnífica ubicación, a 2 horas de la Ciudad de Oaxaca y por medio de dos caminos de terracería que se dirigen a Santa María Peñoles y Tlazoyaltepec, respectivamente; mal trazados y en condiciones irregulares de circulación por falta de mantenimiento. Cuenta además, con otras ramificaciones de tierra en malas condiciones; pues se trata de caminos vecinales sinuosos, estrechos y de fuerte pendiente.

Actualmente, el camino de acceso que se utiliza para llegar al yaci-



MAPA DE LOCALIZACION EXPLICACION

- POBLACION ——— ●
- CARRETERA ————
- RIO ————
- VIA DE FERROCARRIL ——— + +

AREA DE ESTUDIO

LAMINA NO 1

TESIS PROFESIONAL

Bazán-Perkins (1990)



miento parte de la carretera federal México-Oaxaca 131, hacia el entronque que parte de Hacienda Blanca, donde están las instalaciones metalúrgicas del Centro Experimental del Sureste de la CFM. Este camino cruza por el poblado de: San Lorenzo Cacaotepec hasta donde está pavimentado y se ubica la importante estación de ferrocarril. Después sigue el camino con terracería plana hasta San Felipe Tejalapan, para continuar la sinuosa subida a la Sierra del Hualache hasta la cima, donde se llega a la ranchería Renacimiento. Después la ranchería El Hielo; en seguida, la ranchería Contreras y finalmente Santa María Peñoles, centro principal de población de la Mixteca Alta.

La importancia de la Ranchería El Hielo radica en que refiere la localidad donde en 1982, fue descubierto el extenso yacimiento de grafito cristalino. Los primeros indicios se obtuvieron justamente en el área del "Centro Educativo El Hielo" por el autor de esta tesis, sobre el corte del camino que enlaza la cabecera municipal de Santa María Peñoles, con la ciudad capital del Edo. de Oaxaca.

La región de la Mixteca, como gran parte del estado de Oaxaca, representa una de las regiones de mayor atraso económico del país; en particular, debido a lo accidentado del terreno. De hecho, la explotación de bosques de coníferas y pináceas constituye la fuente principal de trabajo, pero de limitados ingresos para los mixtecos. La escolaridad, con muchas penurias para asistir a clases, escasamente llega al sexto grado de primaria, aunque ya se tiene una secundaria en el centro de población de Santa María Peñoles, así como un albergue escolar para los niños pequeños.

Dentro de un radio de 20 Km de Santa María Peñoles que es el poblado principal, existen rancherías y comunidades aisladas, como Tlazoyaltepec, Ojo de Agua, Estetla, Monteflor, Tamazola y Cholula que tienen alrededor de 700 familias con población global de 5000 habitantes. Es pues importante capacitar a los mixtecos en oficios y actividades industriales, relacionadas con la economía del grafito.

Es digno mencionar que el pueblo mixteco, muestra gran energía y labo riosidad, como manifiesta disciplina organizativa en grupos; pero en contraste, vive en un medio inhóspito, carente de caminos, terre nos agrícolas, ganadería y de otros recursos para su desarrollo social. Este hecho, origina la fuerte emigración a los E.U.A. y el po co arraigo de sus habitantes.

Características del Grafito

El grafito en su forma cristalina y amorfa es blando, de color - gris metálico en fractura fresca; de elevado punto de fusión y buen conductor de la electricidad. Su poca dureza, se le atribuye a la disposición molecular de los enlaces con láminas inmediatas y cris talizadas en el sistema exagonal. Presenta propiedades de los meta les y no metales, por lo que se considera un metaloide. Aunque apare ce en menos del 0.1% de la corteza terrestre, en los seres vivos por su abundancia ocupa el segundo lugar, después del oxígeno. En la na turaleza, el carbono es poco abundante en condiciones alotrópicas; pe ro como elemento, adopta dos formas cristalinas: diamante y grafito.

El punto de fusión del grafito se alcanza a los 3,500°C y el de ebu llición a los 4,200°C, para ser uno de los más elevados. En presen cia de oxígeno se inflama a los 620°-670°C, pero a temperaturas ordi narias es estable y químicamente inerte. Su conductividad térmica de crece con la temperatura y se considera de baja expansión termal, en comparación con los metales. En cambio, la conductividad eléc trica se incrementa a medida que aumenta su temperatura. Una de sus princi pales propiedades radica en ser insoluble en ácidos, de ahí que sea requerido en variadas aplicaciones; principalmente, por su resisten cia a la oxidación a temperaturas normales.

La estructura del grafito consta de grandes moléculas laminares, pa ralelamente dispuestas a 3,40 Å, que se unen por las llamadas fuerzas de Van der Waals. La debilidad de estos enlaces, produce escasa

dureza al grafito y fácilmente propicia el deslizamiento de las láminas, unas sobre otras. Dentro de cada lámina, los átomos de carbono forman enlaces covalentes, cada uno con tres átomos de carbono, por lo que el número de electrones resultante es suficiente para establecer los referidos enlaces moleculares.

Especificaciones y Precios

Para cualquiera de sus formas físicas, el grafito define estructuras cristalinas. En el mercado se clasifica por su condición artificial, o estado natural. Por el tamaño del cristal, el grafito natural se clasifica en amorfo (microcristalino), criptocristalino y cristalino. El contenido de carbono fijo en el grafito amorfo varía de 50 a 93%, pero su comercialidad especifica un mínimo de 65%, con 34% de cenizas y 1% de azufre, sin exceder de 1.5% de humedad para el grafito tamaño "azúcar".

Hay más de 20 tipos de grafito cristalino que aparecen en la naturaleza en contenidos de 1 a 7%, raramente excede del 8% de carbono fijo y cuando se enriquece tiende a decrecer el tamaño de la hojuela; excepto cuando se aloja en fracturas, el tamaño de la hojuela puede alcanzar hasta 2 y 3 cm. No obstante, el valor del carbono fijo en los concentrados y productos refinados, puede elevarse de 85 al 99%. De esta forma, el grafito cristalino se cotiza por su naturaleza, pureza y tamaño de la hojuela, donde los precios y tarifas dependen de la demanda del mercado internacional.

El precio del grafito amorfo varía entre los 65 a 120 Dlls/T, cuando más y depende de su contenido de carbón o del porcentaje de sus cenizas. El grafito cristalino de baja calidad, es aquel que tiene un alto porcentaje de hojuela de -48 mallas y un límite de 80% de carbono fijo; su precio de mercado es del orden de 500 Dlls/T, pero de poca demanda para el "fine crystalline" de este tipo. Los productos básicos del grafito cristalino en la planta de beneficio, se reducen a

los tipo "A", "B" y "AB"; de estos concentrados se obtienen varios subproductos más, los que derivan hacia los tipos: "C", "G", "F" y "O", que se obtienen mediante mezclas y de los residuos de planta.

El grafito de hojuela muy grande tipo "A" y hojuela grande tipo "B", así como la combinación de ambos Tipo "AB", pertenecen al "crystalline coarse graphite" cuyo precio puede alcanzar 1,500 Dlls/T, al ser procesados con más del 94% de carbono. Cuando estos concentrados se refinan con altos índices de calidad, el precio puede llegar a los 3,500 Dlls/T. Se puede concluir que el alto precio del grafito cristalino, depende en primer término de la naturaleza geológica del yacimiento y del proceso industrial que reciban los concentrados y el tratamiento químico de refinación final.

Usos del Grafito

A partir de los concentrados, el grafito tiene diversas aplicaciones industriales para fabricar: crisoles, cementos refractarios, retortas, moldes especiales, lubricantes, grasas, pinturas antioxidantes, recubrimientos de hornos, escobillas eléctricas, baterías, balatas para frenos, aleaciones especiales, lápices, fibras de grafito para la construcción de lanchas, motores, naves espaciales y aéreas, utensilios deportivos y muchos productos más.

Producción y Demanda

Una particularidad en la comercialización internacional del grafito, radica en su estadística fluctuante con relación a los países productores y exportadores. Aunque gran número de países aparecen como productores de grafito, pocos exportan competitivamente por su calidad y volumen, según referencias de Taylor (1984-1988). Actualmente, la producción de grafito natural es del orden de 270,000 T de concentrado, de las que una cuarta parte es grafito cristalino y el resto es amorfo, según el más reciente cuadro de producción de Taylor (1988).

PRODUCCION MINERA MUNDIAL Y RESERVAS EN 1988, EN TONS DE CONCENTRADO

<u>País</u>	<u>Producción Minera</u>	<u>Reservas</u>
Austria	40,000 de Amorfo	Grandes
India	35,000 de Amorfo y Cristalino	Moderadas
Rep. de Korea	70,000 de Amorfo	Grandes
Brasil	20,000 de Criptocristalino	Grandes
Madagascar	15,000 de Cristalino	Grandes
México	40,000 de Amorfo	Grandes
Sri Lanka	10,000 de Criptocristalino	Moderadas
China	<u>45,000</u> de Cristalino y Amorfo	<u>Grandes</u>
	275,000 Tons. de Concentrados	32 Millones de T

Cbmo se puede advertir, muy pocos países reúnen condiciones geológicas y tecnológicas para la explotación de grafito cristalino; tradicionalmente, Madagascar se sostiene como gran exportador desde principios de siglo, con unas 15,000 T anuales, no obstante que la explotación es subterránea con grandes incrementos en sus costos de extracción. Igualmente, Sri Lanka con 10,000 T anuales para su tipo "Lump and Chip graphite", mantiene su exportación del mercado por su calidad competitiva.

La República Federal Alemana y Austria, son también tradicionales productores de grafito amorfo y de pequeñas cantidades de tipo cristalino de alta pureza; sin embargo, por su alta calidad de refinación aparecen como líderes en el proceso metalúrgico, otorgando importante valor agregado a su exportación.

Varios países ya no cotizan en el mercado internacional y de hecho desaparecen como exportadores por diversas causas, ya sea porque se agotaron sus yacimientos, o bien por su incremento interno de consumo debido a la industrialización doméstica. En este caso están: Inglaterra, Francia, Italia, España, Corea del Norte, República de Corea, Noruega, Checoslavaquia y Estados Unidos de Norteamérica.

En cambio, China resalta como gran productora y exportadora y cuenta con grandes reservas potenciales en desarrollo, reportadas por Taylor (1982), en la Provincia de Heilongjiang y del orden de 300 millones de toneladas; donde se procesa una molienda de 5,000 T/d de capacidad, para los tipos amorfo y cristalino. De esta producción se consume un 70%, y el 30% restante se exporta principalmente al Japón, Formosa y E.U.A. Caso especial, aunque sin datos, es la URSS que toda su producción la consume y exporta mínimas cantidades a Europa Oriental. No obstante, la exportación de China quedará inestable en corto tiempo, debido a la elevada demanda del consumo interno en sus instalaciones metalúrgicas y siderúrgicas.

Durante la presente década, las importaciones de E.U.A. y virtualmente el principal importador de México del "flake graphite" decrecen significativamente debido a la recesión mundial. De 16,000 T en 1978 se redujo a 11,000 T en 1981; en 1982 a 10,700 T; en 1983 con 7,034 T; para alcanzar unas 12,000 T para 1987, que representan el 8% de la producción mundial. La República Federal Alemana que se cataloga como gran productor de grafito natural, es de hecho gran importador con 25,000 T en 1980 y 30,000 T en 1981, respectivamente; sus abastecedores principales son: China con 10,000 T y Madagascar con 2,500 T, anuales.

Sólo Japón muestra incrementos de consumo sostenidos, para todos los tipos y calidades, habiendo diversificado su abastecimiento para ser el principal importador de "crystalline flake graphite". Las importaciones de Japón son del orden de 28,384 T en 1983; de 38,856 T en 1984, hasta alcanzar 52,000 T en 1987, principalmente provenientes de China, con menores cantidades de Sir Lanka (Ceylán), Madagascar, Zimbabwe y Corea.

Desde hace tiempo, México figura entre los principales productores mundiales de grafito amorfo, proveniente de Sonora. Estos yacimien-

tos incluyen depósitos metasedimentarios de la Formación Barranca del Triásico y Jurásico, en contacto con intrusiones granitoides de edad nevadiana. Sin embargo, fué hasta 1979 que México emerge como un país potencialmente exportador de grafito cristalino, con ventas que alcanzan las 1,550 T durante 1987, para los tipos "A", "B", "F" y "O", o sea "coarse flake graphite". De esta producción, se consume un 34% y se exporta el 66% restante, principalmente a los E.U.A. Estos concentrados se obtienen de una planta de 200 T/d, instalada próxima al yacimiento del Cerro de la Cucharita, ubicada 4 Km al norte de Telixtlahuaca, Oaxaca, donde se valoran reservas de 2.3 millones de toneladas.

Recientemente, a unos 7 Km al noreste del referido yacimiento del Cerro de la Cucharita, se descubrió el extenso depósito de La Escondida, con reservas potenciales de cuando menos diez veces más que el anterior y que actualmente son objeto de evaluación por la empresa Industria Minera Indio, S.A. En 1987, Grafito de México, S.A. reporta:

PRODUCCION DE GRAFITO CRISTALINO EN MEXICO, EN TONS. DE CONCENTRADO

<u>Año</u>	<u>1982</u>	<u>1983</u>	<u>1984</u>	<u>1985</u>	<u>1986</u>	<u>1987</u>
Nacional:	50	150	340	520	470	530
Exportación:	<u>1190</u>	<u>470</u>	<u>1860</u>	<u>1740</u>	<u>900</u>	<u>1020</u>
Totales:	1240	620	2200	2260	1370	1550

Para el caso particular de México, la producción y consumo va en constante aumento; aunque del extranjero se importan apreciables volúmenes, en sus diversas variedades y productos semielaborados. El consumo actual de grafito cristalino, se estima en 1,800 T/año, en varios tipos.

La literatura técnica sobre producción de grafito cristalino, establece que el yacimiento más grande para el continente americano, se localiza en Pedra Azul, Minas Gerais, Brasil, con reservas de 36 millones que contienen hasta 17.7% de carbón fijo. Aunque este depósito pueda representar el mayor yacimiento en Sudamérica, cubre una región de gran consumo y demanda futura. También se debe considerar que el material

grafítico es amorfo y criptocristalino y se produce para su propia industria metalúrgica y en otros productos como refractarios, crisoles y lápices. El alto índice de consumo de Brasil y su escasa exportación, del orden de 5% de su producción total, vaticinan limitada participación en el mercado.

Otros interesantes proyectos mineros están en proceso de desarrollo en Canadá, con importantes depósitos de grafito cristalino de buena calidad. Uno de estos se reporta en el área de Mont Laurier, Quebec, con potencial que apenas llega a un millón de toneladas. Sin embargo, en Township, Ontario, entrará en operación una planta de 5,000 T/d con Ley de 2 a 3.5% para producir 175 T/d de concentrados. El más interesante proyecto será el de Bisset Cree, Canadá, con reservas de 34 millones de toneladas de grafito cristalino, con leyes de 2 a 3.3% y donde se planea la construcción de una planta para 16,000 T de concentrados anualmente. De esto se colige que los yacimientos de las regiones de El Hielo y La Escondida de la Mixteca Oaxaqueña, son por ahora los de mayor tonelaje descubiertos en el Continente Americano, con reservas potenciales del orden de 102 millones de toneladas y Ley promedio de 3% de carbón fijo.

Se puede concluir que las perspectivas globales para el grafito cristalino de hojuela grande y altos índices de pureza, se incrementará ostensiblemente hacia el año 2,000. Los pronósticos son de gran demanda para el "coarse y flake graphite", en la industria de los refractarios y aleaciones con magnesita y aluminio. Las proyecciones estadísticas de Taylor (1980), establecen que hacia principios del próximo siglo habrá un incremento anual del 3%. Estados Unidos de América y mercado principal de México, consumirá unas 33,000 T/a de "fine and coarse flake graphite"; Japón, por otra parte el principal consumidor mundial, cuando menos 94,000 T/a, de una demanda global de no menos de 250,000 T/a, que fueron pronosticadas por Taylor (1982, 1984 y 1988) que pueden tener marcadas variaciones de acuerdo con la producción, demanda y oferta.

III). FISIOGRAFIA

Geomorfología

El área de estudio corresponde a la provincia fisiográfica denominada zona montañosa de Guerrero-Oaxaca de Alvarez Jr. (1961), regionalmente conocida como Mixteca Oaxaqueña Alta. De acuerdo a la descripción de Raisz (1964) la región incluye la extensa porción septentrional de la Sierra Madre del Sur, o sea hacia la parte occidental de la prolongación de la Sierra Madre Oriental, comunmente referida como Sierra de Juárez. El área así descrita cubre una superficie de unos 3,000 Km², que comprende el terreno reconocido para esta interpretación geológica.

Se puede señalar que la superficie del terreno es bastante accidentada, con valles profundos y estrechos en las partes montañosas y planicies alargadas en las zonas bajas que incluyen fallamientos activos recientes. En efecto, el relieve resulta de la neotectónica cuando fue afectada por un sistema de fallas maestras y secundarias orientadas burdamente NW-N y Sur como la falla regional Tehuacán-Oaxaca referida por Bazán-Perkins (1986), al Terciario Tardío. Esta falla normal es el principal rasgo estructural que afecta toda la secuencia y se relaciona con los movimientos diferenciales del Eje Neovolcánico y la subducción de la Placa Cocos del Pacífico, para exhibir un mosaico heterogéneo de rocas precámbricas y del Fanerozoico.

Es de hacer notar que el área estudiada involucra al partenguas continental, justo en la zona que separa a la Cañada Oaxaqueña, al norte, con el Valle de Oaxaca al sur; donde ambas subprovincias están fisiograficamente controladas por la referida falla de Tehuacán-Oaxaca. La zona de falla aparenta ser un graben de carácter tafrogénico, que separa la abrupta y elevada serranía de la Sierra de Juárez al oriente, de la abrupta Sierra del Hualache al occidente. De esta forma se definen desniveles de 700 m, hacia la base de la Cañada Oaxaqueña, hasta alturas de 3,400 m, en la Sierra de Juárez.

Hidrología

El principal rasgo hidrográfico de la región estudiada, se relaciona con el parteaguas continental que separa los ríos Grande y Parián que drenan al Valle de Tehuacán, con afluencia al río Papaloapan de la vertiente del Golfo de México. En contra parte los accidentes fisiográficos de la Mixteca Oaxaqueña y el Valle de Oaxaca conforman una extensa red hidrográfica que incluye al río Peñoles, para drenar hacia la red hidrográfica del río Verde de la vertiente del Océano Pacífico. En esta forma, se define un paisaje fisiográfico juvenil, con avanzados niveles de erosión por el levantamiento regional.

Los altos índices de precipitación pluvial se deben a la influencia de las elevadas serranías, que producen fuertes torrentes en la época de lluvias, con desprendimientos de grandes pedruscos, rocas y los clásticos en las zonas de gran pendiente. Por lo mismo, es posible diferenciar la fase erosiva de cada unidad litológica que compone la sucesión precámbrica del Complejo Oaxaqueño, así como la cubierta mesozoica y terciaria que enmascara las referidas rocas precámbricas.

Una de las mayores experiencias obtenidas al reconocer y mapear los contactos de las diversas unidades litológicas, se observa en el peculiar drenaje; ya que desarrolló un modelo especial por la naturaleza química de la roca. Esto permitió configurar con bastante facilidad la distribución y sobreposición de los supergrupos, grupos y subgrupos de los tres eratemas identificados en el Precámbrico del Complejo Oaxaqueño. Igualmente, fué posible identificar extensas zonas anatóxicas o granitoides del Paleozoico, que por su característico sistema de drenaje, constituyen guías para su configuración. Es importante señalar, que los diversos estilos de drenaje determinan las geofor^{mas} para cada unidad litoestratigráfica. Los estilos se deben al desgaste hidráulico que relaciona fisuras, fracturas y fallas, así como la dureza y naturaleza de la roca; su demostración se evidencia en el campo, sin importar la intensidad deformacional y metamorfismo.

IV).- GEOLOGIA REGIONAL

Introducción

El principal problema cuando se estudia y analiza al Precámbrico de México, parte de la marcada controversia existente entre los criterios que se siguen para interpretar la sucesión de rocas y eventos tectónicos. Es notable también, que del gran número de trabajos publicados pocos tiendan a resolver la estratigrafía y algunos deducen modelos extrapolados, sin referencias de campo. Para descartar esta idea, en esta tesis se anexan planos y secciones geológicas basados en la estratigrafía y tectónica interpretada por el autor, en las áreas que incluyen a los yacimientos de grafito cristalino.

Por otra parte, existe una gran contradicción científica al efectuar la investigación de la corteza de México, donde mayores recursos se destinan a proyectos de exploración del Paleozoico, Mesozoico y Terciario que al Precámbrico. Es decir, la investigación está concentrada con las secuencias modernas que al Precámbrico, que induce a grandes incertidumbres en su interpretación. Si se piensa que de las 9/10 de la historia de la corteza, está representada por el Precámbrico, se comprenderá su importancia por la generación de recursos mineros que contiene, a partir de su origen hará unos 4,600 m.a.

En realidad, es imposible interpretar convenientemente la petrografía, distribución y naturaleza del Paleozoico, si no se tiene el control paleogeográfico y evolución tectónica del Precámbrico. Asimismo, para determinar el carácter litoestratigráfico y estructural del Mesozoico, se debe tomar en cuenta el comportamiento paleogeográfico de las rocas basales del Precámbrico y Paleozoico, particularmente su distribución. Finalmente, para interpretar la evolución tectónica del Terciario, es lógico analizar la naturaleza de todos los eventos geológicos anteriores.

Uno de los propósitos de la presente tesis, será la de discutir las principales ideas y contribuciones con relación a las rocas precám--

brices del Complejo Oaxaqueño, a fin de que sirvan de referencia para nuevas investigaciones. Es importante considerar que a medida que avanza la exploración del Precámbrico, se amplía considerablemente su extensión hasta alcanzar más del 30% del basamento cortical de México; sobre todo, si se consideran los nuevos hallazgos reconocidos en la zona costera del Golfo de México.

ESTRATIGRAFIA

Al describir la estratigrafía de las rocas del Complejo Oaxaqueño, se exponen los principales datos petrológicos, mineralógicos y químicos para establecer la sucesión cronológica. De cada unidad litoestratigráfica se resume la información bibliográfica y de campo; donde se analiza la referencia y definición, distribución, carácter petrológico, relaciones estratigráficas, edad y correlación. En su descripción se hará énfasis a los estudios petrográficos y trama observada en el campo, así como a las discordancias regionales. Es importante mencionar que el autor ha reconocido cada unidad litológica, en su localidad tipo, expuesta en la tabla cronológica.

Es conveniente señalar que en esta exposición la correlación, la edad y posición cronológica de las rocas precámbricas se apoya en la más simple de las interpretaciones geológicas, como es la superposición estratigráfica. Su certeza, se pone de manifiesto con las evidencias de campo y se prueba, por varias secciones reconocidas y construidas por el autor, para cada localidad tipo. Los datos geológicos obtenidos se compararon, con gran número de análisis petrográficos y químicos de laboratorio que tendían a corroborar la sucesión litoestratigráfica. Finalmente, se hicieron comparaciones con grandes unidades reportadas en otros cratones precámbricos, como son los eratemas, supergrupos y formaciones para su correlación, incluyendo las edades geocronométricas determinadas por los diversos métodos de K-Ar, Pb-U y Rb-Sr, reportados en el Complejo Oaxaqueño.

Investigaciones Previas

Las presentes notas analizan los antecedentes relacionados con la interpretación estratigráfica del Complejo Oaxaqueño y su composición petrológica. La primera referencia se debe a los reconocimientos de Aguilera y Ordoñez (1893) al definir un "terreno primitivo" formado por gneises, esquistos, filitas y pizarras anfibolíticas que se distribuyen hacia la parte meridional de Puebla, algunas partes de la Sierra Madre de Chiapas y extensas zonas de Oaxaca y Guerrero. Al identificar este terreno metamórfico de "rocas arcaicas", Aguilera (1896) describe la presencia de depósitos hematíferos con magnetita, micáceos y compactos interestratificados y contemporáneos con las rocas, habiéndolas asignado a la División Huroniana, que casi un siglo después, se comprueba su posición cronológica.

Probablemente, el primer trabajo científico se deba a Ordoñez (1906) quien describe las relaciones estructurales de las "rocas arcaicas" del Cañón Tomellín, con motivo de la Décima Sesión del Congreso Internacional. Por su importancia metalogénica y litoestratigráfica, deben citarse las trascendentales observaciones de Capilla (1910) en lo que respecta al tipo de oro sedimentario en gneises anfibolíticos con grafito, en las rocas del "Arcaico de Oaxaca". Una de las contribuciones de mayor importancia para determinar la naturaleza petrológica de las rocas metamórficas de la cuenca del Río Verde, se relaciona con las investigaciones de Waitz (1912) al identificar las principales unidades litológicas y tipomorfas de las rocas cristalinas, que bien puedan servir de consulta para otras interpretaciones.

Desde entonces pocas contribuciones se publicaron tendientes a descifrar la sucesión estratigráfica, hasta las importantes determinaciones geocronométricas de Fries et al. (1962) al demostrar que el evento metamórfico de la Orogenia Oaxaqueña, es sincrónico con la Grenvilliana del Noreste del Canadá, apoyado en 13 edades isotópicas fechadas entre entre los 1080 y 920 m.a. Asimismo, postulaba el previo desarrollo del Geosinclinal Oaxaqueño, unos 300 m.a., antes del

máximo paroxismo orogénico. De gran importancia es de señalar que Fries et al. (1962 y 1966) y Fries y Rincón-Orta (1965) incluían como parte del Complejo Oaxaqueño, la región occidental de la Sierra de Juárez que ha sido objeto de controversias y discusión reciente.

Posteriormente, Bloomfield y Ortega-Gutiérrez (1975) describen la petrografía de seis variedades de paragneises derivados de una secuencia sedimentaria de arcillas, principalmente calcáreas, dolomíticas y cloríticas; habiendo concluido que la mayor parte de las rocas del Complejo Oaxaqueño, se formaron en condición de alta temperatura y presiones moderadamente elevadas de 800°C y del orden 5,000 bars, respectivamente.

Un marco de interpretación geológica para el Complejo Oaxaqueño, fué postulado por Ortega-Gutiérrez (1977) al discutir el origen de los numerosos intrusivos de mármoles y calcosilicatos, debida a fusión parcial anatexítica, del orden de 750°C en la facies de granulita. Al ampliar su modelo, Ortega-Gutiérrez (1981), determina una sucesión de paragneises pelíticos, cálcicos y cuarzofeldespáticos afectados por ortogneises gabro-anortosíticos en su parte basal, del Proterozoico Medio. El referido modelo se describe con deformación monofásica en la facies de granulita, con presiones de 5 kb y temperaturas entre 700°-800°C, prevaleciente a 20 y 30 Km de profundidad; con cluye, que la historia precámbrica del Complejo Oaxaqueño difícilmente puede ser ajustada a un modelo de placas tectónicas.

Por su parte, Bazán (1982a), establece una placa paleozoica en subducción en el área de Nuxiño-La Herradura, Oaxaca, bajo el cratón del Complejo Oaxaqueño y activa durante el Silúrico-Devónico que implica definir la trinchera del Complejo Acatlán, con relación a la cabalgadura regional de la Faja Estructural Oaxaqueña al poniente. Simultáneamente, Bazán (1982b) confería al Proterozoico Temprano (1800-2500 m.a.) la secuencia expuesta en la Sierra de Vigallo-Cerro Viejo basado en las relaciones estratigráficas, petrológicas y metalogé

nicas de los clásicos yacimientos de oro y uranio de "placer" que yacen bajo los depósitos sedimentarios de "iron formation"; ambos son de la parte basal del Proterozoico, para representar una de las secuencias más antiguas identificadas en el territorio mexicano.

Con referencia a la Sierra de Juárez y su naturaleza litológica hay un debate en cuanto a su constitución y evolución tectónica, desde que Barrera (1946) describe su carácter fisiográfico y litológico, con relación a los extensos abanicos conglomeráticos del Terciario que la cubren a lo largo de la Cañada Oaxaqueña y Valle de Oaxaca. En principio, Bonillas y Martínez-Bermúdez (1957) con motivo del XX Congreso Internacional en México, refieren potentes secuencias filitizadas y arcosas semimetamorfoseadas que yacen discordantes con el basamento cristalino. Al basamento lo asignan al Paleozoico; aflora en zonas de Ixtlán de Juárez y San Pablo Guelatao, parte meridional de la Sierra de Juárez, del distrito minero de Natividad.

Una de las primeras investigaciones para descifrar la naturaleza de la Sierra de Juárez, en la parte septentrional que corresponde a la región de Teotitlán y de Cuicatlán, fue expuesta por Múgica (1978). Este autor reúne importantes descripciones, relacionadas al carácter petrográfico de las rocas metamórficas y las edades radiométricas de K-Ar, del Jurásico Temprano al Cretácico Tardío, que son asignadas a las facies de esquistos verdes y anfibolita, sin relación con su formación. Por su parte, Charleston (1978) al basamento regional de la Sierra de Juárez, lo define Complejo Matamórfico Cuicateco que asigna al Paleozoico Superior.

En cambio, Ortega Gutiérrez (1981) establece como límite oriental del Complejo Oaxaqueño a la falla Oaxaca, orientada N-S y que separa la faja de rocas miloníticas y máficas de edad mesozoicas. Posteriormente, Ortega-Gutiérrez (1983) concluye para la "falla Oaxaca" una sutura de colisión cretácica que consumió una placa oceánica; o bien, la prolongación del fallamiento transforme de la megacizalla

Mohave-Sonora, relacionada con la apertura del Golfo de México en el Jurásico.

Asimismo, Campa y Coney (1983) con la denominación de "Terreno Juárez", proponen una sucesión volcánica submarina y sedimentaria del Mesozoico Tardío para la secuencia de la Sierra de Juárez, separado del "Terreno Oaxaca" por una sutura de dos terrenos estratotectónicos, de historia geológica independiente. Con igual criterio Ramírez-Espinosa (1984) lo describe con características de arco volcánico que se extiende desde el Eje Volcánico hasta el Istmo de Tehuantepec, con rasgos de una "melange"; su edad la refiere al Jurásico Tardío y Cretácico Temprano, interpretación que se apoya con datos estratigráficos citados por Charleston (1978). Igualmente, Carfantán (1983 y 1984), determina la "cuenca oriental Tehuacán-Istmo de Tehuantepec" que comprende la Sierra de Juárez de naturaleza ofiolítica, afectada por epimetamorfismo y que denomina "dominio cuicateco"; su edad la atribuye al Jurásico, por la presencia faunística del Berriasio siniano-Valanginiano.

Por otra parte, Bazán (1984) propone la litoestratigrafía del Complejo Oaxaqueño en donde identifica cuatro eratemas relacionados con el Arqueano, Proterozoico Temprano, Proterozoico Medio y Proterozoico Tardío separados de conspicuas discordancias regionales; su metodología se apoya en la trama petrológica y en la cronología de los yacimientos sedimentarios generados por actividad bacteriana y que son característicos en la secuencia precámbrica. Simultáneamente, Bazán y Bazán-Perkins (1984a), describen la división estratigráfica preliminar del Complejo Oaxaqueño en supergrupos, grupos y subgrupos; en donde afirman que el metamorfismo regional de la Orogenia Oaxaqueña, se marca en forma notable por la facies anfibolita; además, inferían un escudo arqueano al oriente de la Faja Estructural Oaxaqueña, expuesto en la región tipo de Concepción Pápalo, parte occidental de la Sierra de Juárez donde aparecen rocas ultramáficas anfibolíticas.

Con las interpretaciones estratigráficas del Complejo Oaxaqueño y su carácter petrográfico Bazán (1984-1987) establece dos ciclos sobrepuestos del Proterozoico, representados por los eratemas del Supergrupo Zimatlán del Proterozoico Temprano y el Supergrupo Telixtlahuaca, del Proterozoico Medio. Igualmente, por relaciones de campo, refiere que el Supergrupo Telixtlahuaca, sobreyace al anterior en discordancia tectónica mediante la "nappa de la Carbonera" de la Orogenia Oaxaqueña ($\pm 1,050$ m.a.). Como consecuencia, concluye que las movilizaciones diapíricas de mármoles y calcosilicatos definen un nivel de "décollement", con tipomorfos característicos de la facies anfibolita.

Por las mismas relaciones de campo y numerosos estudios petrográficos Bazán y Bazán-Perkins (1984b) definen la petrogénesis de las anortositas de andesina del Complejo Oaxaqueño, como un proceso metasomático de tipo pneumatolítico durante el evento anatexitico del Granito Huitzo, fechado isotopicamente en 240 ± 30 m.a. La interpretación se basa en que el tipo de feldespatización varía con el cuarzo y máficos; para graduar a monzonitas, tonalitas, granodioritas, cuarcodioritas y las monzo-dioritas, con segregaciones de menas de nelsonita (Fe, Ti y P) así como de barita (Ba y Sr), provenientes de la movilización metálica del Grupo Oaxaca, parte basal del Supergrupo Telixtlahuaca. Con estos datos se ponía en duda la interpretación de Ortega-Gutiérrez (1981) donde aparentemente confunde a las rocas plutónicas paleozoicas con rocas metamórficas y conectadas con las "gábricas" del Precámbrico.

Al mismo tiempo, González-Herbert et al. (1984) describían las características estratigráficas y estructurales del límite de los "terrenos Mixteco y Oaxaca", en el área de los Reyes Metzontla, Pue., basados en un supuesto contacto tectónico determinado por Ortega-Gutiérrez (1978b) entre la Formación Acatlán, Pue. y el Complejo Oaxaqueño, Oax. Estos autores, señalan que la Formación Matzitzi paleozoica, descansa con seguridad en discordancia sobre el Complejo Oaxaqueño, solamente. Sin embargo, el autor de esta tesis, no distinguió rocas precámbricas del Complejo Oaxaqueño en la referida área y menos aún, el discutido contacto geológico descrito por Ortega-Gutiérrez (op. cit.).

Por relaciones estratigráficas de campo, gran número de análisis petrográficos y determinaciones químicas de las rocas, Bazán (1985), confirma un extenso escudo arqueano como secuencia basal del Complejo Oaxaqueño; identificado desde Huautla de Jiménez, hasta el Istmo de Tehuantepec que incluye la discutida Sierra de Juárez. Igualmente, Bazán (1985), establece que este escudo de gran potencia, integra una sucesión vulcanosedimentaria ofiolítica con basaltos, peridotitas komatíticas y toleíticas hacia la base, con grauvacas y sedimentos pelíticos en la cima, metamorfoseados en facies de esquistos verdes y anfibolita, al oriente de la Faja Estructural Oaxaqueña. La extensión y su posición cronológica se define al yacer bajo el Supergrupo Zimatlán del Proterozoico, a través de una discordancia bien expuesta en el frente occidental de la Sierra de Juárez, observable por el levantamiento regional diapírico de las rocas verdes basales, serpentinizadas.

Asimismo Bazán (1982 y 1985), establece que el Complejo Oaxaqueño cabalga sobre el Grupo Nuxiño (Complejo Acatlán), mediante un plano de subducción del Paleozoico Tardío que se prolonga hasta Puerto Escondido, donde las secuencias precámbricas y paleozoicas aparecen truncadas en la costa del Océano Pacífico para inferir que el Complejo Acatlán (esquisto Arteaga y Taxco) constituye la parte más meridional del Geosinclinal Cordillerano del Paleozoico. Por lo mismo, los referidos complejos están afectados por el tectonismo nevadiano (180-90 m.a.), del Complejo Xolapa, cuya migmatización y plutonismo cabalga, en posición ortogonal. Estas interpretaciones paleogeográficas y tectónicas ponían en duda y discusión, la división de "terrenos estratotectónicos de México" y descartaba, la "orogenia jaliscoana" paleozoica, postulada por Cserna (1958) y Cserna et al. (1978).

Posteriormente Bazán-Perkins y González-Torres (1985) describen la naturaleza de las granulitas charnoquíticas y enderbíticas de la facies granulita del Complejo Oaxaqueño; las que son relacionadas con rocas corneanas que se distribuyen en las aureolas de contacto térmico de intrusiones ultramáficas, provenientes del manto superior. El origen

de estos cuerpos subvolcánicos (Subgrupo Vigallo), se debe a fallas de desgarre orientadas NE-SW y promovidas por los empujes diferenciales del "hinterland", al final del ciclo geotectónico oaxaqueño. Este evento acrecionó la corteza con un metamorfismo regional progresivo, en facies de esquistos verdes y anfibolita.

Morán-Zenteno et al. (1986) describe algunas reflexiones acerca del Complejo Oaxaqueño y hace una revisión de las teorías para explicar su origen; sus observaciones las apoya fundamentalmente en las notas y modelos litológicos de Ortega-Gutiérrez (1981 y 1984) y los relaciona con la división de terrenos estratotectónicos de Campa y Coney (1983). En su exposición reitera la facies de granulita para el metamorfismo regional y reconoce un conjunto basal anortosítico-gábrico metamorfoseado y una secuencia metasedimentaria que lo cubre del Proterozoico Medio. Al presentar una confrontación de varios autores con la Faja Grenvilliana de Norteamérica, resume que en el Complejo Oaxaqueño, se carece de complejos ofiolíticos y conjuntos volcánicos sedimentarios de arcos que se asocien a cinturones de margen continental convergente.

Mora et al. (1986) estiman la temperatura, presión y la actividad de los fluidos del metamorfismo culminante para el Complejo Oaxaqueño y grenvilliano. Sus investigaciones de laboratorio se basan en los datos petrográficos de Bloomfield y Ortega-Gutiérrez (1975) y Ortega-Gutiérrez (1981), donde refieren un macizo basal anortosítico, asociado con ortogneises máficos y una sucesión superior de gneises bandeados cuarzofeldespáticos, de biotita y de hornblenda en facies granulita. Concluyen que las anortositas alcalinas son premetamórficas y los cálculos experimentales determinan una temperatura metamórfica de $764 \pm 30^\circ$ C, a una presión de CO_2 de 7 kb.

Por relaciones estratigráficas del Precámbrico del Complejo Oaxaqueño

Bazán-Perkins (1986), reafirma que la parte basal de la Sierra de Juárez, mantiene armónica correlación con el resto del Complejo Oaxaqueño y que la falla regional de Tehuacán-Oaxaca que separa a la Sierra de Juárez de la Mixteca Oaxaqueña, es del Terciario Tardío y posterior a la milonitización. La neotectónica de la referida falla, resulta de los movimientos transcurrentes del Eje Neovolcánico y del evento de subducción de la Placa Cocos, que afecta las secuencias de los complejos metamórficos de la Sierra Madre del Sur.

Ortega-Gutiérrez y Corona Esquivel (1986) describen la falla de Chalapa como sutura críptica entre los "terrenos zapoteco y chatino" durante el Cretácico Tardío; reiteran que las rocas del Complejo Oaxaqueño están metamorfoseadas en facies de granulita y milonitizadas en facies de anfibolita, junto con los gneises del Complejo Xolapa hacia el sector estudiado entre Puerto Escondido y Huatulco, Oax.

Al respecto, Bazán (1987) establece la génesis de las pegmatitas del "arco insular de Telixtlahuaca", al definir dos tipos principales: las simples y las complejas; las primeras, están asociadas pero independientes a rocas corneanas de facies granulita del Subgrupo Vigallo. Las complejas, son discordantes a la foliación y postorogénia Oaxaqueña y con marcada radiactividad producida por lantánidos y actínidos; debidas a soluciones hidrotermales residuales, que derivaron de los mismos constituyentes de las rocas encajonantes, hacia el final del ciclo geotectónico oaxaqueño. Concluye que el Supergrupo Telixtlahuaca define un arco insular calco-alcalino, con una sucesión vulcano-sedimentaria que varía de máfica en la base, a félsica en la cima, donde el arco se sitúa en la margen occidental de la placa oriental precámbrica, lo que confirma un evento de subducción al oriente durante el Proterozoico Medio.

Finalmente, Bazán-Perkins y Bazán (1988) refieren la conexión estructural paleozoica, entre el Geosinclinal Cordillerano y el arco insu-

lar ouachitano, en México y su prolongación hacia Sudamérica. Esta conexión, se define por una trinchera de subducción en dirección oriente, marcada por una sutura que pone en contacto a filitas, esquistos y anfibolitas de una secuencia cordillerana, con los gneises precámbricos de la Faja Estructural Oaxaqueña. En el estado de Oaxaca estas relaciones estructurales están bien expuestas con el Grupo Nuxiño y Esquisto Juchatengo que se extienden hasta Puerto Escondido, donde aparecen migmatizados por la tectónica Nevadiana (180-80 m.a.). La subducción referida, generó bajo los bloques precámbricos un plutonismo anatectítico cuarzodiorítico y anortosítico subcálcico con edades isotópicas de 315 a 207 m.a., del Carbonífero al Pérmico.

Al respecto, Grajales et al. (1988) resumen la geología, geoquímica, geocronología e implicaciones de la secuencia de rocas verdes de Juchatengo, Oaxaca. El estudio indica que la secuencia de Juchatengo, representa una asociación petrológica de arco que se desarrolló en la margen occidental de México durante el Paleozoico Tardío

Por último, Schulze (1988) al describir la evolución paleogeográfica y tectónica del estado de Oaxaca, reconoce para el Proterozoico Medio y Tardío un ambiente protolítico sedimentario y "metalogénico ensiálico", que afectó a un basamento de posible edad de 1500 m.a. Enfatiza que la referida secuencia sufre un metamorfismo granulítico hacia los 1100 m.a. para conformar el Complejo Oaxaqueño. Expresa que entre los 900 y 650 m.a. formó parte de la apertura del "Hiapetus" para dar origen al Complejo Acatlán. Concluye que durante el Jurásico se desarrolló la "cuenca cuicateca", asociada a un arco magmático ensiálico.

Todas estas contribuciones geológicas, servirán de marco de referencia para describir la sucesión litoestratigráfica y cronología de rocas identificadas en el Complejo Oaxaqueño, así como los eventos tectónicos que las afectaron en el tiempo y el espacio.

SUCESION LITOSTRATIGRAFICA DEL COMPLEJO OAXAQUEÑO

Como una introducción se establece que la principal controversia sobre las investigaciones publicadas, se relaciona con las fácies de metamorfismo, o de su intensidad deformacional que afectó a las rocas precámbricas del Complejo Oaxaqueño. Por principio, se puede enfatizar que los reconocimientos geológicos y los estudios petrográficos, prueban un carácter polimetamórfico en una sucesión litológica heterogénea de diversa naturaleza petrológica y afectados por diversos eventos tectónicos en el tiempo y el espacio. La sucesión estratigráfica se expone de acuerdo al procedimiento y terminología del International Stratigraphic Guide (1976) de la base hasta la cima.

Cada unidad litológica se define por sus contactos abruptos; mineralogía diferenciada y trama petrológica característica. Un hecho sedimentario que resalta al observador, se relaciona con la diversidad de estructuras primarias relictas que aparecen en la secuencia precámbrica, como son: alternancia de estratos sedimentológicos de variada composición, diaestratificación (cross bedding), depositación gradada, varves o secuencia laminar, almohadillas (pillow lavas), -- marcas de corrientes (ripple marks), cambios de fácies y las discordancias regionales que separan las grandes unidades, o eratemas que definen las orogenias (Lámina 2)

Estas evidencias de campo, ponen de manifiesto que el metamorfismo regional de la Orogenia Oaxaqueña, no aconteció en las facies de granulita; tampoco, es monofásica y su expresión tectónica está bien expuesta en el terreno y es accesible para su interpretación. En efecto, con más de 600 estudios petrográficos, se confirma que el metamorfismo regional de la Orogenia Oaxaqueña, aconteció en la facies de anfibolita. Esta investigación de laboratorio contradice gran número de trabajos publicados e interpretaciones litoestratigráficas y tectónicas. Las únicas rocas de alto grado metamórfico y de facies granulita confirmadas en el Complejo Oaxaqueño, se relacionan con ro-

T A B L A E S T R A T I G R A F I C A D E L
 C O M P L E J O O A X A Q U E Ñ O , O A X A C A
 Ref: Bazán (1984-85-87) Bazán-Perkins (1990)

M.A.	EON ERATEMA	UNIDAD LITOLOGICA	AMBIENTE PETROLOGICO						
900 +-	P. TRD.	SUPERGRUPO CABORCA	Secuencia no representada						
Discordancia Regional									
1100	PROTEROZOICO MEDIO SUPERGRUPO. TELIXTLAHUACA	ARCO INSULAR DE TELIXTLAHUACA	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 15%; text-align: center;">GRUPO LA JOYA</td> <td style="width: 30%;">Subgrupo El Muerto</td> <td style="width: 55%;">Vetas pegmatíticas complejas y muy radiactivas, discordantes</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Subgrupo de Mármoles y Calcosilicatos</td> <td>Domos e intrusiones diapíricas de rocas calcáreas y magnesianas</td> </tr> </table>	GRUPO LA JOYA	Subgrupo El Muerto	Vetas pegmatíticas complejas y muy radiactivas, discordantes		Subgrupo de Mármoles y Calcosilicatos	Domos e intrusiones diapíricas de rocas calcáreas y magnesianas
GRUPO LA JOYA			Subgrupo El Muerto	Vetas pegmatíticas complejas y muy radiactivas, discordantes					
			Subgrupo de Mármoles y Calcosilicatos	Domos e intrusiones diapíricas de rocas calcáreas y magnesianas					
OROGENIA OAXAQUEÑA			En facies de anfibolita						
SUBGRUPO PEÑOLES			Ortogneises anatexíticos de tipo monzodiorítico, de la orogenia oaxaqueña, pero deformados.						
GRUPO: EL HIELO			Secuencia de ambiente miogeosinclinal con nappas (zona externa) penecontemporanea al arco insular						
SUBGRUPO VIGALLO			Emisiones volcánicas ultramáficas y máficas calcoalcalinas de arco. Con pegmatitas simples y deformadas						
GRUPO: TEJALAPAN			Secuencia vulcanosedimentaria y marina, de ambiente eugeosinclinal (zona interna cabalgada)						
GRUPO OAXACA		<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 15%;"></td> <td style="width: 30%;">Subgrupo La Unión</td> <td style="width: 55%;">Derrames volcánicos andesíticos y dacíticos de "pillow lavas", incluye pegmatitas radiactivas</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Subgrupo Tenexpan</td> <td>Orto y paragneises máficos con diseminaciones vulcanogénicas tipo Kuroko con pegmatitas complejas radiactivas</td> </tr> </table>		Subgrupo La Unión	Derrames volcánicos andesíticos y dacíticos de "pillow lavas", incluye pegmatitas radiactivas		Subgrupo Tenexpan	Orto y paragneises máficos con diseminaciones vulcanogénicas tipo Kuroko con pegmatitas complejas radiactivas	
	Subgrupo La Unión	Derrames volcánicos andesíticos y dacíticos de "pillow lavas", incluye pegmatitas radiactivas							
	Subgrupo Tenexpan	Orto y paragneises máficos con diseminaciones vulcanogénicas tipo Kuroko con pegmatitas complejas radiactivas							
Discordancia Regional									
1400 +- 1800	PROTEROZOICO TEMPRANO SUPERGRUPO ZIMATILAN	HURONIANA	GRUPO: VALDEFLORES	Paragneises pelíticos y ferríferos de cuencas seniles, con varves, de itabiritas y jaspilitas hematíferas (iron formation)					
GRUPO EL TRAPICHE			Paragneises félsicos y máficos de una potente secuencias de arcosas y grauwacas, de cuencas intercratónicas. Contienen conglomerados con materia carbonosa que incluye diseminaciones de oro y uranio, epigenético.						
Discordancia Regional									
2400 +- 2600	ARQUEANO SUPERGRUPO PAPALO	"GREENSTONES"	GRUPO SUPERIOR	Paragneises cuarzofeldespáticos y pelíticos, de arco insular con concentraciones vulcanosedimentarias de arco ingulares.					
GRUPO INFERIOR			Potente secuencia volcánica de rocas máficas y ultramáficas de tipo toleítico y komatítico, que incluye dorsales de cuencas oceánicas (greenstone).						
TESIS PROFESIONAL LAMINA 2									

cas charnoquíticas y enderbíticas que limitan aureolas de contacto térmico y de intrusiones ultramáficas del Subgrupo Vigallo. De hecho, representan ortogneises conectados a diques subvolcánicos anteriores y sintectónicos de un arco, durante la Orogenia Oaxaqueña.

Estas relaciones de campo y laboratorio, permiten hacer la división estratigráfica del Complejo Oaxaqueño basada en la sobreposición de las rocas. La sucesión estratigráfica ha sido ya expuesta por Bazán (1984, 1985) y Bazan y Bazán-Perkins (1984a), la que dividen en cuatro eratemas. Esta división litoestratigráfica exhibe unos 12,000 m de potencia, con cobertura heterogénea de varios eratemas y grupos que permiten hacer correlaciones continentales y a grandes distancias, así como definir sus límites con discordancias bien identificadas en otros países. Estas grandes unidades litológicas, exhiben tremenda analogía petrológica y carácter metalogénico con varias secuencias estratigráficas reportadas en los cratones precámbricos de Canadá, Brasil, Rusia, Australia, India, Sudáfrica y Finlandia.

Los supergrupos del Complejo Oaxaqueño, están separados por conspícuas discordancias reconocidas en el Cratón de Norte-América e incluyen dos o más grupos que expresan formaciones asociadas, o una sucesión de origen común, donde se podrán hacer subdivisiones posteriores con estudios de detalle. También, comprenden subgrupos que se relacionan con episodios o eventos tectónicos magmáticos en particular, así como generaciones de pegmatitas y el emplazamiento de cuerpos diapíricos de carbonatos en varias fases de la escala cronológica precámbrica.

El eratema basal está representado por el Supergrupo Pápalo, asignado al Arqueano y que consistentemente aparece al oriente de la Faja Estructural Oaxaqueña, en una potente sucesión ofiolítica. En franca discordancia, sobreyace la sucesión de grauvacas, arcosas y hierro bandeado en la cima, del Supergrupo Zimatlán (Proterozoico Temprano), de gran similitud a la Secuencia Huroniana del Canadá. Una

conspícua discordancia tectónica, divide al Supergrupo Zimatlán del sobreyacente Supergrupo Telixtlahuaca, el que incluye la potente sucesión vulcanosedimentaria del tipo arco insular y referida a la parte tardía del Proterozoico Medio. Finalmente, se tienen las pegmatitas radiactivas y complejas postorogénicas que representan el Proterozoico Tardío. Al presente, se desconocen rocas sedimentarias del final del Proterozoico, como se identifican en Sonora y Tamaulipas.

Un resumen de los Supergrupos del Complejo Oaxaqueño, así como de su constitución y su naturaleza se describen en el siguiente cuadro; haciendo referencia a un porcentaje estimativo de su volumen rocoso.

COMPOSICION APROXIMADA DE LOS SUPERGRUPOS DEL COMPLEJO OAXAQUEÑO

TIEMPO M. A.	EDAD E O N	ERATFMA SUPERGRUPO	CONSTITUCION PETROLOGICA	NATURALEZA PALEOGEOGRAFIA	PORCENTAJE EN VOLUMEN
570	PRÓTEROZOICO	Grupo: La Joya	Pegmatitas complejas, radiactivas, indeformadas	Soluciones de secresión lateral de la roca encajante	0.01%
1,000		Supergrupo: Telixtlahuaca	Paragneises y ortogneises máficos y félsicos; mineralogía Kuroko	Sucesión vulcanosedimentaria de un arco insular marginal de sutura.	13.00%
1,400	PRÓTEROZOICO	G R A N	H I A T U S		
1,800		Supergrupo: Zimatlán	Gneises cuarzoferros despáticos y hornblendas en la cuarcita iron formation	Cuencas con depósito de grauwacas y arcosas con pirita y oro; en la zona de hierro bandeado	20.00%
2,600	ARQUEANO	Supergrupo: Pápalo	Esquistos y anfíbolitas basálticas; seguido de grauwacas y pizarras pelíticas.	Potente corteza vulcanosedimentaria de tipo ofiolítico, con dorsales y arcos ultramáficos.	67.00%

Se puede concluir que las rocas precámbricas de origen volcánico del Complejo Oaxaqueño, representan un volumen de un 62%; los paragneises de origen sedimentario, aproximadamente 35% y los ortogneises de tipo granitoide, escasamente un 2%. Las pegmatitas tendrían menos del 1%, si se considera toda la secuencia precámbrica.

A R Q U E A N O

Supergrupo Pápalo (Bazán 1984 y 1985).- Esta unidad basal del Complejo Oaxaqueño, en términos informales, fue descrita por Bazán (1984), habiéndose definido "grupo Pápalo" en su área tipo expuesta sobre el camino de terracería que se dirige de Cuicatlán a Concepción Pápalo y su ramal de 10 Km que parte a la mina asbestífera Pegaso. Posteriormente, con estudios cartográficos de mayor detalle, fue formalmente definida por Bazán (1985), asignando como principal sección tipo de referencia, la porción media del valle del río San Agustín, así como otra sección tipo de referencia expuesta a lo largo del río Santo Domingo y sobre el corte del camino de terracería San Gabriel Etla-Las Guacamayas. Ambas secciones de la Sierra de Juárez, distan unos 15 Km al norte de la Cd. de Oaxaca y han sido reconocidas por el presente autor.

También aflora en los cañones de Tomellín, El Chilar y hacia la región del Istmo de Tehuantepec y hacia el área de Huautla de Jiménez, parte septentrional de la Sierra de Juárez. Recientemente, rocas anfíbolitas de igual naturaleza komatítica, se identificaron por Bazán y Bazán-Perkins (1989), hacia el Macizo de Teziutlán-Las Hayas de los estados de Puebla y Veracruz. Asimismo, hacia la parte nororiental del Gneis Novillo, Tamaulipas y en el área de Placer de Guadalupe, Chihuahua, para integrar los remanentes de un protocontinente Arquea no al oriente de México.

Debido a la extensa distribución de los "greenstone belts" que consistentemente yacen al oriente de la Faja Estructural Oaxaqueña, a lo largo del territorio del país, para integrar los principales macizos expuestos en la Planicie Costera del Golfo de México, el término de "Grupo Pápalo" fue elevado al rango litoestratigráfico de Supergrupo Pápalo; ya que éste, según la descripción de Bazán (1989), exhibe una asociación de cuando menos dos grupos relacionados o superpuestos. Este Supergrupo de acuerdo con Bazán (op. cit.) puede alcanzar más de los 6,000 m de potencia, no obstante la profunda erosión; además disecado en varios bloques o macizos dispersos en la parte oriental de México, donde no se observa su parte basal.

Recientemente, Delgado-Argote (1988) describió el área tipo de Cuicatlán a Concepción Pápalo, dentro de un estudio preliminar de la secuencia volcánica sedimentaria y serpentinitas asociadas. Este autor apoya su descripción, en un mapa geológico del sur de México publicado por Ortega-Gutiérrez (1981); también, con el "dominio epimetamórfico Cuicateco" de Carfantán (1983), así como en la división de "terrenos estratotectónicos" de Campa y Coney (1983). Asigna al "terreno cuicateco" esta área tipo y la refiere como una secuencia típica de cuenca, asociada a un arco volcánico y desarrollada durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano. En estas condiciones Delgado-Argote (op. cit.) concluye que la secuencia vulcanosedimentaria de Cuicatlán-Pápalo corresponde paleogeográficamente a la "cuenca cuicateca" que se extiende desde Tehuacán, Puebla, hasta Tehuantepec, Oaxaca; donde reitera su evolución desde el Jurásico Tardío, al Cretácico Temprano.

Por las marcadas controversias que existen en espacio y tiempo entre estos trabajos y las observaciones propias del presente autor, a continuación se describen algunas omisiones y referencias no consideradas, desde que Fries et al. (1962) asignó al Precámbrico las rocas metamórficas basales de la Sierra de Juárez y como parte del Complejo Oaxaqueño. Posiblemente, uno de los errores que mayormente se contemplan para interpretar la geología de la Sierra de Juárez se deba a los tremendos desplazamientos verticales, ocasionados por las fallas normales o de gravedad. La falta de investigaciones estratigráficas, revelan una discrepancia temporal de más de 2,000 m.a. entre la edad arqueana propuesta por Bazán (1985) y las consideradas por Carfantán (1983), Ortega-Gutiérrez (1981), Campa y Coney (1983), entre otros.

Aunque Delgado-Argote (op. cit.) no intenta establecer una sucesión estratigráfica formal, pasa por alto algunos datos estratigráficos y petrológicos, como son; 1) La conspicua discordancia entre las rocas ultramáficas basales o "metalavas meso-melanocráticas" y las "rocas dioríticas leucocráticas" de la región de Pápalo. 2) Las "rocas dioríticas" son paragneises y conservan su peculiar bandeamiento alternante, de naturaleza anfibolítica (tono verde) y cuarzofeldespática (tono crema); donde resaltan reliquias de conglomerados de cuarzo crema, así

como diseminaciones de materia orgánica e inclusiones de cristales de circón redondeado que refieren su naturaleza sedimentaria. 3) Esta secuencia precámbrica aflora también, a 10 Km al norte de Cuicatlán-Concepción Pápalo; igualmente, están bien expuestas sobre el camino Teotitlán del Camino-Huautla de Jiménez, parte septentrional de la Sierra de Juárez donde Bazán-Perkins y Bazán (1989), determinaron una sección tipo más, del Grupo El Trapiche del Complejo Oaxaqueño, que consistentemente yace en discordancia sobre el Supergrupo Pápalo asignado al Arqueano.

Como antecedente, es necesario referir que la primera identificación de las rocas verdes basales del "grupo Pápalo" por el presente autor aconteció en el Cañón Tomellín, entre 1983 y 1984, habiéndose reportado en dos publicaciones por Bazán (1984), Bazán y Razán-Perkins (1984a). El área donde se reconocieron las rocas basales del Complejo Oaxaqueño, se localizan justamente entre las estaciones de El Parián y La Anona y a lo largo de la Barranca de La Hacienda, en donde se tiene un típico yacimiento del Arqueano, como son los "lode gold deposits". La importancia de estos afloramientos se relaciona con el hecho de que la secuencia huroniana del Grupo El Trapiche, del Proterozoico Temprano, se observa yaciendo en discordancia erosional sobre las rocas verdes del "grupo Pápalo". Posteriormente, se identificaron las mismas relaciones estratigráficas en el área de El Chilar, sobre la carretera de Tehuacán a la Cd. de Oaxaca para, finalmente definir las áreas y secciones tipo referidas en párrafos precedentes.

Si bien es cierto que muchos autores en sus publicaciones omiten deliberadamente estos datos; también es cierto, que no prueban lo contrario. Sin embargo, para el simple observador de geología de campo bastará comprobar que las rocas metamórficas basales de la Sierra de Juárez son idénticas a las del Complejo Oaxaqueño y confirman su prolongación al oriente de la Falla de Tehuacán-Oaxaca, del Terciario. Múgica (1978) y Pacheco y Ortiz (1983), reportan gran número de plutones tonalíticos que en el área de Huautla de Jiménez, afectan secuencias metamórficas en facies de anfibolitas y esquistos verdes.

El carácter petrológico del Supergrupo Pápalo contrasta notablemente con las rocas que le sobreyacen, particularmente con los paragneises del Grupo El Trapiche constituido por una sucesión interbandeada de tono verde-gris y crema, de hornblenda y curzofeldespática característica. El contacto basal del Grupo Pápalo se desconoce; sin embargo, el contacto superior se define por una superficie profundamente erosionada, donde contrasta el aspecto masivo de las rocas verdes basales, con el interbandeamiento peculiar del Grupo El Trapiche. Hacia la parte suroeste de la Sierra de Juárez, se pueden observar algunos horizontes de conglomerados basales de 1 a 15 m de espesor que definen la zona de contacto de las secciones tipo en los ríos de Santo Domingo y San Agustín; también, se puede observar que las secuencias del Proterozoico, se inician con un laminado de varves que denota la tranquilidad rítmica de los primeros sedimentos, sobre el Arqueano.

Un interesante rasgo petrológico, relacionado con la tectónica de las intrusiones plutónicas del Paleozoico y Mesozoico que afectan a estas rocas verdes arqueanas, de tipo toleítico y komatítico, se marca con la carencia de potasio y el exceso de magnesio; por tanto, estas rocas de carácter anatexítico corresponden predominantemente a tonalitas. Cuando la granitización afecta al Grupo El Trapiche sobreyacente, el plutonismo cambia a mozonitas y granodioritas. En estos plutones casi siempre se observa una aureola de migmatización, o bien, varios xenolitos diseminados en su masa; relaciones litoestratigráficas que pueden ser analizadas en las secciones tipo de referencia, expuestas en el frente occidental de la Sierra de Juárez.

La petrología del Supergrupo Pápalo consiste de una potente sucesión vulcanosedimentaria ultramáfica y máfica en la base, hasta félsica y pelítica en la cima, de tipo ofiolítico. La porción del grupo inferior comprende esquistos y anfibolitas de posibles coladas peridotíticas y derrames basálticos, propios de cortezas oceánicas; pero alternante, de toleítica a komatítica; son de color verde oscuro y verde gris que intemperizan a verde amarillento. La textura es afanítica y en ocasiones ligeramente foliada, pseudo-estratificadas y algunas zonas con aspecto masivo y satinadas, donde se pueden apreciar vetillas de pi-

rita, calcita y de cuarzo. Al microscopio, exhiben un agregado de epidota, clorita, actinolita, hornblenda cloritizada, muy escasa plagioclasa, albita como minerales esenciales y accesorios; así como magnetita, clorita, calcita, epidota, pirita y hematita como minerales secundarios o productos de la alteración, para constituir una roca de clase química básica.

Un análisis comparativo muestra cierta similitud entre las rocas komatíticas de la Sierra de Juárez-Istmo de Tehuantepec y las recientemente identificadas en el Macizo de Teziutlán-Santa Ana, de los estados de Puebla y Veracruz, con los basaltos, anfibolitas y peridotitas del Grupo Onverwacht, Sudáfrica, donde exhiben análoga posición estratigráfica que la secuencia precámbrica del Complejo Oaxaqueño. La misma posición estratigráfica, carácter petrográfico, sucesión metalogénica y composición química, vendría a comprobar un escudo arqueano al oriente de México, de evolución independiente al Canadiense.

COMPARACION QUIMICA DE LAS ROCAS ANFIBOLITAS DEL GRUPO MAZATEPEC, PUE; EL SUPERGRUPO PAPALO, OAX. Y EL GRUPO ONVERWACHT, SUDAFRICA.

OXIDOS:	(1)	(2)	(3)
SiO ₂	49.50	48.20	49.65
TiO ₂	1.15	1.53	0.64
Al ₂ O ₃	9.15	8.30	8.20
Fe ₂ O ₃	3.40	1.73	1.60
FeO	7.39	9.73	9.10
MnO	0.27	0.43	0.21
MgO	14.00	11.11	14.06
CaO	9.45	11.47	11.16
Na ₂ O	0.91	1.60	1.30
K ₂ O	0.18	0.66	0.18
P ₂ O ₅	0.45	0.36	0.04
H ₂ O-CO ₂	4.09	4.24	3.49

(1) Promedio de análisis químico de 2 muestras del Grupo Mazatepec, Pue

(2) Análisis promedio de 3 muestras del Complejo Oaxaqueño, Oaxaca.

(3) Promedio de 4 muestras del Grupo Onverwacht, Sudáfrica.

Nota: Los datos de (1)
se determinaron
en el CRM

REFERENCIA: Bazán (1985), en (2)
Viljoen y Viljoen (1977), en (3)

Estos análisis químicos parciales de las rocas basales del Precámbrico de México, reportan menos del 50% de SiO_2 ; una relación $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, mayor de 1; un porcentaje de más del 11% de MgO y menos de 1% de K_2O que definen las típicas rocas komatíticas.

En cambio el grupo superior del Supergrupo Pápalo, consisten de un interbandeamiento delgado de paragneises de tono gris oscuro, rosa-pardo y crema alterados y fracturados. Son compactos y muestran una textura gneisoide posterior. Al microscopio presentan una textura esquistosa milonítica y con esquistosidad relicta. Los minerales esenciales son cuarzo, muscovita, albita y clorita; los accesorios, son materia carbonosa y magnetita; en cambio, los minerales secundarios son: clorita, epidota, sericita y limonita. Estos esquistos son de clase química pelítica y cuarzofeldespática, afectados por cuando menos tres eventos tectónicos; el último, de tipo milonítico y de baja intensidad. No obstante, su reiterado metamorfismo, existe un origen sedimentario al definir grauvacas turbidíticas que cubren a las rocas verdes volcánicas del Grupo Inferior, más o menos concordantemente.

PROTEROZOICO TEMPRANO

Supergrupo Zimatlán (Bazán 1984 y 1985).- Es la secuencia basal del Proterozoico y está representada por los grupos El Trapiche y Valdeflores, para integrar el Supergrupo Zimatlán que sobreyace al Supergrupo Pápalo en discordancia, mediante una superficie profundamente erosionada. La referida secuencia del Supergrupo Zimatlán exhibe estrecha analogía litoestratigráfica y metalogénica con la del Supergrupo Huroniano, descrito por Roscoe (1969) para el Proterozoico basal del Escudo Canadiense. El Grupo El Trapiche, representa la parte basal y el Supergrupo Valdeflores la cima, con diferencias petrológicas distintivas que son fácilmente reconocidas en su área tipo de la Sierra de Vigallo y Cerro Viejo, al suroeste de Zimatlán.

Grupo El Trapiche.- Esta unidad aflora en gran número de localidades descritas por Bazán (1984 y 1985), pero se puede referir como locali-

dad tipo el área de la Sierra de Vigallo-Cerro Viejo, al poniente de Zimatlán; su reconocimiento se puede hacer a lo largo del río San Miguel, a partir del poblado El Trapiche de donde toma su nombre, hasta La Asunción Mixtepec. Un gran número de secciones tipo pueden ser mencionadas debido a su extensa distribución en el Complejo Oaxaqueño, pero dentro de un criterio regional para el reconocimiento de sus relaciones estratigráficas y tectónicas con las demás unidades, se pueden citar las siguientes secciones tipo propuestas por el presente autor, como son: 1) El frente occidental de La Sierra de Juárez, desde la base hasta su cima; 2) A lo largo del Cañón Tomellín, entre las estaciones de San Sebastián Sedas y La Anona del F.C. México-Oaxaca. Una nueva sección tipo de gran interés, recientemente identificada por Bazán-Perkins y Bazán (1989) está bien expuesta a lo largo de la carretera Teotitlán del Camino, Pue. a Huautla de Jiménez, Oax., en la parte más septentrional de la Sierra de Juárez.

Esta unidad litoestratigráfica que constituye la parte basal del Proterozoico, cubre de hecho la mayor extensión del Complejo Oaxaqueño; donde su potencia estimada, entre 800 a 900 m, expone en pocos sitios su límite o contacto inferior. En efecto, las fallas del Terciario Tardío de El Cañón Tomellín, así como la conspicua Falla de Tehuacan-Oaxaca propiciaron un levantamiento escalonado que permitió exponer la parte basal del Complejo Oaxaqueño. El primer sitio donde fué identificado el contacto basal de los paragneises del Grupo El Trapiche, con las rocas verdes arqueanas ("grupo Pápalo") fue en el área norte y próxima a la Estación El Parián, justamente en la Barranca de la Hacienda, donde el carácter masivo de los "greenstone belts" contrasta notablemente con el bandeamiento crema y verde del Proterozoico. Si bien, el área de El Parián constituye una ventana de unos 6 Km² representa el primer antecedente estratigráfico de la existencia de rocas verdes komatíticas dentro de la secuencia del Complejo Oaxaqueño.

Con la referencia cartográfica de Fries et al. (1962) al asignar por vez primera en una publicación, a la Sierra de Juárez como parte del Complejo Oaxaqueño, fué posible reconocer e identificar las secciones

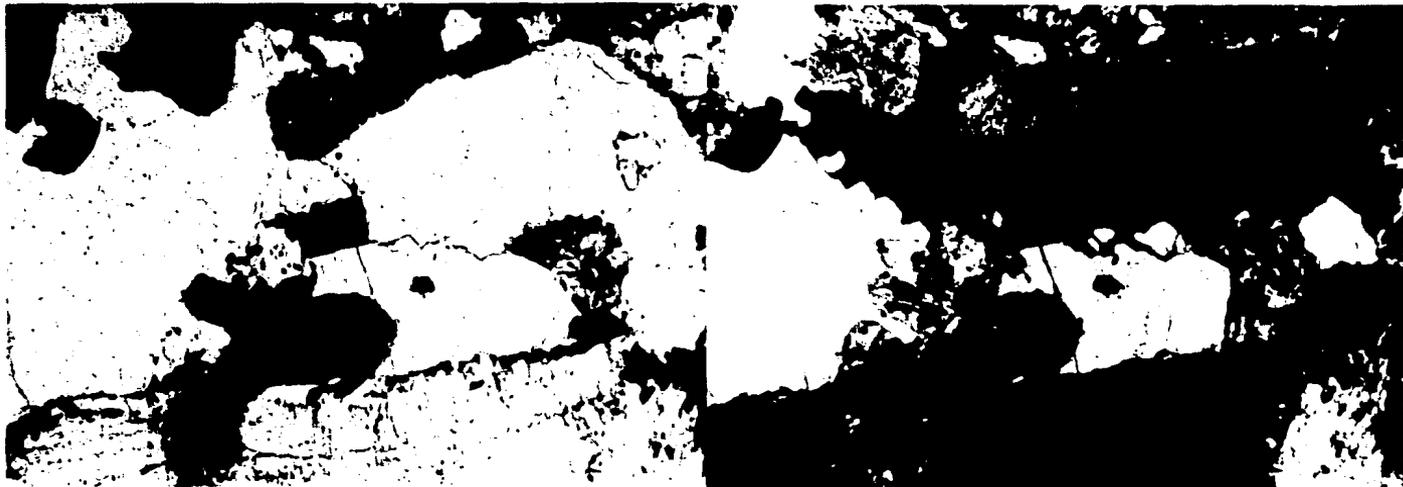
tipo de la región de Pápalo, del río Santo Domingo y la del río San Agustín, ya referidas. En estas áreas, se observa a los paragneises anfibolíticos y cuarzofeldespáticos del Grupo El Trapiche, en franca discordancia erosional, sobre las rocas masivas del Supergrupo Pápalo y cuyo contacto contrasta abruptamente por algunos lentes de conglomerado y la sucesión de varves, o microlaminado con que se inicia el Proterozoico y que va incrementándose en espesor hacia la cima. Esto vino a comprobar que la parte basal de la Sierra de Juárez representa la prolongación del Complejo Oaxaqueño, separada por la falla de Tehuacán-Oaxaca del Terciario Tardío.

Los estudios petrográficos de las referidas secciones tipo definen que las rocas fueron afectadas por metamorfismo regional en facies de esquistos verdes y de la parte baja de la facies de anfibolita; sin embargo, durante la tectónica Laramide aconteció un proceso de milonitización retrógrado que afectó a las rocas precámbricas, intrusiones plutónicas y las secuencias calcáreas mesozoicas.

Con estos estudios se viene a demostrar que el metamorfismo regional del Complejo Oaxaqueño es progresivo. A partir de la zona de sutura de la colisión de bloques, la facies de anfibolita progresivamente decrece en ambos lados, en facies de esquistos verdes. Estas descripciones están acordes con las referidas por Delgado-Argote (1988) para el área de Cuicatlán-Concepción Pápalo y el aspecto positivo del trabajo de este autor, se relaciona con el hecho de que define contactos, clase química, facies de metamorfismo, estructuras y tramas de las rocas involucradas que prueban que en secuencias precámbricas y metamórficas es posible establecer la cronología y estratigrafía.

Al considerar que los mismos ambientes petrológicos y grados de metamorfismo identificados al Complejo Oaxaqueño, han sido objeto de análisis y estudio en el Escudo Fenoscandian y en la Faja Grenvilliana, del Escudo Canadiense, donde noruegos, filandeses y canadienses han descubierto extensos yacimientos de minerales metálicos y no metálicos; podemos considerar que las mismas posibilidades se obtendrían, para el Precámbrico de México, si partimos del control estratigráfico.

1). GRUPO EL TRAPICHE.- Muestra tomada a 2 Km al oriente del poblado de Santa María Peñoles, sobre la margen norte del camino y río que se dirige al mismo poblado. Comprende paragneises cuarzofeldespáticos y de hornblenda, parcialmente plegados y cizallados. Representan al antepaís de la Orogenia Oaxaqueña y constituyen el grupo basal del yacimiento El Hielo. El Grupo El Trapiche se asigna al Proterozoico Temprano, correlacionable con la secuencia Huroniana del Canadá y sobreyacen a "greenstone belts" del Supergrupo Pápalo.



Rel. Text: 6.3/0.20x12.5 L. En luz natural y nicols X.- Agregado de microcuarzo subarredondeado, con plagioclasa de andesina-oligoclasa sericitizadas; hornblenda cloritizada, con epidota subordinada, apatita y pirita cuedral. Todo el cuarzo exhibe extinción ondulante característica.

GNESIS DE CUARZO-OLIGOCLASA-HORNBLENDA-EPIDOTA

Fotografía: Arriaga-García (1989)

FOTOMICROGRAFIA 1

Sergio Bazán Perkins (1990)

Tesis Profesional

Al verificar un proyecto de zoneografía metamórfica, con apoyo de unos 400 análisis petrográficos de Reyes-Cortés, Cepeda-Dávila y de Arriaga-García, distinguidos investigadores de la Facultad de Ingeniería, UNAM, en lugares claves y estudiados con lámina delgada por el presente autor, se determinó que las concentraciones de oro y piritas auríferas, asociados a la materia orgánica (thucholita) en el Grupo El Trapiche, estaban prácticamente ausentes en las zonas de facies anfibolita y menos aún, en las corneanas de contacto térmico de las intrusiones subvolcánicas del Subgrupo Vigallo. Por consecuencia, los distritos auríferos de San Miguel Peras, Santa María Peñoles, Estetla, La Herradura y Sosola se distribuyen más o menos alineados hacia donde el metamorfismo decrece a facies de esquistos verdes; o sea al poniente del "arco insular de Telixtlahuaca" (Fotomicrografía I).

Con esta interpretación regional de las concentraciones auríferas de origen sedimentario, que constituye un rasgo peculiar del Grupo El Trapiche del Proterozoico Temprano y en las mismas condiciones litostratigráficas, a las de la Faja grenvilliana del Canadá, se optó por comprobar si en las mismas facies de esquistos verdes del mismo grupo, identificadas en la Sierra de Juárez, contenían las diseminaciones auríferas. En efecto, trazas variables y hasta de 2 g de oro, se han obtenido del frente occidental de la Sierra de Juárez.

La interpretación del desprendimiento y removilización ya se había de terminado para la uraninita (UO_2), porque a temperaturas de unos 220° C. el uranio se desprende del torio y las tierras raras, dejando como residuo de previa existencia, el Pb-207 y Pb-206; pero la ausencia del oro y de mínimas trazas, siempre fue un enigma. La conclusión ahora es que el oro también se movilizó, conjuntamente con el uranio y debido a las elevadas temperaturas alcanzadas durante la Orogenia Oaxaqueña. Por lo mismo, las concentraciones de oro de origen sedimentario, se reducen en el Grupo El Trapiche, a las facies de bajo grado o de esquistos verdes. El control estratigráfico de esta mineralización aurífera, tiene como límite superior el contacto gradual y bien definido del Grupo Valdeflores, que se reconoce fácilmente por su cambio de color, estructura, composición química y residuos orgánicos.

La trama petrológica del Grupo El Trapiche consiste de una sucesión de diversas tonalidades de verde oscuro, verde-gris y crema interbandados en extensas bandas de superficie plana y variable espesor, desde las microlaminas hasta de 60 cm. Ocasionalmente, es posible identificar la granulometría de las grauvacas y arcosas que la integran, así como diversas estructuras primarias y horizontes de conglomerados de cuarzo con materia orgánica grafitica, asociada a pirita aurífera y de oro libre como un rasgo peculiar. La textura gneisoide y compacta exhibe un agregado de plagioclasa, cuarzo y hornblenda como minerales esenciales, con diópsido, biotita, circón y apatito redondeados, y algo de magnetita y pirita como minerales accesorios. Los minerales secundarios más comunes son: clorita, actinolita, uralita, epidota, sericita y limonita que representan una paragénesis de presión y temperatura moderada, en facies de anfibolita y de clase química cuarzo-feldespática y básica. Su origen tiene estrecha relación petrológica con el Supergrupo Pápalo subyacente, por su relación estratigráfica y sedimentológica de sobrenposición, de donde proviene.

Grupo Valdeflores.- (Bazán 1984-1985). El área tipo se ubica inmediatamente al poniente del poblado de Valdeflores, Oaxaca, en la localidad conocida como Cerro Viejo y que se extiende en toda la ladera oriental de la Sierra de Vigallo. Aunque se presenta bastante erosionada se han medido espesores hasta de 230 m, a lo largo del arroyo de los Sauces; localidad ubicada al norte de San Pedro del Rincón, Oax., en donde es posible examinar el cambio litológico gradual del Grupo El Trapiche basal, hacia las jaspilitas y posteriormente a las típicas itabiritas. Muestreos parciales de esta nueva sección tipo arrojan valores de 2 a 9% de óxido de fierro; ocasionalmente, 12% en algunos horizontes delgados, sin llegar a formalizar cuerpos de importancia económica.

Un gran número de secciones tipo de referencia del Grupo Valdeflores, pueden ser mencionadas para su reconocimiento, como son; 1) la expuesta en el poblado de Monteflor y Ojo de Agua, al poniente de La Herradura; 2) varios afloramientos expuestos en el Cerro de Piedra Larga, al oriente de Tlapacoyan; las concentraciones de "iron formation" que

reportan hasta 23% de óxido de hierro, distribuidas en el Cerro de la Muralla y Mogote de Fierro del área de San Miguel Peras, en donde se define que existía la parte más profunda y en facies reductora, de la cuenca donde se concentraron las soluciones de hierro sedimentario. Una muestra representativa de estos paragneises microlaminados, presenta un tono pardo oscuro y amarillento, estructura compacta y textura esquistosa, con la presencia de hematita, cuarzo y plagioclasa sódica como minerales esenciales; además, presenta estilpnomelano y magnetita con clorita secundaria que definen un esquisto hematífero de clase química ferruginosa, en facies de esquistos verdes.

Una importante localidad identificada en la cima de la Sierra de Juárez, refiere la extensa distribución que alcanzaron estos depósitos en sus diversas facies litorales, de plataforma y de cuenca para cubrir más de 80 Km de ancho y que pudieron alcanzar muchas decenas más, si se considera el acortamiento del basamento por la subducción y colisión de bloques. Esta localidad de ambiente litoral del Grupo Valdeflores puede ser reconocida, en el corte del camino de terracería que parte del poblado de San Miguel del Estado, hasta el aserradero de Aloapan y la importancia de esta sección tipo radica al establecer y observar toda la secuencia basal del Proterozoico y en discordancia, sobre las rocas verdes del Supergrupo Pápalo.

La potente secuencia de rocas precámbricas basales en la Sierra de Juárez, que previamente habían sido cartografiadas por Fries *et al.* (1962) y Fries y Rincón-Orta (1965) descartan contundentemente la paleocuenca cuicateca del Mesozoico, propuesta por Carfantán (1983-1984), Campa y Coney (1983), Ortega-Gutiérrez (1983), Delgado-Argote (1985 y 1988) y Schulze (1988) quién introdujo, otra nomenclatura para los "terrenos estratotectónicos". Además, la sección tipo precámbrica de San Juan del Estado a La Tembladera, al poniente de San Miguel Aloapan, Oax. establece que el Complejo Oaxaqueño, se extiende indefinidamente al oriente. Efectivamente Bazán y Bazán-Perkins (1989) identificaron la misma secuencia precámbrica basal de la Sierra de Juárez en el Macizo de Teziutlán, que pone más en duda y discusión la "cuenca cuicateca".

La cima del Grupo Valdeflores, es una discordancia que conserva equi-

valencia cronológica y temporal con el Grupo Cobalto de la secuencia huroniana del Canadá, que refiere edades entre 2100 a 1900 m.a. Su presencia en el Precámbrico y su naturaleza bioquímica definen un cambio gradual de la atmósfera reductora, a la oxigenada; en donde, los residuos orgánicos en forma de grafito y el estilpnomelano, así como cantidades excesivas de óxido de fierro, constituyen un rasgo petrológico peculiar. Su metamorfismo regional de clase química cuar zofeldespática y pelítica gradúa de esquistos verdes, al de anfibolita.

PROTEROZOICO MEDIO

Probablemente el rasgo estratigráfico más notable para establecer el control de la sucesión del Complejo Oaxaqueño, se deba a la conspícuca discordancia que separa los supergrupos Zimatlán y Telixtlahuaca, recientemente identificada por Bazán (1989), hacia el Gneis Huiznopala, Hgo. y Gneis Novillo, Tamps. Esta discordancia representa un gran hiatus, o no depositación, de cuando menos 600 m.a. si se considera la cima del Supergrupo Valdeflores hacia los 2000 m.a. Cuando el "rift" del Geosinclinal Oaxaqueño se iniciaba hacia los 1350 m.a. como lo postulaban Fries y Rincón-Orta (1965). Bazán (op. cit.) enfatiza con relación a este hiatus, que la secuencia litológica faltante (Supergrupo Arizona) aparece en el cratón precámbrico de Sonora, para integrar todos los eratemas reconocidos en el Escudo Canadiense.

El Proterozoico Medio incluye al Supergrupo Telixtlahuaca que comprende cuatro grupos y dos subgrupos, para integrar la sucesión vulcanosedimentaria del arco insular de Telixtlahuaca, marginal al borde occidental de un bloque constituido por el Supergrupo Pápalo y el Supergrupo Zimatlán. Por lo mismo, la sucesión del eratema del Supergrupo Telixtlahuaca (1350-1000 m.a.) consistentemente yace en discordancia tectónica, sobre el Supergrupo Zimatlán (2500-1800 m.a.). Estas relaciones litoestratigráficas, tienden a demostrar que el Complejo Oaxaqueño se integra por tres eratemas de ciclos geotectónicos sobrepuestos, separa dos por conspícuas discordancias regionales.

Supergrupo Telixtlahuaca (Bazán 1984 y 1985).- El carácter petrológico de la sucesión vulcanosedimentaria de este Supergrupo, fue definido por Bazán (1984 y 1985), Bazán y Bazán-Perkins (1984a) en su área tipo inmediatamente al poniente de San Francisco Telixtlahuaca, así como la sección tipo de referencia expuesta sobre el camino que va de San Felipe Tejalapan, La Unión, El Hielo y Santa María Peñoles donde se identifican todas las unidades que integran a este Supergrupo del Proterozoico Medio. Debido a los procesos geoquímicos, las rocas de esta secuencia representan unidades más evolucionadas por actividad del intemperismo y sedimentación, que las del Proterozoico Temprano.

Los estudios estratigráficos y reconocimientos del presente autor, relacionados con la tectónica de placas, determinan que el desarrollo de la secuencia del Supergrupo Telixtlahuaca, se inicia con la diseción de la corteza preexistente hacia los 1,400 m.a. conforme a postulados de Fries y Rincón-Orta (1965). La apertura consistió en un "rift" intracratónico, que posteriormente evoluciona a cuenca ortogeosinclinal con un arco insular marginal a uno de los bloques, que puede ser plenamente identificado a lo largo del Valle de Oaxaca y hacia la parte occidental del mismo.

Este arco insular tiene la particularidad, de dividir los ambientes petrológicos del discutido Supergrupo Telixtlahuaca. La fase vulcanosedimentaria y marina del eugeosinclinal, se distribuye al oriente del arco; mientras que la típica fase marina de plataforma y sublitoral del miogeosinclinal, queda al poniente del mencionado arco y del que se hace una extensa exposición, representado por el Grupo El Hielo y que es el objeto de análisis metalogenético en esta tesis.

Grupo Oaxaca (Bazán, 1984 y 1987).- El área tipo puede ser reconocida al poniente de Telixtlahuaca y sobre el río La Salina, incluyendo la interesante zona de El Catrín que aparece en el corte de la carretera federal 190, entre el tramo de La Herradura al entronque con Huitzo. Su constitución es en esencia máfica, hacia la base y gradualmente dacítica a la cima. Representa la parte basal del Supergrupo Telixtlahuaca y comunmente aparece como remanentes de la erosión, fácilmente

distinguible por sus tonalidades gris-negro, verde oscuro y pardo-amarillento hacia la cima.

Esta unidad vulcanosedimentaria se subdivide en los subgrupos Tenexpan y La Unión, con espesores parciales los 800 m, en una sucesión de paragneises anfibolíticos y de plagioclasa en la base y de ortogneises de naturaleza félsica en la cima. Aflora al poniente y suroeste de Telixtlahuaca; hacia la parte occidental del Valle de Oaxaca, de donde deriva su nombre. Este grupo yace en discordancia angular sobre el Grupo El Trapiche del Proterozoico Temprano; condición estratigráfica y estructural que se extiende hasta Pluma Hidalgo, Oaxaca. En cambio, su límite superior comprende una superficie de erosión en donde yace en discordancia el Grupo Tejalapan, compuesto esencialmente de paragneises.

Subgrupo Tenexpan (Bazán, 1984).- Representa la parte basal del Grupo Oaxaca, en donde exhibe una potencia parcial de 500 m de espesor en su sección tipo del río La Salina, aflorante desde el poblado de Santa María Tenexpan hasta La Carbonera, localidad situada en la carretera federal 190. En esta unidad se encuentra enclavada la presa Matías Romero (Los Cuajilotes) que distribuye sus canales al Valle de Oaxaca y localizada a unos 4 Km al suroeste de Telixtlahuaca.

Su contacto inferior se define en discordancia erosional sobre el Grupo El Trapiche del Proterozoico Temprano, que contrasta por la textura, color y composición. La interpretación que sugiere este subgrupo, se deduce de su carácter petrográfico y constitución metalogénica, pues se relaciona con las primeras manifestaciones volcánicas submarinas que acontecieron durante la apertura del "rift" que posteriormente dió lugar al Geosinclinal Oaxaqueño. En efecto, dentro de esta secuencia de paragneises y coladas volcánicas máficas, se identifican disseminaciones de titanio, fósforo, cobre, zinc, barita, plata, oro, plomo, fierro, torio, uranio, tierras raras y manganeso que Bazán (1987) describe como una mineralogía clásica de tipo Kuroko.

Si se observa detenidamente la estructura volcánica de El Catrín, se podrá inferir que se trata de una emisión submarina de tipo alcalino que produjo piroclásticos a su alrededor, donde es posible identificar algunas diseminaciones de sulfuros metálicos. Otra asociación metalogénica directa, se relaciona con la presencia de vetas de barita dispuestas discordantes al bandeamiento de los paragneises. También se localizan interesantes segregaciones metálicas de "nelsonita", un compuesto de titanio, fósforo y hierro que se distribuyen en forma de vetillas, mantos y nódulos. La segregación química de mayor interés, desde el punto de vista científico, se relaciona con las pegmatitas complejas y radiactivas, que aparecen generalmente discordantes a la foliación, en un claro proceso postorogénico.

Probablemente el fenómeno tectónico y metalogénico que más llama la atención, al estudiar y reconocer este subgrupo vulcanosedimentario, se relaciona con el efecto de granitización anatexítica producida por la placa Nuxiño durante el Paleozoico Tardío. Este evento originó la anortización alcalina que se identifica en este subgrupo, habiendo producido la segregación y removilización metálica de barita, titanio, fierro, fósforo que en forma de vetas aparecen alojadas en el área de la referida presa de Matías Romero (Cuajilotes). Hacia el poniente de esta localidad, se define el contacto contrastante del Granito Huitzo, fechado por Fries et al. (1966) por relaciones isotópicas de Pb-alfa en 230+40 m.a. donde se puede advertir la intensa alteración pneumatolítica, de tipo anortosítico, que se extiende al oriente hasta el poblado de Telixtlahuaca, identificable por su tonalidad crema y que al mostrar claras gradaciones a tonalitas y monzonitas, descartan su relación temporal al Precámbrico.

Aunque el contacto superior con el Subgrupo La Unión, es contrastante por su aspecto masivo y café amarillento, se puede advertir un cambio progresivo y gradual con el subyacente Subgrupo Tenexpan; más bien parece existir un cambio químico de las emisiones volcánicas y naturaleza. Mientras que los piroclásticos y coladas volcánicas del subgrupo Tenexpan son francamente máficas; las del subgrupo La Unión son félsicas, están oxidadas y carecen de concentraciones vulcanogénicas.

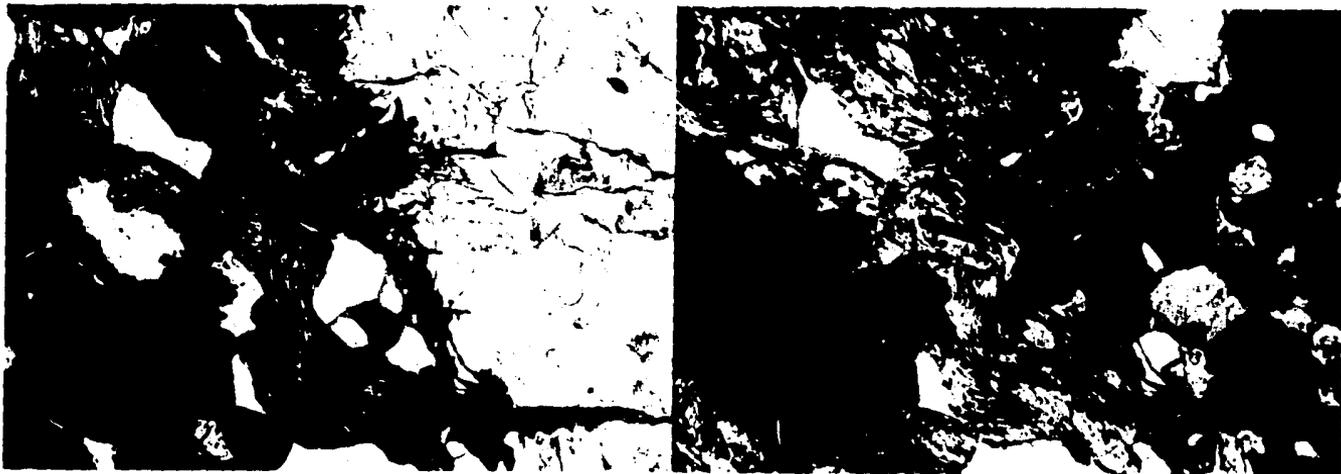
La trama y carácter petrográfico del subgrupo Tenexpan definen un compuesto de paragneises anfibolíticos y de plagioclasa de la serie calcialcalina, bien bandeados, de característico color verde-gris oscuro debido al alto contenido de minerales ferromagnesianos que alternan con lentes delgados y líneas de plagioclasa blanquesina. Al microscopio, forman un mosaico de hornblenda, biotita, tremolita, cordierita, asociadas a cuarzo, albita, andesina, oligoclasa y microclina como minerales esenciales y calcita, granate, circón, esfena, epidota, apatita y magnetita como accesorios. La presencia de la especie cordierita parece ser peculiar en este subgrupo, con las concentraciones diseminadas de sulfuros vulcanogénicos de Mn, Fe, Cu, P, Ti, Ba, Sr, Pb, Zn, Th, U y Tierras Raras; asociación elemental que relaciona el proceso de metalización de los arcos insulares de tipo Kuroko.

Subgrupo La Unión.- (Bazán, 1984).- Este subgrupo de carácter esencialmente volcánico, comprende la cima del Grupo Oaxaca. Su área tipo fue definida por Bazán (1984) inmediatamente al poniente del poblado La Unión, del camino de terracería que une a San Felipe Tejalapan con Santa María Peñoles, Oaxaca. También, definió como sección de referencia el área de La Lobera, distante 12 Km al poniente de Zaachila, del camino que se dirige a San Miguel Peras. Una nueva sección tipo propuesta por el presente autor, puede ser reconocida a lo largo del camino que parte de la Cd. de Oaxaca y pasa por los poblados de San Andrés Ixtlahuaca en dirección a Jalapa del Valle.

El contacto o límite inferior de este subgrupo, aunque es ligeramente abrupto se define concordante con el subgrupo Tenexpan basal; Pero, así como se observa en el área de La Lobera y en Jalapa del Valle, puede yacer en franca discordancia erosional sobre el Grupo El Trapiche del Proterozoico Temprano. En cambio, su contacto superior con el Grupo Tejalapan es discordante en su amplia exposición referida en la parte occidental del Valle de Oaxaca en donde muestra un espesor que no pasa de 400 m, debido a que aflora en la parte baja de los arroyos que forman las primeras estribaciones de la Sierra del Hualache.

Un interesante rasgo morfo-tectónico, se relaciona con su carácter fi

II). GRUPO OAXACA; Subgrupo La Unión.- Tomada a 5 Km al poniente del poblado de La Unión, sobre el camino que se dirige a Santa María Peñoles. Yace en discordancia sobre el Supergrupo Zimatlán del Proterozoico Temprano. Se trata de ortogneises de tipo riódacítico-dacítico en forma de "billow lavas" y piroclásticos asociados a grauwacas en la cima del arco insular de Telixtlahuaca, del Proterozoico Medio



Rel. Text: 6.3/0.20x12.5 L. En luz natural y nicóles X.- Fotomicrografía del ortogneis mostrando el carácter volcánico, en un mosaico de plagioclasa, microclina, actinolita-tremolita, biotita, cuarzo, apatita con oxidaciones secundarias de hematita y limonita

GENIS DE PLAGIOCLASA-MICROCLINA-ACTINOLITA-TREMOLITA-BIOTITA Y CUARZO

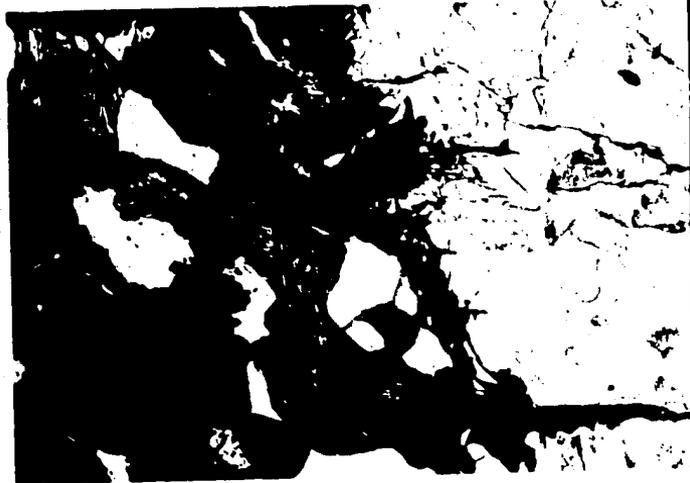
Fotografía: Arriaga-García (1989)

FOTOMICROGRAFIA II

Bazán Perkins (1990)

Tesis Profesional

II). GRUPO OAXACA; Subgrupo La Unión.- Tomada a 5 Km al poniente del poblado de La Unión, sobre el camino que se dirige a Santa María Peñoles. Yace en discordancia sobre el Supergrupo Zimatlán del Proterozoico Temprano. Se trata de ortogneises de tipo riódacítico-dacítico en forma de "pillow lavas" y piroclásticos asociados a grauwacas en la cima del arco insular de Telixtlahuaca, del Proterozoico Medio



Rel. Text: 6.3/0.20x12.5 L. En luz natural y nicols X.- Fotomicrografía del ortogneis mostrando el carácter volcánico, en un mosaico de plagioclasa, microclina, actinolita-tremolita, biotita, cuarzo, apatita con oxidaciones secundarias de hemtita y limonita

GENIS DE PLAGIOCLASA-MICROCLINA-ACTINOLITA-TREMOLITA-BIOTITA Y CUARZO

Fotografía: Arriaga-García (1989)

FOTOMICROGRAFIA II

Bazán Perkins (1990)

Tesis Profesional

siográfico, compuesto por extensos lomeríos arredondados que contrastan notablemente con las otras unidades precámbricas del Supergrupo Telixtlahuaca. La trama petrológica y composición mineralógica, difiere con las unidades que le subyacen y que al mismo tiempo cubren a este Subgrupo; de ahí, que se pueda demostrar que aún las unidades de poco espesor son perfectamente cartografiables, sin importar la intensidad del efecto de metamorfismo a que fueron sometidas.

La sucesión de los ortogneises de este subgrupo varía de andesitas en la base, a riodacitas y piroclásticos riolíticos, en la cima. Presentan textura gneílica; son de aspecto masivo, de color crema-amari-llento con bandas gris-verde y rosa-pardo al intemperismo. La parte basal integra una asociación petrográfica de hornblenda, oligoclasa, andesina y poco cuarzo como minerales esenciales; en cambio, los accesorios consisten de magnetita, apatita, circón y clorita para definir una roca de clase química intermedia, metamorfoseada en facies de anfibolita (Fotomicrografía II).

Por otra parte, la cima del Subgrupo La Unión se compone de derrames, piroclásticos y grauvacas que exhiben relictos de "pillow lavas" de textura gneílica y bandeada. En lámina delgada, la roca exhibe un mosaico de microclina, andesina-oligoclasa, cuarzo, biotita, piroxenos cloritizados y uralitizados, magnetita, ilmenita, apatita y circón anedral para definir un gneis de microclina, plagioclasa, cuarzo y biotita; de clase química cuarzofeldespática y recristalizada en facies de anfibolita que refiere una antigua roca volcánica de tipo dacítico. Es posible que los diques félsicos y alterados de 1 a 5 m de espesor que se localizan en Cerro Viejo, área tipo ubicada al oeste de Valdeflores, representen las últimas manifestaciones riolíticas del arco insular de Telixtlahuaca, debido a que conservan igual orientación que el trend de la Orogenia Oaxaqueña.

Grupo Tejalapan (Bazán, 1984).- Este grupo esencialmente vulcanosedimentario y marino que corresponde a la parte eugeosinclinal del Geosinclinal Oaxaqueño, tiene su área tipo al oeste de San Felipe Tejalapan en lo que corresponde al talud oriental de la Sierra del Hualache y es

III). GRUPO TEJALAPAN.- Expuesta a 2 Km al norte de Telixtlahuaca que expone la roca encajonante de la pegmatita La Unión. Se trata de una sucesión de paragneises cuarzo-feldespáticos y pelíticos de mica y granate que cubren el eugeosinclina y parte oriental del Complejo Oaxaqueño, para definir la sucesión vulcanosedimentaria y marina del arco insular de Telixtlahuaca.



Rel. Text: 16/0.40x12.5 L. En luz natural y nicóles X.- Mosaico petrográfico de un paragneis, que muestra la asociación de cuarzo, plagioclasas, biotita, granate y escasa hornblenda detrítica, con esporádicos cristales anedrales de piroxeno muy alterado.

GNEIS DE CUARZO-OLIGOCLASA-BIOTITA-GRANATE-HORNBLENDA

Fotografía: Arriaga-García (1989)

FOTOMICROGRAFIA III
Bazán Perkins (1990)
Tesis Profesional

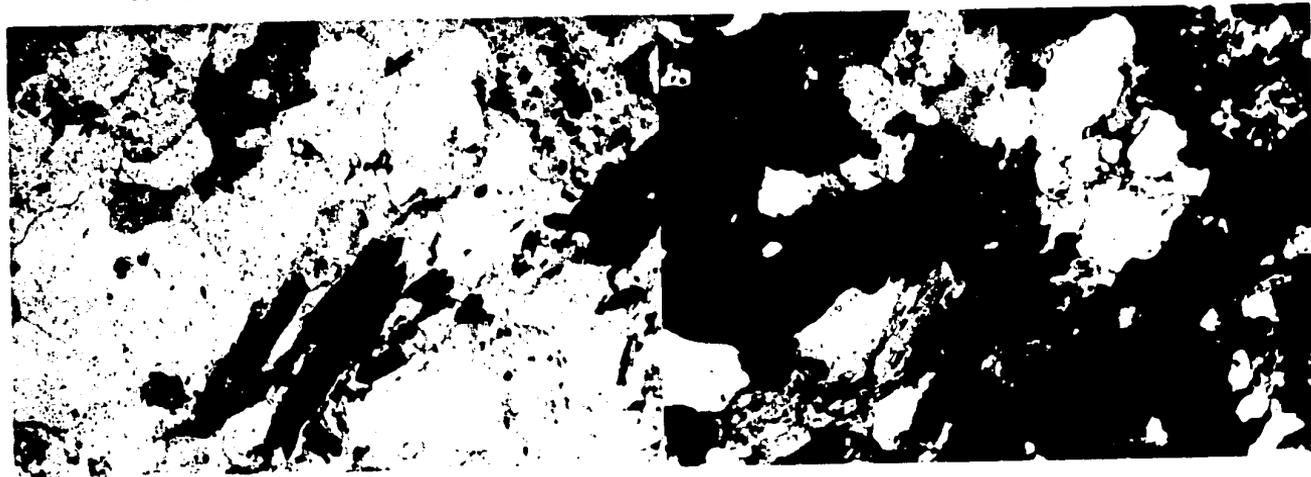
tá bien expuesta sobre el corte del camino de terracerfa que se dirige a Santa María Peñoles. Un gran número de secciones tipo pueden ser reconocidas, como la expuesta en el tramo del camino de Zaachila a Santa Inés del Monte. Una sección tipo nueva y propuesta por el presente autor y relacionada con los yacimientos de grafito cristalino, puede ser reconocida desde el poblado de San Fransisco Telixtlahuca, al Cerro de la Cucharita donde está ubicada la mina de la empresa Grafito de México.

El límite inferior del Grupo Tejalapan corresponde a una discordancia erosional que contrasta notablemente, debido al aspecto masivo del -- Subgrupo La Unión subyacente, con su bandeamiento máfico, crema-gris, amarillento que alterna con bandas verde oscuro de textura gneisoide y estructura compacta. Dentro de la sucesión precámbrica no se reconóció otra unidad que cubra estratigráficamente a este grupo; sin embargo, aparece intrusionada por numerosos diques y troncos subvolcánicos del Subgrupo Vigallo que afectan prácticamente a toda la secuencia. Se puede inferir que el Grupo Tejalapan debe su origen al desarrollo del arco insular y deriva en gran parte de la erosión del Grupo Oaxaca -- subyacente. (Fotomicrografía III).

Es común observar que esta unidad litoestratigráfica presenta escasa deformación plástica, con escasos pliegues; pero en cambio exhibe varias fallas de corto desplazamiento. La secuencia de este grupo sobre pasa los 1500 m y su bandeamiento máfico y félsico se acuña en dirección del arco. Probablemente el rasgo petrológico más peculiar de este grupo, se relacione con el alto contenido de feldespatos de variable origen y composición, lo que presupone su naturaleza arcósica. Otra relación petrográfica identificada en gran número de análisis de láminas delgadas, proviene de la común presencia del piroxeno diópsido que se asocia a la erosión de las rocas volcánicas subyacentes, pero sin que se observen relaciones paragenéticas con facies de mayor grado, a la facies anfibolita, o de grado medio; tal como se puede determinar en la siguiente descripción mineralógica obtenida de numerosas muestras.

Los paragneises cuarzofeldespáticos de este grupo exhiben consistente--

IV). GRUPO EL HIELO. Especimen del yacimiento El Hielo, tomado sobre la Barranca de Contreras, al Sur de Santa María Peñoles. Comprende paragneises cuarzofeldespáticos y pelíticos de la parte más externa de la nappa de la Carbonera, dentro de la subcuenca de Peñoles del Proterozoico Medio.



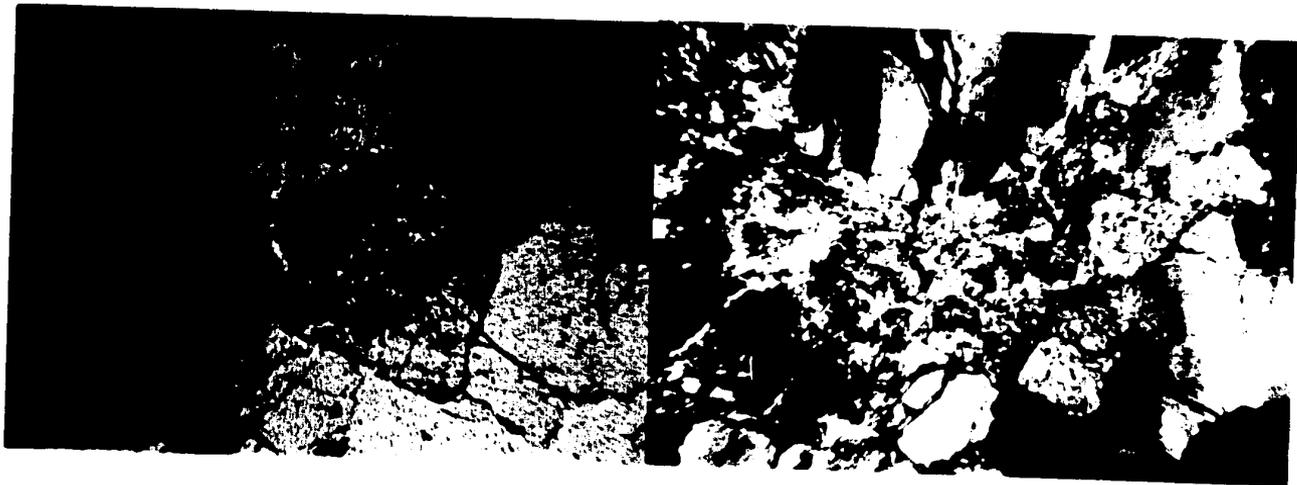
Rel. Text: 6.3/0.20x12.5 l. En luz natural y nicols X.- Fotomicrografía de un sedimento detrítico que expone cuarzo subarredondeado, feldespato, biotita, anfíbolos biotizados, sericita y óxidos de hierro. Las hojuelas o tábulas oscuras corresponden a grafito cristalino. Entre los fragmentos de cuarzo existen microgranos de circón redondeado.

GNEIS DE CUARZO-PLAGIOCLASA-MICROCLINA-GRAFITO-BIOTITA-APATITO

Fotografía: Arriaga-García (1990)

FOTOMICROGRAFIA IV
Bazán Perkins (1990)
Tesis Profesional

V). GRUPO EL HIELO. Seleccionada a unos 4 Km al oriente de San Miguel Peras, sobre el camino a Saachila, Oaxaca. Las observaciones de campo define un conglomerado molásico, expuesto en el frente de la nappa de la Carbonera. Estos depósitos yacen en el frente más externo y sobre el Grupo El Trapiche, en franca discordancia tectónica.



Rel. Text: 6.3/0.20x12.5 l. En luz natural y nicoles X. Mosaico detrítico de cuarzo, feldspato, biotita y tremolita con esporádicos circones redondeados, granate biotitizado, moscovita y rutilo. Los feldspatos corresponden a microclina perfitica y andesina. La gran abundancia de cuarzo y la presencia de una matriz de naturaleza pelítica, comprueban que la roca original era conglomerática y arenosa. Metamorfismo regional en facies de anfibolita.

GNEIS DE CUARZO-PLAGIOCLASA-MICROCLINA-GRANATE-BIOTITA

Fotomicrografía: Arriaga-García (1989)

FOTOMICROGRAFIA V

Bazán Perkins (1990)

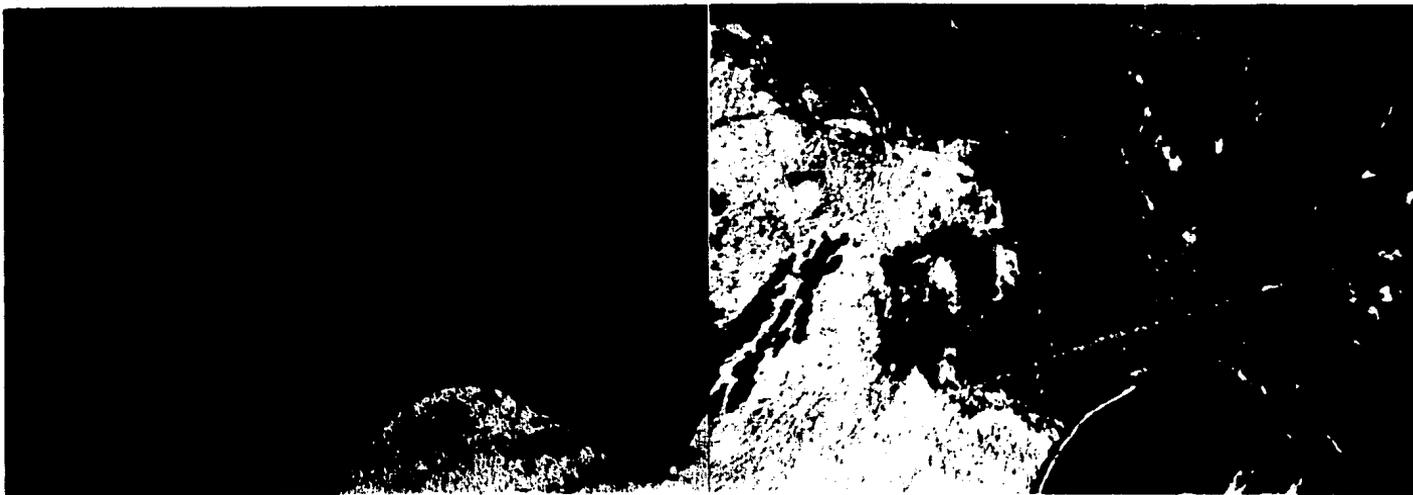
Tesis Profesional

mente una textura granoblástica orientada, con abundantes cristales anedrales de plagioclasa como un rasgo peculiar, en un mosaico compuesto de andesina, plagioclasa, microclina perfitica, albita, cuarzo, biotita, apatita y epidota, con zonas sericitizadas y hematizadas como un carácter distintivo adicional. En cambio, el bandeamiento máfico reporta una asociación de cuarzo, andesina-oligoclasa, con hornblenda cloritizada y diópsido uralitizado, donde la sericitización feldespática es común. Ambas paragénesis, definen un metamorfismo regional en facies de anfibolita con diaftóresis. Esta petrología, define diversos depósitos detríticos de ambiente marino y próximos a la costa que graduaban de arcosas a grauvacas, alternadas.

Grupo El Hielo (Bazán, 1984).- La referencia litoestratigráfica de este grupo y definición, se relacionan con su área tipo ubicada en la ranchería de El Hielo y donde se descubrió el vacimiento del mismo nombre que se puede observar a lo largo del río Peñoles. Varias secciones tipo pueden ser mencionadas, como las expuestas en los cortes de caminos que se dirigen a San Miguel Peras; Asunción Mixtepec y San Antonio El Alto. Esta sucesión de paragneises, se distribuyen extensamente al poniente del arco insular para representar los últimos depósitos de origen sedimentario, previos a la Orogenia Oaxaqueña. La común presencia de residuos orgánicos de matriz carbonosa y metamorfoseados después, forman las concentraciones de grafito cristalino que es tema de análisis y discusión en los capítulos posteriores (Fotomicrografía IV y V).

Esta unidad comprende una secuencia de paragneises de clase química cuarzofeldespática, pelítica y calcárea de típico ambiente miogeosinclinal. El límite inferior, se define por una discordancia tectónica, en un extenso frente de aloctonía hacia el poniente en lo que Bazán y Bazán-Perkins (1984 y 1984b) postulan como la Nappa de la Carbonera. La nappa está bien expuesta por medio de klippen en el parteaguas continental que coincide con el trazo de la carretera federal 190, entre los poblados de El Cortijo y La Herradura; también, entre las estaciones San Sebastián Sedas y Santa Catarina. En su localidad tipo de El Hielo, se podrá observar el plano de "décollement" de donde parten varios cuerpos diapíricos de mármol y que cortan la cubierta alóctona.

VI). GRUPO EL HIELO. Roca expuesta en el área de La Carbonera, de la carretera federal Tehuacán Oaxaca. Se trata de una intrusión diapírica de mármol cipolino magnesiano, que intrusióna al Grupo Tejalapan, debido a la cabalgadura regional del arco volcánico de Telixtlahuaca, sobre el Grupo El Hielo. Estos depósitos calcáreos corresponden a concentraciones químicas de plata-forma movilizados verticalmente por densidades diferenciales.



Rel. Text: 5.6/1.00x12.5 L. En luz natural y nicoles X.- Mosaico granoblástico de calcita, forsterita serpentinizada, antigorita, muscovita y limonita. Metamorfismo de intensidad moderada en facies de anfibolita de una caliza magnesiana.

MARMOL DE FORSTERITA-MUSCOVITA

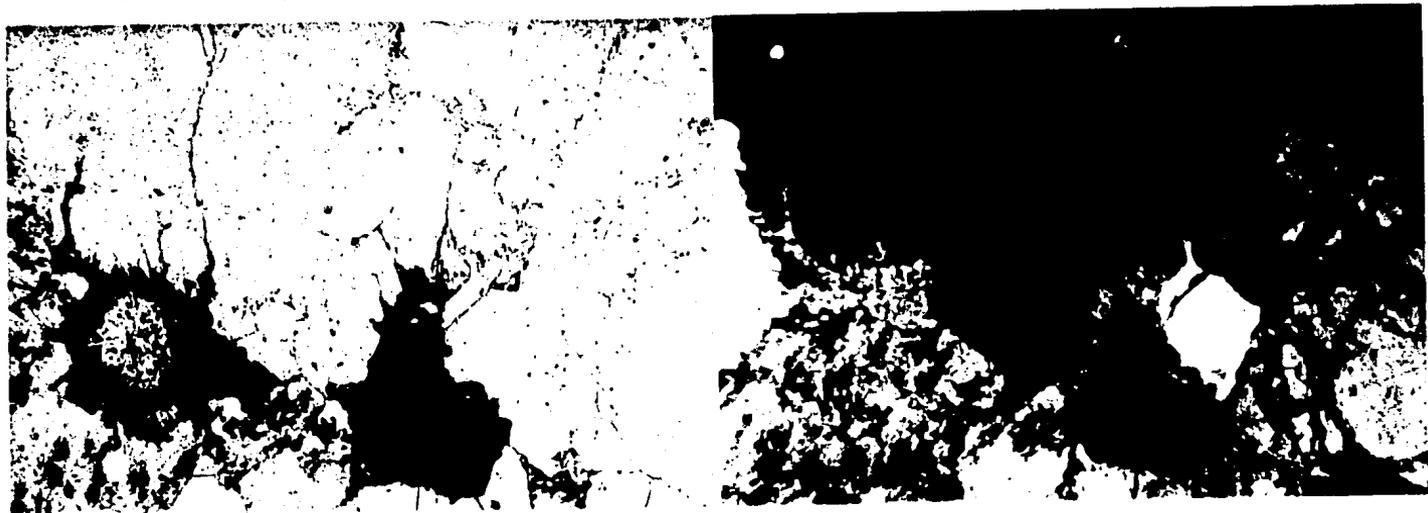
Fotografía: Arriaga-García (1989)

FOTOMICROGRAFIA VI

Bazán Perkins (1990)

Tesis Profesional

VII). GRUPO EL HIELO.- Ejemplar cortado sobre el camino y río del poblado Renacimiento, afluente del Río Peñoles. Comprende una sucesión de paragneises cuarzofeldespatos y pelíticos con escasos ferromagnesianos. En el modelo ya descrito, representa una zona de barra situada entre la trinchera de subducción y la cuenca de Peñolés; aparentemente, define lo que se conoce como "anteflysch" de las cadenas alpinas.



Rel. Text: 6.3/0.20x12.5 L. En luz natural y nicoles X.- Agregado de Plagioclasa, microclina, cuarzo, biotita, esfena, hornblenda y sericita, con titanomagnetita anedral oxidada. Los feldespatos están alterados y los ferromagnesianos semidestruidos con productos secundarios. La roca muestra un metamorfismo regional de intensidad moderada, en facies de anfibolita, de un antiguo sedimento arcillo arenoso.

GNEIS DE PLAGIOCLASA-MICROCLINA --CUARZO BIOTITA-ESFENA Y MAGNETITA

Fotografía: Arriaga-García (1989)

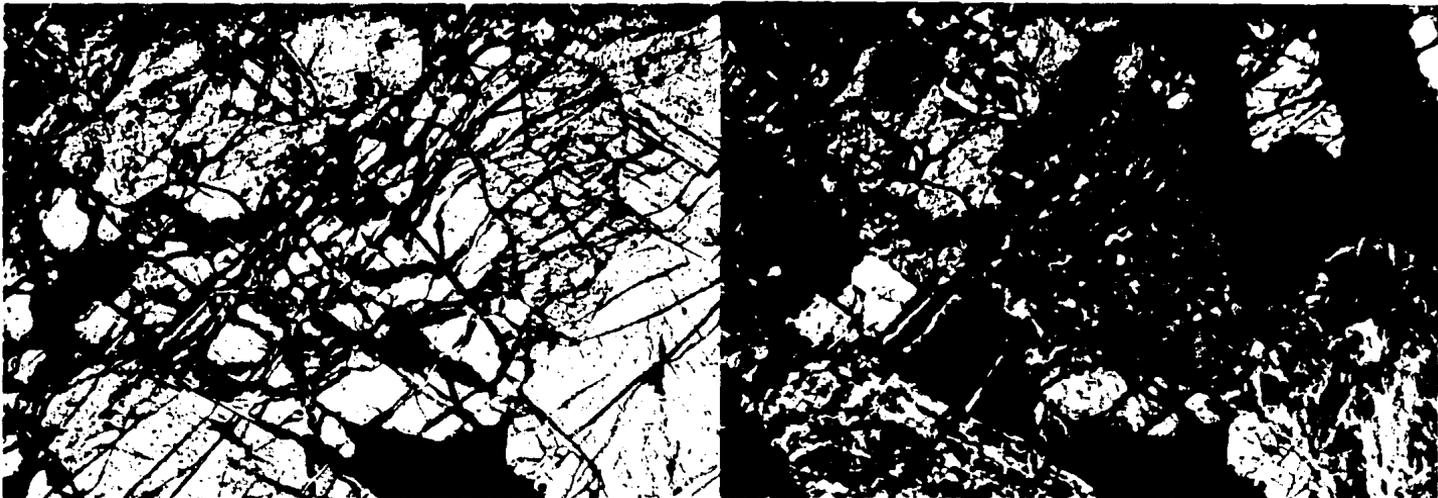
FOTOMICROGRAFIA VII
Bazán Perkins (1990)
Tesis Profesional

Estos paragneises varían en color, pero predomina su tono pardo-amarillento con bandas crema verdoso. Las variaciones se deben al carácter mineralógico de los sedimentos, donde predomina el cuarzo deformado gris azul, asociado a oligoclasa-andesina, microclina perfitica, biotita, muscovita, granate, esfena rosa, apatita, rutilo y circón redondeado para integrar los minerales esenciales y accesorios. No obstante, existen algunas zonas con fragmentos verdusco que incluyen anfibolas y piroxenos muy alterados, ya sea por cloritización y serpentización, que definen conglomerados derivados de las rocas pre-existentes basales. Los minerales secundarios incluyen sericita, clorita, serpentina, epidota, limonita y hematita. Esta paragénesis sedimentaria, indica un metamorfismo regional de intensidad moderada, en facies de anfibolita y de esquistos verdes (Fotomicrografía VI y VII).

Subgrupo Vigallo (Bazán, 1984).- Está representado por ortogneises que adoptan la estructura de cuellos volcánicos y diques subvolcánicos calci-alcalinos y alcalinos. Los núcleos de estos cuerpos ígneos, se componen de clinopiroxenitas y olivino alterado con disseminaciones bajas de Ti, Cr y Ni; son de textura holocristalina, hipidiomórfica y fanerítica gruesa, pero infieren su emplazamiento a presiones bajas y temperaturas mayores de 1150°C, en una fase pre y sintectónica, entre los 1075[±] 25 m.a. Estas relaciones pueden ser observadas en su área y sección tipo del poblado de Santa María Vigallo, Zimatlán.

Estas estructuras de naturaleza volcánica, atraviesan toda la secuencia estudiada y adoptan cuerpos ramificados en diques, umbrales, troncos y sills con aparente actividad extrusiva, donde los contactos están bien definidos. Las observaciones de campo y los estudios petrográficos establecen que las granulitas charnoquíticas y enderbíticas, se limitan con aureolas térmicas de contacto para constituir las únicas rocas de alto grado y facies de granulita identificadas en el Complejo Oaxaqueño. De estas rocas corneanas, se localizaron más de 15 zonas que corresponden a la actividad del arco insular volcánico, ya referido, donde se define como localidad tipo el área de El Catrín por su estructura volcánica bien expuesta y que asocia la presencia del tipomorfo sanidino, en un ambiente de emisión volcánica alcalina.

VIII). SUBGRUPO VIGALLO. Proviene de un afloramiento expuesto en la Estación La Escondida del FC Puebla-Oaxaca. Comprende una intrusión máfica y ramificada en diques que afecta al Grupo El Trapiche y al Grupo Tejalapan. Estas intrusiones se interpretan como cuellos subvolcánicos alineados que constituyen el Arco Insular de Telixtlahuaca, debido a un evento de subducción.



Rel. Text. 6.3/0.20x12.5 L. En luz natural y nicoles X. Mosaico hipidiomorfo y fanerítico grueso de una roca ultrabásica constituida esencialmente de hiperstena y olivino, con algunos cristales que exhiben aureolas uralitizadas.

IGNEA ULTRABASICA-HARZBURGITA- DEFORMADA Y DEBILMENTE DEFORMADA, PERO MUY FISURADA (FRACTURADA)

Fotomicrografia: Arriaga-García (1989)

FOTOMICROGRAFIA VIII

Bazán Perkins (1990)

Tesis Profesional

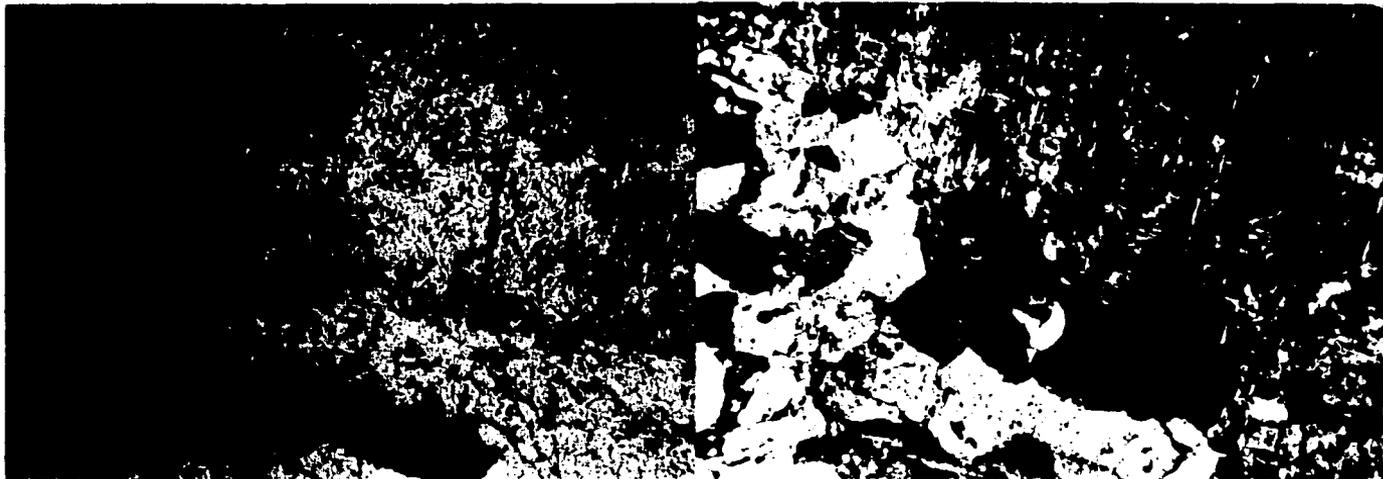
Las zonas corneanas de contacto, comunmente exhiben flujos de migmatización por el calor generado y donde la paragénesis mineralógica varía de acuerdo a la clase química de la roca encajonante. Los estudios petrográficos determinan en estas zonas de contacto, una estructura masiva a ligeramente bandeada, de textura granoblástica que asocia los tipomorfos de hiperstena, diópsido, granate, andesina-oligoclase, cuarzo, con escasa hornblenda y cordierita. Es posible observar que la hornblenda se incrementa y la hiperstena tiende a desaparecer, a medida que se aleja del cuerpo ultramáfico subvolcánico. Por su naturaleza y composición química se infiere que estos diques subalcalinos y alcalinos, provienen del manto (Fotomicrografía VIII).

Subgrupo Peñoles (Bazán, 1984).- Estos ortogneises de limitada extensión, incluyen el único episodio plutónico anatexítico identificado y anterior al evento principal de metamorfismo de la Orogenia Oaxaqueña. Afloran en forma de "stocks" y troncos que afectan preferencialmente al Grupo El Trapiche, en los alrededores de Santa Maria Peñoles, de donde toma su nombre; igualmente, a 2 Km al poniente de San Miguel Peras; a 3 Km al sur de La Herradura y a 2 Km al norte de la estación de El Parián, donde se advierten los clásicos "lode gold deposits".

Las rocas plutónicas exhiben ligeras variaciones petrográficas entre monzoníticas y dioríticas; son de textura fanerítica y granoblástica, de grano fino a grueso donde se definen facies de metamorfismo de esquistos verdes y anfibolita. La posición temporal de estos ortogneises no está aún definida por falta de mediciones radiométricas de U-Pb y Rb-Sr; sin embargo, debido a que están alineados y en zonas de fallas inversas del antepais, deducen esfuerzos de compresión durante la Orogenia, relacionados con la colisión de bloques (Fotomicrografía IX).

Grupo La Jova (Bazán, 1984).- Este grupo se relaciona con la extensa variedad de pegmatitas simples y complejas, distribuidas en el Complejo Oaxaqueño para definir dos subgrupos en relación a su naturaleza y

IX). SUBGRUPO PEÑOLES.- Fué obtenida a 1 Km al oriente del poblado de Santa María Peñoles, sobre el camino y río que vá al poblado del mismo nombre. Comprende un cuerpo granítico e intermedio, ramificado en diques que afectan a los paragneises del Grupo El Trapiche. Es un ortogneis, anterior al metamorfismo regional de la Orogenía Oaxaqueña.



Rel. Text: 6.3/0.20x12.5 L. En luz natural y nicols X. Mosaico de un agregado de una roca fanerítica, compuesta esencialmente de pertitas y antipertitas, microclina, plagioclasas intermedias, hornblenda, piroxenos uralitizados, apatita y magnetita en microcristales

ORTOGNEIS DE PERTITAS-PLAGIOCLASAS Y HORNBLENDA

otografía: Arriaga-García (1989)

FOTOMICROGRAFIA IX

Sergio Bazán Perkins (1990)

Tesis Profesional

composición química. Las pegmatitas simples tienen como constituyentes esenciales cuarzo, feldespato y mica, donde predomina uno de estos minerales en relación con la composición de la roca encajonante, pues se deben a fluidos residuales enriquecidos con material volátil, tal como se puede observar en la pegmatita La Ofelia, del área de El Trapiche. Es concéntrica y con núcleo de cuarzo, pero es común encontrar diques irregulares, lentes y vetas pegmatoides de este tipo, casi siempre asociadas, pero independientes, a los diques subvolcánicos del Subgrupo Vigallo. Estas pegmatitas se alojan en fracturas de rocas corneanas y presentan edades isotópicas de 1050 ± 40 m.a; por lo mismo, están deformadas y se consideran sincrónicas al Subgrupo Vigallo y anteriores al máximo evento metamórfico de la Orogenia Oaxaqueña, de tipo regional y en facies de anfibolita.

En cambio, las pegmatitas complejas y radiactivas, se restringen a la secuencia del Supergrupo Telixtlahuaca del Proterozoico Medio, para demostrar un claro control estratigráfico. Están enriquecidas con minerales de alanita y betafita que contienen tierras raras, torio, uranio, ytrio y niobio; su mayor concentración ocurre en el Subgrupo Tenexpan, que es la unidad basal de la sucesión vulcanosedimentaria del arco insular de Telixtlahuaca. Estas pegmatitas no están deformadas y son demostrablemente postorogénicas, con edad geocronométrica menor a los 1000 m.a; por lo mismo, son discordantes al bandeamiento y foliación gnéisisca.

PROTEROZOICO TARDIO

Se puede resumir que las pegmatitas complejas y radiactivas representan al Proterozoico Tardío, si se considera que Fries y Rincón-Orta (1965) reportan seis edades isotópicas postorogénicas, como son: La pegmatita El Desengaño con 960 m.a. y La Panchita, 980 m.a. por el método de Pb-alfa y la pegmatita La Joya 895 m.a. por K-Ar, con edades de 870 y 770 m.a. por Rb-Sr. En cambio, Anderson et al. (1972) reporta la edad de 975 m.a. para la pegmatita La Panchita, no deformada.

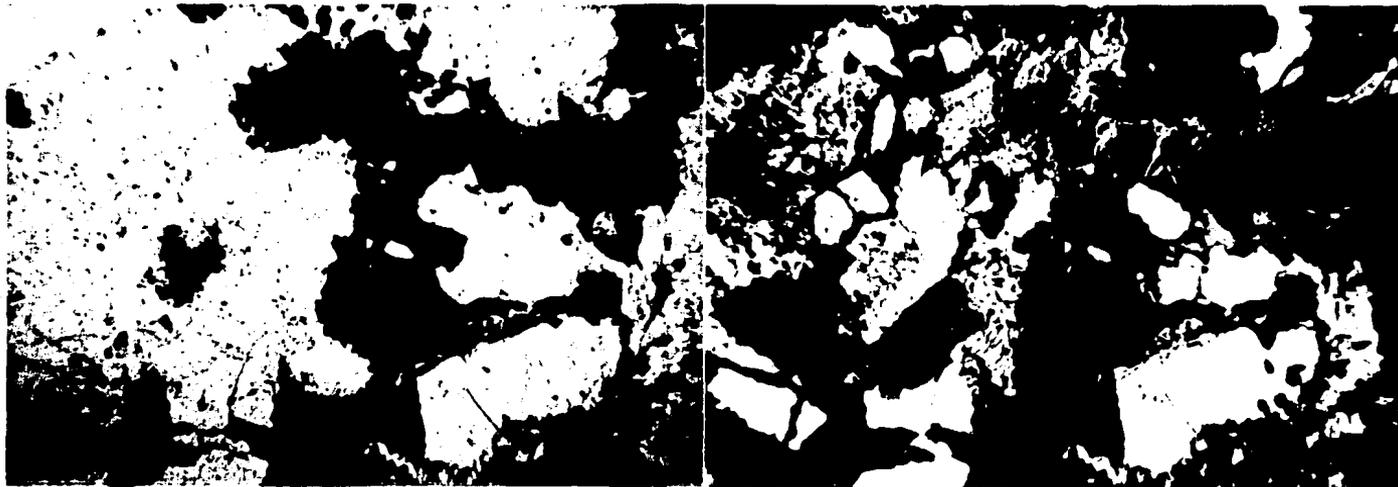
Es necesario señalar que después de la intensa deformación de la tectónica oaxaqueña, no se tienen depósitos sedimentarios del Proterozoico Tardío. En consecuencia, se define un hiatus de aproximadamente 450 m.a. hasta el nivel del primer depósito basal de la secuencia paleozoica. No obstante, este intervalo del Proterozoico Tardío está bien representado por la sucesión detrítica y de carbonatos marinos de plataforma del Supergrupo Caborca, del cratón precámbrico de Sonora, distribuidos al poniente de la Orogenia Oaxaqueña.

PALEOZOICO

Paleozoico Temprano.- La unidad litológica más antigua que se sobreyace a las rocas precámbricas del Complejo Oaxaqueño, se relaciona con la Formación Tiñú, asignada al Cámbrico-Ordovícico por Pantoja-Alor (1970). Esta formación consiste de sedimentos de plataforma marina que gradúan de areniscas, lutitas piritosas, limonitas y calizas que definen una transgresión marina hacia el oriente. Es conveniente señalar que su taxa faunística tiene afinidad paleogeográfica más bien con la parte occidental de América del Norte, que con la europea; por lo mismo, aparentan cubrir la margen oriental del Geosinclinal Cordillerano.

Paleozoico Medio.- Durante este tiempo, el Complejo Oaxaqueño fue levantado y sujeto a intensa erosión, debido a la activa subducción de la corteza oceánica paleozoica y representada por el Grupo Nuxiño, asignado por Bazán (1984) al Silúrico-Devónico. Este grupo representa una secuencia ofiolítica que incluye la parte basal masiva y gábrica denominada Formación Zaragoza y otra bandeada, integrada por grauwacas, pedernales y piroclásticos interbandeados en la cima que se refiere como Formación Nuxaa. Estas mismas relaciones se observan en el área de Juchatengo y hasta Puerto Escondido, para representar una trinchera de subducción con desarrollo de un arco volcánico, marginal al bloque precámbrico y en donde se generaba un plutonismo calco-alcalino por la sutura de colisión regional del Paleozoico Superior.

X). GRANITO HUITZO.- Muestra seleccionada en un crestón aflorante en el Río de la Salina que alimenta la Presa de Matías Romero. Este cuerpo corresponde a una ramificación del batolito que afecta al Grupo Oaxaca, a lo largo del Valle de Oaxaca y donde produjo una extensa anortositización regional, con la segregación de nelsonita y rutilo. Su edad ha sido fechada en 230 m.a.



Rel. Text: 5.6/1.0x12.5 L. En luz natural y nicols X. Roca holocristalina, equigranular media, hipidiomorfica que se compone de microclina perfitica, plagioclasa con cristales de cuarzo desarrollados en forma grafica; presenta biotita negra titanifera con alabeo que se reconoce también en las maclas de las plagioclasas. El cuarzo expone extinción odulante. Esta roca define esfuerzos durante el proceso de anatexis.

GRANITO DE BIOTITA.

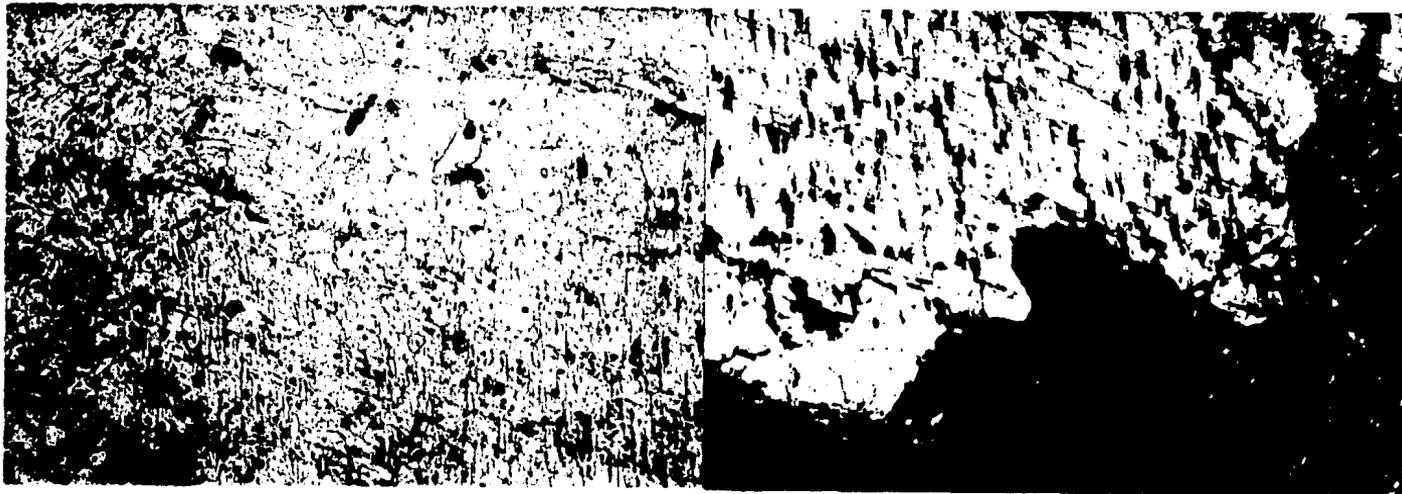
Fotomicrografia: Arriaga-García (1989)

FOTOMICROGRAFIA X

Bazán Perkins (1990)

Tesis Profesional

XI). ANORTOSITAS-GRANITO HUITZO.- Muestra tomada en el área del Fundo Alfonso, a 4 Km al poniente de Telixtlahuaca. Esta roca se relaciona con los depósitos de nelsonita (titanio, hierro y fósforo) de segregación pneumatolítica. Se trata de anortositas subcálcias derivadas de una alteración metasomática del Grupo Oaxaca.



Rel. Text: 6.3/0.20x12.5 L. En luz natural y nicoles X. La roca petrográficamente exhibe un mosaico compuesto esencialmente de feldespato potásico perthítico y andesina, muscovita escasa, y epidota en microcristales diseminados.

IGNEO INTRUSIVO.- ANORTOSITA SODICA DE ANDESINA-OLIGOCLASA

Fotomicrografía: Arriaga-García (1989)

FOTOMICROGRAFIA XI
Bazán Perkins (1990)
Tesis Profesional

Paleozoico Tardío .- A hacia fines del Misisipico nuevamente se inicia una transgresión marina al oriente, para dar lugar a los depósitos arrecifales de la Formación Santiago; seguida de las lutitas, limolitas con intercalaciones de calizas y conglomerados de la Formación Ixtaltepec del Pensilvánico. Estas unidades litoestratigráficas referidas por Pantoja-Alor (1970) yacen en discordancia sobre la Formación Tiñú y representa un hiatus, probablemente debido a la expansión oceánica y depósito de la secuencia ofiolítica del Grupo Nuxiño (Complejo Acatlán) que Bazán (1985) determina la prolongación meridional del Geosinclinal Cordillerano, sin relación al Iapetus (Lámina 3).

Finaliza el Paleozoico con un levantamiento y erosión de las rocas precámbricas y paleozoicas, para dar lugar a los conglomerados continentales de la Formación Yododeñe del Pérmico, debido a la activa subducción de la placa oceánica Nuxiño. Este evento desarrolló el emplazamiento de una gran variedad de granitoides anatecticos que corresponden a un arco insular calco-alcalino que según Bazán-Perkins y Bazán (1988) se extiende a lo largo del territorio como sutura o conexión paleozoica, entre la corteza ofiolítica del Geosinclinal Cordillerano y la Faja Estructural Oaxaqueña (Fotomicrografía X y XI).

Una interesante interrelación petrológica se define con el proceso termodinámico de la anatexis paleozoica, a partir de las diversas secuencias que conforman el Complejo Oaxaqueño. Rocas plutónicas de tipo tonalítico aparecen cuando la granitización acontece en la secuencia del Supergrupo Pápalo; en cambio, son comunes las granodioritas en el Supergrupo Zimatlán. Las anortositas subcálcicas, o sódicas, pueden graduar a monzonitas, pero restringidas al Supergrupo Telixtlahuaca. Esta importante guía de transformación o fusión de las rocas preexistentes, puede ser gradual, parcial, diferencial, selectiva o completa, pero que confirma que la granitización se debe a la fundición "in situ" de las rocas precámbricas referidas. Por relaciones geocronométricas de Fries y Rincón-Orta (1965) y las de Grajales et al. (1988), así como de Bazán-Perkins y Bazán (1989), prueban que el evento anatectico aconteció hacia el Pérmico-Carbonífero.

MESOZOICO

Al finalizar la tectónica Ouachitana, se desarrolla una evolución cortical distensiva con fosas y pilares estructurales que generan rifts o cuencas oceánicas en expansión, hacia el Jurásico Temprano, como las cuencas de Tlaxiaco, Zongolica, de Veracruz y del Istmo. En los bloques disectados, la erosión produjo extensos abanicos con potentes depósitos de conglomerados, comunmente designados como "lechos rojos" y que constituyen el basamento para las primeras transgresiones marinas del Mesozoico. Regionalmente, sedimentos continentales jurásicos cubren las márgenes de los bloques precámbricos que bordean las cuencas de Veracruz y el Istmo y algunos remanentes expuestos al norte de Tlaxiahuaca.

Cretácico.- Durante el Cretácico Inferior se inicia la primera transgresión marina mesozoica que cubre la parte central del Complejo Oaxaqueño, con la Formación Jaltepetongo definida por González (1970) y descrita en detalle por Arteaga (1983). Esta secuencia basal marina, acumuló depósitos evaporíticos en las depresiones; seguidamente, se tienen facies terrígenas que se van haciendo más carbonatadas en la cima. Depósitos de este tipo coronan la cima de las secuencias precámbricas, aunque al oriente están plegadas en escamas y milonitizadas, como acontece en la parte oriental de la Sierra de Juárez.

El Cretácico Medio está representado por bancos de calizas arrecifales de gran potencia, así como calizas con pedernal de estratificación delgada como la Formación Teposcolula descrita por Ferrusquía (1970), de ambiente de plataforma y asignadas al Cretácico Medio. Rocas de análogas características, se identificaron a mitad del camino que parte de Nochistlán a la estación El Parián. Igualmente, en el extremo sur y hacia la cima de la Sierra de Juárez, se distribuyen potentes bancos de calizas arrecifales correlacionables a la referida Formación Teposcolula. Parece evidente que esta unidad litológica alcanzó a cubrir todo el Complejo Oaxaqueño, antes de la regresión marina hacia el Golfo de México, hacia el Cretácico Tardío.

CENOZOICO

Por la tectónica Laramide, durante el Cretácico Tardío y Terciario Temprano, las cuencas mesozoicas se comprimen y las secuencias marinas cabalgan en dirección oriente. Entonces, el Complejo Oaxaqueño desarrolla un empuje subyacente y penetrativo en la Cuenca de Veracruz, que incluye imbricamientos que arrastran tegumentos del zócalo precámbrico, a la cima. Bazán-Perkins (1986) establece que la milonitización se relaciona con esfuerzos compresionales hacia el Terciario Temprano, como respuesta al movimiento de los macizos precámbricos. Por lo mismo, esta tectónica compresiva se genera preferencialmente al oriente del Complejo Oaxaqueño en un episodio cutáneo e inverso, en dirección poniente, que milonitiza las secuencias precámbricas, paleozoicas y mesozoicas.

Probablemente, una de las regiones más controvertidas en cuanto a su interpretación estratigráfica y tectónica, corresponda a la Sierra de Juárez. La problemática se relaciona con la tectónica vertical tafrogénica o germánica del Terciario Tardío. Aunque con diverso criterio, un gran número de investigadores asignan al Paleozoico y Mesozoico la secuencia basal metamórfica expuesta en la Sierra de Juárez, entre estos postulados están Charleston *et al.* (1982), Ortega-Gutiérrez (1981-1983), Ramírez-Espinosa (1982), Campa y Coney (1983), Carfantán (1983), Pacheco y Ortiz (1983), Morán-Zenteno (1984), Delgado-Argote (1985), Urrutia *et al.* (1986) y Padilla (1986). Estos autores refieren que la Falla de Tehuacán-Oaxaca, separa dos terrenos de diferente sucesión litoestratigráfica con historia geológica independiente, relacionada con la evolución de placas tectónicas.

Se debe enfatizar que de acuerdo con Bazán (1984 y 1985), la Sierra de Juárez incluye la sucesión litoestratigráfica precámbrica de los supergrupos Pápalo, asignado al Arqueano y del Zimatlán que representa el Proterozoico Temprano, correlacionable con el Supergrupo Huroniano del Canadá. En efecto, hacia las áreas de Concepción Pápalo y de Las Guacamayas, afloran "greenstone belts" que refieren una corte-

za oceánica basal peridotítica y basáltica de tipo toleítico y komatítico, que hacia la cima de la Sierra de Juárez y en la localidad de San Miguel Aloapan con lechos ferruginosos e itabiritas de los "iron formation" del Grupo Valdeflores.

Al probar que parte de la Sierra de Juárez incluye una petrología precámbrica basal, seguida de una secuencia mesozoica en la cima e intrusionada por numerosos cuerpos graníticos del Pérmico y Jurásico. Bazán-Perkins (1986) concluye que la falla regional de Tehuacán-Oaxaca que delimita la Sierra de Juárez al poniente, es un sistema que aconteció hacia el Terciario Tardío y posterior al episodio de formación de las rocas miloníticas. Por lo tanto, la falla se inicia hacia el Oligoceno Tardío y se debe a esfuerzos conjugados de tensión, promovida por la subducción de la placa Cocos del Pacífico; la deriva continental de Norteamérica al noroeste, así como por los movimientos diferenciales y transcurrentes del Eje Neovolcánico. El levantamiento de la Sierra de Juárez representa un prominente horst, que se relaciona con el carácter y naturaleza serpentínica de las rocas verdes basales, al sufrir un incremento de más del 10% de su volumen, que propició movilidad diapírica regional.

Finalmente, el Terciario Tardío consiste de una sucesión continental representada por la Formación Suchilquitongo del Mioceno y descrita así por Wilson y Clabaugh (1970), para sedimentos fluvio-lacustres, acumulados en varias cuencas más o menos independientes y que tienen como control estructural, la referida falla de Tehuacán-Oaxaca. Sobre yacen a estos sedimentos lacustres, bancos de tobas pumíticas en parte líticas del Miembro Ignimbrita Etila, casi compuesta de material vítreo con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita alterada. Esta toba de característico tono verde olivo, cubre los lomeríos de la parte central del Valle de Oaxaca; se usa ampliamente como piedra de cantera y ornamental en los edificios del gobierno, iglesias y principales construcciones civiles. Por cierto, su peculiar color verde claro, se debe a piroclásticos provenientes del Supergrupo Pápalo subyacente y aflorantes apenas 2 Km al norte de la Ciudad de Oaxaca.

EVOLUCION TECTONICA

Análisis y Discusión

Con el propósito de tener un marco de referencia estructural, se analizan y discuten algunos problemas relacionados con la interpretación de la evolución tectónica del Complejo Oaxaqueño, con la finalidad de que sirvan de guía en futuras investigaciones. Muchas incógnitas aún están por resolver, si se considera que hace apenas 4 años Bazán (1984) postuló por vez primera una secuencia arqueana, al oriente de México que fue probada por la sucesión litoestratigráfica precámbrica. Es de hacer notar, que para determinar los niveles geocronométricos de edad absoluta, se requerirá el concurso de gran número de edades isotópicas y de una investigación multidisciplinaria, al considerar que las edades de 240, 1,080 y 1,500 m.a. son mínimas.

Evolución Tectónica del Arqueano (+2,500 m.a.)

Este supergrupo es la unidad basal de las rocas precámbricas de la Faja Estructural de Oaxaca, Tamaulipas y Chihuahua. Se distribuye al oriente en varios bloques y macizos que bordean el Golfo de México, de acuerdo con investigaciones recientes postuladas por Bazán (1989). Su afloramiento se debe a la tectónica mesozoica, al sufrir la corteza profunda disección por medio de "rifts" jurásicos que expusieron la parte basal de la misma. También, ha sido posible reconocer esta corteza, debido a los grandes levantamientos producidos por la tectónica vertical postlaramide y durante el Neógeno.

Esta corteza vulcanosedimentaria arqueana de tipo ofiolítico y con espesor de unos 6 Km, constituye una corteza oceánica ultramáfica que probablemente se desarrolló a partir de dorsales con potentes emisiones volcánicas ricas en magnesio y calcio, pero muy pobres en potasio. No obstante, los muestreos petrográficos han definido rocas de naturaleza dacítica en el área de Coyul, Oax. que asocian concentraciones de Cu, Ag y Zn, sin la presencia de Pb; condición metalogenética peculiar que relaciona un arco insular arqueano, en el frente occidental

del Supergrupo Pápalo de tipo calco-alcalino, ya que exhibe intensa espilitización hacia el Istmo de Tehuantepec. Bazán (1989) considera que el Supergrupo Pápalo tuvo una evolución tectónica diferente a los escudos Canadiense y Sudafricano, desde su origen entre 3,100 y 2,100 m.a.

Una de las peculiaridades de las cortezas arqueanas, se relaciona con su común subdivisión en dos partes principales. La parte inferior es predominantemente volcánica, ultramáfica y de tipo komatítico; en cambio, la parte superior corresponde a un grupo volcánico que varía de máfico a félsico con predominancia calco-alcalina. Estos grupos exhiben una sucesión sedimentaria alternante de sedimentos arcillosos, con pe dernales, jaspes y pizarras pelíticas, arenáceas y grauvacas, con con glomerados, cuarcitas y rocas carbonatadas que asocian "iron stons", o hierro bandeado de ambiente reductor en la cima. Todas estas asocia ciones petrológicas se han identificado en el Supergrupo Pápalo, pero en tan reducida extensión hacia las márgenes que se infiere un profun do desgaste, antes del depósito del Supergrupo Zimatlán del Protero--zoico Temprano, para definir un gran hiatus entre ambos grupos.

Evolución Tectónica del Proterozoico Temprano

La secuencia litoestratigráfica está representada esencialmente por paragneises cuarzofeldespáticos y de hornblenda interbandeados, para constituir una sucesión de origen sedimentario que se compone de grau vacas y arcosas. Estos depósitos detríticos, paleogeográficamente de finen la cuenca intracratónica de El Rosario, representada por el Su per grupo Zimatlán. La referida cuenca de El Rosario, quedaría distri buida al poniente, del escudo arqueano conformado por la potente secuen cia de "greenstone belts" del Supergrupo Pápalo, que define el basam to y la roca madre de donde derivaron los grupos El Trapiche y Valde- flores, del Proterozoico Temprano, entre los 2,500 y 1,800 m.a.

El Grupo El Trapiche comprende depósitos detríticos de alta energía, acumulados en extensos abanicos fluviales y deltaicos, transgresivos

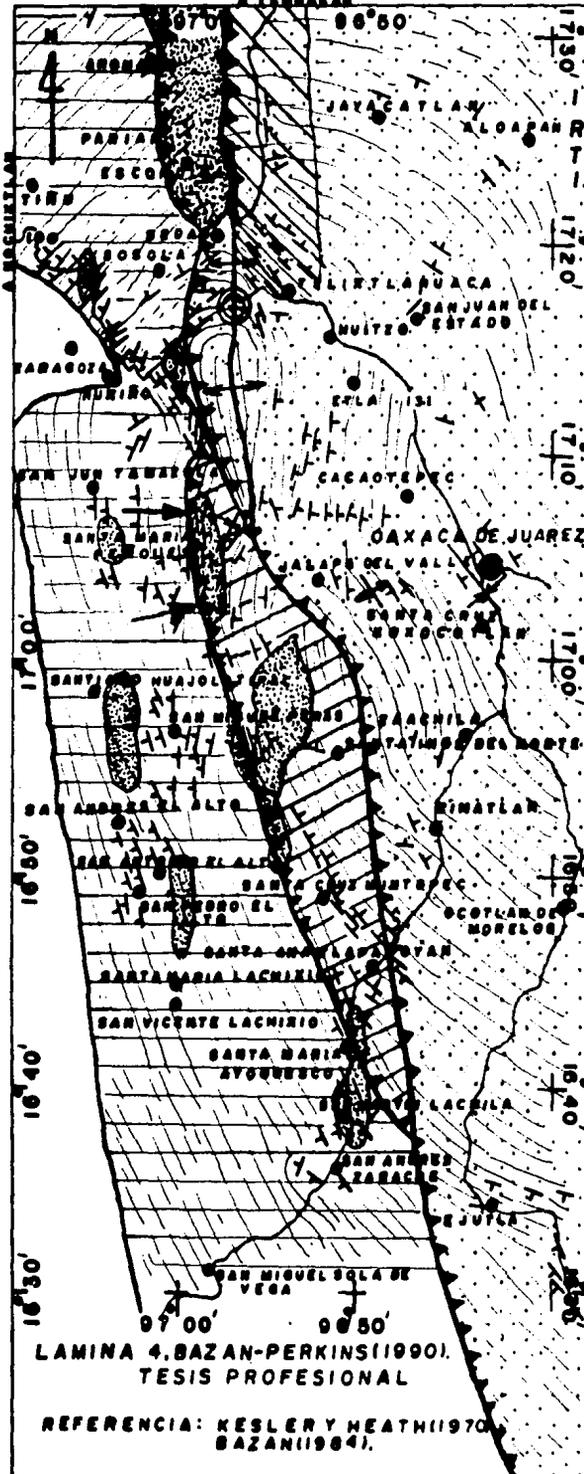
al oriente, en donde se depositaron diseminaciones de oro, piritas, minerales radiactivos y tierras raras asociados a materia orgánica vegetal primitiva. Por las relaciones de campo, no se tienen datos concretos para determinar si la cuenca de El Rosario es intermontana, o de tipo estructural por sistemas de fallas. Tampoco se dispone de datos estructurales y geocronométricos para saber, si la discordancia basal con el Supergrupo Pápalo se debe a una orogenia final, o simplemente se trata de una superficie profundamente erosionada como parece acontecer.

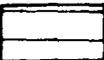
Evolución Tectónica del Proterozoico Medio

El principal rasgo estratigráfico y estructural para interpretar la evolución tectónica del precámbrico del Complejo Oaxaqueño, se relaciona con la conspicua discordancia que separa al Supergrupo Zimatlán del Supergrupo Telixtlahuaca. Se debe considerar que la cima de los lechos rojos de los "iron formation" del Grupo Valdeflores, a nivel global culminan hacia los 1900 m.a. al quedar llenas las cuencas marinas del Proterozoico Temprano. Si por otra parte, la apertura del "rift" del Geosinclinal Oaxaqueño se inicia entre los 1400 o 1300 m.a. como lo hicieron Fries y Rincón-Orta (1965); entonces, se puede estimar el tiempo de la discordancia (hiatus) que separa a los supergrupos, en cuando menos 600 m.a.

Bazán (1984 y 1985) establece que el Supergrupo Telixtlahuaca, se relaciona con la apertura y evolución de un rift intracratónico que disectó al Arqueano y Proterozoico Temprano en donde se desarrolló el Geosinclinal Oaxaqueño, con sus fases: ortogeosinclinal, eugeosinclinal y miogeosinclinal bien definidos. Al converger los bloques disectados, se inicia un evento de subducción al oriente que genera una intensa actividad volcánica marginal de tipo calco alcalino y con asociaciones metalogénica al modelo "Kuroko". De esta forma, la fase eugeosinclinal se ubica al oriente y la típica fase miogeosinclinal, al poniente y donde se evidencia que todas las unidades del Supergrupo Telixtlahuaca, consistentemente yacen en discordancia tectónica sobre el

INTERPRETACION ESTRUCTURAL Y DE LITOFACIES DEL PROTEROZOICO MEDIO-TARDIO (1375-870M.A.) DEL COMPLEJO OAXAQUEÑO



-  Facies Molásico.
 -  Facies de Flysch.
 -  Facies Sedimentarias de la Plataforma Continental.
 -  Cuenca Marginal, con Facies Volcano-Sedimentarias marcadas.
 -  Facies Sedimentarias de Cuenca Marginal.
 -  Macizo Subvolcánico, alcalino "El Cañón".
 -  Facies Volcánica.
 -  Dirección del flujo de clásticos.
 -  Superficie Basal de Despegue, asociada a fallas inversas imbricadas.
 -  Anticlinorio.
 -  Sinclinorio.
 -  Dirección y echado del bandeamiento.
- 0 5 10 15 20 25
KILOMETROS

LAMINA 4. BAZAN-PERKINS (1990).
TESIS PROFESIONAL

REFERENCIA: KESLERY HEATH (1970).
BAZANI (1964).

Supergrupo Zimatlán del Proterozoico Temprano (Lámina 4).

El carácter petrológico del Supergrupo Telixtlahuaca, es esencialmente vulcanosedimentario y se distribuye en el bloque oriental alóctono, o sea la parte interna que cabalga en dirección poniente. El desarrollo del arco confirma un evento activo de subducción al oriente y bajo, la potente secuencia del Arqueano y Proterozoico. Esto se corrobora con las extensas cabalgaduras (Nappa de la Carbonera) en dirección poniente, desarrolladas cuando la corteza oceánica se fraccionaba y consumía en el manto, posiblemente entre los 1100 y 1050 m.a. cuando la Orogenia Oaxaqueña alcanzó su máxima intensidad.

Aunque la secuencia vulcanosedimentaria del arco insular de Telixtlahuaca, se encuentra metamorfoseada en facies de anfibolita; es posible deducir que la parte basal se compone de basaltos y piroclásticos máficos, con derrames andesíticos y dacíticos en la zona intermedia y finalmente brechas, piroclásticos y grauvacas asociadas hacia la cima, marcadamente oxidadas. Por lo mismo, la Orogenia Oaxaqueña se debe entonces, a la colisión de un arco insular alóctono con un bloque continental autóctono del occidente y en subducción.

La zona de colisión se define por isogradas de la facies anfibolita; hacia los lados de la sutura, el metamorfismo decrece a facies de esquistos verdes. Las únicas rocas de alta intensidad metamórficas, de la facies granulita identificadas en el Complejo Oaxaqueño, es local y se debe al contacto térmico de intrusiones máficas y ultramáficas que liberaron calor entre 800° y 600° C, hacia las rocas preexistentes. Estas rocas corneanas son masivas, migmatizadas, de textura granoblástica y con la peculiar presencia de hiperstena, diópsido y granate, con hornblenda subordinada. Estas relaciones prueban que el metamorfismo de la Orogenia Oaxaqueña es polimetamórfico y que para interpretar la litoestratigrafía y tectónica, se requiere identificar cada uno de los episodios termodinámicos que afectaron la secuencia precámbrica en el tiempo y el espacio.

Dentro de este contexto, las pegmatitas simples aparecen deformadas y estrechamente asociadas, pero en forma separada a los diques subvolcánicos del Subgrupo Vigallo; su importancia, se relaciona con las edades isotópicas que reportan la máxima deformación tectónica de la Orogenia Oaxaqueña, hacia la parte tardía del Proterozoico Medio. Por lo mismo, no se observan las relaciones petrológicas, ni las secuencias gabro-anortosíticas, postuladas por Ortega-Gutiérrez (1981-1984); según este autor, afectó la sucesión de paragneises cuarzo-feldespatíticos, pelíticos, calcáreos y cuarcitas asociadas a un miogeosinclinal ensiálico, en facies de granulita durante la Orogenia Oaxaqueña. Este modelo que además niega la presencia de rocas volcánicas y grauvacas, así como de ofiolitas, ha sido reiteradamente expuesto por otros autores más. Sin embargo, las descripciones paragenéticas y litológicas no relacionan las tramas petrológicas de campo y carecen de una descripción estratigráfica, o de un orden cronológico.

La simple descripción estratigráfica y tectónica de esta tesis, contradice los postulados de Ortega-Gutiérrez y colegas (*op. cit.*), quienes soslayan los extensos afloramientos de los supergrupos Pápalo y Zimatlán. Es de hacer notar que la secuencia precámbrica del Complejo Oaxaqueño, cuando menos está constituida por un 80% de rocas de origen vulcanosedimentario; entre ellas, un buen porcentaje de grauvacas y de ofiolitas, presentes en facies de esquistos verdes y anfibolita. El origen y naturaleza de las rocas volcánicas máficas, se relacionan al arco insular calco-alcalino del Supergrupo Telixtlahuaca y difieren de las anortositas sódicas, porque relacionan un evento de anatexis plutónica del Paleozoico Tardío. Y finalmente, se puede probar que la deformación y metamorfismo regional, se debe a la colisión de bloques que promovieron una extensa nappa que evidencia un evento de subducción, en dirección oriente, hacia los 1050 ± 50 m.a.

Se puede concluir que el evento regional de metamorfismo durante la Orogenia Oaxaqueña, marca la culminación del Proterozoico Medio y que incluye facies de esquistos verdes, anfibolita y granulita.

Evolución Tectónica del Proterozoico Tardío

Se debe acentuar que hasta ahora no se identifican sucesiones litoestratigráficas del Proterozoico Tardío. Las únicas rocas representativas, se relacionan con las pegmatitas complejas y radiactivas fechadas por Fries et. al. (1962) y Anderson et al. (1972) que reportan edades menores a los 10⁹⁰ m.a. Este subgrupo de pegmatitas son discordantes a la foliación gneílica y comunmente aparecen en fallas inversas o zonas fracturadas, de claro control estructural posterior a la Orogenia Oaxaqueña. Sin embargo, se puede enfatizar que están restringidas a la secuencia metamórfica del Supergrupo Telixtlahuaca del Proterozoico Medio, para definir un control litoestratigráfico.

El eristema del Supergrupo Telixtlahuaca, comprende una sucesión de paragneises y ortogneises de origen vulcanosedimentario que varía de máfica a félsica; no obstante, hacia la parte basal máfica, aparecen las pegmatitas complejas y más ricas en minerales radiactivos. La so la presencia de xenolitos dentro de estas pegmatitas, con tipomorfos de facies anfibolita, prueba que no alcanzaron la temperatura de los 550° C. Por lo mismo, las pegmatitas se deben a soluciones residuales de tipo hidrotermal, provenientes de las mismas rocas encajonantes.

Como las pegmatitas complejas y radiactivas son marcadamente abundantes con el espesor del Supergrupo Telixtlahuaca, es evidente que la raíz de un sistema orogénico de gran elevación, de edad grenvilliana, fue sometido a desgaste erosivo el resto del Proterozoico Tardío, donde se define un hiatus representado por una discordancia, de más o menos 400 m.a. que de acuerdo con Bazán (1987 y 1989) está representada litológicamente en el cratón precámbrico de Sonora, con la sucesión sedimentaria marina del Supergrupo Caborca, del Proterozoico Tardío.

Origen de las Facies de Metamorfismo Regional.

El origen de las facies de metamorfismo, se deduce de un levantamiento regional de las unidades litoestratigráficas que involucran al Complejo Oaxaqueño. Las unidades petrológicas se definen por más de 600

estudios petrográficos que implican la reconstrucción de las fases preorogénicas y postorogénicas, indiscutiblemente complicadas, pero bien expuestas en el terreno. Muchas de las interpretaciones se infieren, a partir de su trama primaria y de la paragénesis de las asociaciones mineralógicas involucradas. Para una mejor comprensión, la descripción de acuerdo a las tres fases cronológicas requeridas para interpretar el ciclo geotectónico orogénico, con sus peculiaridades demostrables en el campo.

I) Fase Preorogénica.- De acuerdo a referencias petrológicas y estratigráficas de Bazán (1984, 1985, 1987), antes del Supergrupo Telixtlahuaca, la corteza precámbrica del Complejo Oaxaqueño, estaba compuesta por los supergrupos Pápalo (arqueano) y Supergrupo Zimatlán (Proterozoico Temprano). Después de un prolongado periodo de estabilidad de más de 600 m.a; la corteza sufrió la ruptura debido a un "rift" que se iniciaba hacia los 1400 m.a. en lo que posteriormente venía a constituir el Geosinclinal Oaxaqueño de Fries y Rincón-Orta (1962 y 1965). Es probable que la apertura de este "rift" tenga relación con el evento plutónico reportado por Anderson y Silver (1978) para el plutonismo en la región de Cananea, estado de Sonora.

Se debe considerar, sensus stricto, que no hay evidencias directas que muestren rasgos estructurales del referido rift, debido a la extensa aloctonía de la Orogenia Oaxaqueña; pero es fácilmente deducible por varios argumentos geológicos determinados en el campo, como son: a) La orientación y carácter de la faja estructural oaxaqueña; b) La profunda erosión que se observa en los bloques preexistentes, al dejar escasos relictos de jaspilitas e itabiritas (iron formation) del Grupo Valdeflores; c) La sucesión vulcanosedimentaria del Supergrupo Telixtlahuaca, en discordancia tectónica; d) La presencia de "pillow lavas" y concentraciones sedimentarias de minerales vulcanogénicos, en un ambiente eugeosinclinal; e) Sedimentos de cuenca y plataforma marina de ambiente miogeosinclinal; 6) El desarrollo de un arco insular calco-alcalino marginal; f) Un evento convergente de subducción al oriente y g) La convergencia de bloques en un evento de colisión cortical con extensas cabalgaduras tipo nappa.

Por el examen y análisis de varios modelos de "rifts" expuestos por algunos autores, entre ellos por Wilson (1979) y Dickinson (1979), es posible inferir que la apertura oceánica haya alcanzado entre 200 y 300 Km de ancho; antes de su clausura y colisión de bloques. Por lo mismo, es posible apreciar que el Geosinclinal Oaxaqueño tuvo entre 2500 y 3000 Km de longitud cuando alcanzó su máximo desarrollo, según evidencias en la región Grenville del Canadá y Minas Gerais del Brasil, hasta donde se tienen referencias geológicas de su prolongación.

Fase Orogénica. - Por las numerosas edades radiométricas obtenidas de K-Ar y Rb-Sr, es posible deducir que el paroxismo de la colisión y acreción de la Orogenia Oaxaqueña, aconteció entre 1050 ± 50 m.a.; luego entonces, el cierre del Geosinclinal Oaxaqueño pudo haberse iniciado unos 50 m.a. antes. La evolución de la Orogenia Oaxaqueña, representa un singular evento tectónico semejante al tipo Alpino, con la diferencia de incluir un arco insular calco-alkalino y que puede ser analizada con bastante detalle desde su raíz por los levantamientos acontecidos durante el Fanerozoico.

Se puede deducir y enfatizar que el metamorfismo regional de la Orogenia Oaxaqueña, se debe a la colisión cortical de bloques que marcan globalmente el inicio del Proterozoico Tardío. La zona de sutura queda definida por una falla inversa regional, que sugiere una trincherera de subducción con un arco insular adyacente, ambos muy erosionados. El bloque autóctono del antepaís, esencialmente se compone por el Su pergrupo Zimatlán y muestra algunos rasgos estructurales peculiares, debido a su gran competencia por su alto contenido de cuarzo y minerales ferromagnesianos. Presenta escasos pliegues abiertos e inclinados al noreste; localmente, exhibe pliegues dentados, cizallados o en chevron; también, contiene "boudins" de diques ultramáficos, así como cuerpos granitoides pequeños de tipo anatexítico (Subgrupo Peñoles).

Por otra parte, se establece que el Grupo El Hielo yace en discordancia tectónica sobre el referido autóctono, donde se define el nivel de "décollement"; desprendido a partir de los depósitos carbonatados de plataforma y para constituir la Nappa de la Carbonera. La esquemática

EVOLUCION TECTONICA DEL COMPLEJO OAXAQUEÑO DURANTE EL PROTEROZOICO MEDIO-TARDIO(1400m.a.-650m.a.).

OESTE

LEVANTAMIE Y EROSION.

ESTE

Cuenca Precámbrica de Cadéxico.

Trinchera

870m.a.-650m.a.

OROGENIAS:

MAURITANIDE-BASSARIDE-ROKELIDE

⑤

Edrecroton Precámbrico de Senere.

OROGENIA OAXAQUEÑA

1100m.a.-870m.a.

Granito Aibe de 110m.a.

PROTO-OCEANO ATLANTICO

AFRICA + MEROCCIDEN.OI.

④

Margen Pacífico.

Sedimentos de Plataforma. Pliysch

1200m.a.

③

Escudo Mexicano y de las Guayanas.

1300m.a.

②

ARCO ISULAR DE TELIXTLANUACA

1400m.a.-1375m.a.

RIFT CON EXPANSION DE LA CORTEZA OCEANICA.

①

MARTE

ilustración del trend litológico y estructural de los planos de foliación expuesta por Kesler y Heath (1970), al noroeste de la Cd. de Oaxaca, que refleja una extensa antiforma con pliegues cilíndricos orientados N32°W y buzantes 26° al noroeste, constituye la expresión superficial que define la Nappa de la Carbonera, postulada por Bazán y Bazán-Perkins (1984 c), sobre bases litoestratigráficas y tectónicas.

Por consecuencia, el arco insular de Telixtlahuaca, se presenta sobre puesto y se desliza consistentemente a través de las facies flyschoides y de plataforma del antepaís ("foreland") en forma de un "trineo aplastante". Es de hacer notar que las facies flyschoide y preorogénicas de la trinchera, son las más intensamente afectadas por el metamorfismo regional, al exhibir consistentemente una paragénesis en facies de anfibolita que decrece hacia el poniente a facies de esquistos verdes. De esta manera el Grupo El Hielo de carácter plástico, aparece en forma de "sandwich", entre dos secuencias competentes y sobrepuestas por la compresión lateral (Lámina 5).

En contraste, la secuencia vulcanosedimentaria del arco insular de Telixtlahuaca, exhibe facies de anfibolita y de granulita. El arco se compone de los grupos Oaxaca y Tejalapan, así como del Subgrupo Viga-llo que yacen en discordancia tectónica sobre los Supergrupos Zimatlan y Pápalo. También, al oriente de la sutura de colisión, las facies de metamorfismo regional decrecen a facies de esquistos verdes. Aunque el origen y efecto de la colisión, se evidencia con el metamorfismo y sutura de bloques; las causas pueden inferirse por dos fuerzas tangenciales. La fuerza principal sería el escudo arqueano del oriente de México, cuyas evidencias descritas por Bazán (1989) ya alcanzan dimensiones continentales, al constituir un macizo con deriva relativa en dirección poniente. La otra fuerza que originó la subducción, pudo ser la apertura de un "rift" en la parte occidental, cuya evidencia se desprende por la presencia de la potente secuencia del Proterozoico Superior (Supergrupo Caborca) expuesta en el cratón precámbrico de Sonora y Arizona.

Se debe remarcar que las rocas de facies granulita, de alto grado metamórfico y de tipo charnoquítico y enderbítico, se limita a las au-

reolas de contacto térmico de intrusiones ultramáficas, en condiciones de muy baja presión y temperatura mayores de 1150°C, expuestas localmente. Bazán (1984) describe a estas rocas como Subgrupo Vigallo que afecta toda la secuencia precámbrica reconocida y deduce que tuvieron una expresión superficial, al provenir del manto superior. Posteriormente, Bazán-Perkins y González-Torres (1985) exponen la naturaleza de las granulitas charnoquíticas del Complejo Oaxaqueño y su significado tectónico, relacionadas con emisiones volcánicas que fluyeron a través de fallas de desgarre en dirección suroeste-oeste, promovidas por empujes diferenciales del "hinterland", al final del ciclo geotectónico oaxaqueño (Lámina 5).

Más recientemente, Bazán (1987) determina que las emisiones volcánicas del Subgrupo Vigallo se relacionan con un arco insular alcalino y calco-alcalino, con una asociación de pegmatitas simples deformadas y aparentemente sincrónicas, distribuidas hacia el borde occidental de la placa oriental cabalgada. Es importante mencionar que el referido arco, conserva la misma orientación regional del cinturón orogénico de la faja estructural oaxaqueña; es decir, arco y orogenia están íntimamente relacionadas en el proceso de acreción de la corteza.

Un importante dato sobre el desarrollo del geosinclinal oaxaqueño y su acreción posterior, incluye fragmentos de "iron formation" de 5 a 25 cm embebidos como inclusiones líticas, en las "pillow lavas" del Subgrupo La Unión, identificadas mucho antes de que fuera reconocido el Grupo Valdeflores basal. Esto refuerza la idea de la profunda erosión a que fue sometido el Grupo Valdeflores, antes de la apertura del rift. Fragmentos similares de jaspilitas e itabiritas del Grupo Valdeflores, aparecen también como "boudins" sedimentarios prácticamente en la cima de las escamas de cubierta de la Nappa de la Carbonera, hacia los cerros aledaños de la ranchería de El Hielo, que sugiere el arrastre de los mismos desde gran distancia y a desniveles de más de 1.5 Km, debido a los empujes tangenciales del arco insular de Telixtlahuaca.

Por las diferencias geocronométricas de las edades isotópicas reportadas, se puede pensar que el desarrollo del arco tuvo un período de dura

ción de 20 a 25 m.a., que incluye el mismo tiempo de evolución para la Orogenia Oaxaqueña. Es indudable que la distribución estructural del arco y cadena orogénica, mantienen un control tectónico paralelo, con la disposición del bloque del antepaís (foreland) que se define por la trinchera de subducción; también orientada paralelamente a los anteriores, es decir, NW-N con buzamiento regional al NE-E.

Un importante dato se relaciona con las paragénesis generadas por el vulcanismo del Subgrupo Vigallo, en gran parte híbridas por la asimilación de material de la roca encajonante, donde no se definen masas plutónicas de tipo gábrico en toda la sucesión vulcanosedimentaria del Supergrupo Telixtlahuaca, sino piroclásticos, derrames y cuerpos ígneos subvolcánicos. También es importante constatar, que la actividad volcánica fue emitida antes, durante y posteriormente del paroxismo de colisión y acreción, debido a que se han encontrado asociaciones mineralógicas, con ligeras o nulas transformaciones de recristalización metamórfica; o bien, los núcleos de los cuellos volcánicos, prevalecieron al metamorfismo regional de la facies anfibolita.

Las paragénesis del Subgrupo Vigallo que incluye más de 20 zonas reconocidas y muestreadas, incluye generalmente núcleos ultramáficos, formados principalmente por clinopiroxenitas y olivino alferado, con algunas trazas de Ti, Cr y Ni que exhiben una textura holocristalina, hipidiomórfica y fanerítica gruesa. Las zonas externas contaminadas, exhiben una estructura masiva y textura granoblástica con los tipos: andesina, oligoclasa, hornblenda, hiperstena, microclina, granate, de cuarzo y diópsido, así como los accesorios, magnetita, cordierita, circón redondeado y apatita. Los minerales secundarios, son: sericita, serpentina, pinnita, clorita, biotita y hematita.

III) Fase Postorogénica. Se puede referir que esta fase se inicia, cuando la corteza del Proterozoico Medio alcanza su máxima acreción cortical y comienza la distensión, con un estilo de tipo germánico. Si este criterio es aceptado, se puede determinar que la facies de molasse posterior al evento orogénico y depositado en el frente de la Nappa de la Carbonera, representa las primeras rocas detríticas del Precámbrico Superior, que están identificadas en el Complejo Oaxaque

ño. Posiblemente, esta unidad conglomerática basal pueda ser correlacionable con el Conglomerado Naranjal, del Proterozoico Superior que incluyen a las rocas detríticas que cubren al Gneis Novillo en el área del Anticlinorio de Huizachal-Peregrina, al oeste de Cd. Victoria, Tamaulipas.

Sin embargo, rocas evidentemente postorogénicas del Proterozoico Superior, lo constituyen los cuerpos pegmatíticos no deformados y discordantes a la foliación, de estructura compleja e irregular que se alojan en la secuencia vulcanosedimentaria del Supergrupo Telixtlahuaca. Bazán (1987) refiere que las pegmatitas postorogénicas son marcadamente muy radiactivas, enriquecidas con tierras raras, torio, ytrio y poco uranio diseminados en cristales de allanita y betafita que provienen de la secreción lateral. La cristalización fue fraccionada en matriz cuarzofeldespática y micácea, con gran variedad de minerales accesorios. Concluye este autor, que el proceso diferencial de cristalización fue posterior al metamorfismo regional, ya que contiene xenolitos de la misma roca encajonante, en facies de anfibolita y a temperaturas que no excedieron de los 500°C.

El autor, pudo observar que en efecto las vetas de pegmatitas no corresponden a "intrusiones plutónicas", ni están relacionadas a masas plutónicas granitoides. Su naturaleza parece más bien de relleno de cavidades por soluciones líquido-gaseosas que cristalizaron lentamente, a partir de los 1020 m.a., cuando la actividad volcánica y compresional desapareció. De modo que las edades isotópicas máximas en estas pegmatitas, definen el inicio del Proterozoico Tardío para el Complejo Oaxaqueño.

En cuanto a la distancia de corrimiento o aloctonía de la Nappa de la Carbonera y Arco Insular desarrollados, por la colisión de bloques, es difícil estimar el espacio y acortamiento del zócalo por subducción y cabalgadura. Se podría considerar que sobrepasa de los 100 Km la distancia de cierre por colisión, si se parte que el Grupo El Hielo aparece en la parte más externa y sobre el antepaís; al mismo tiempo, la facies mollásica está cabalgada por la facies de flysch y finalmente, el arco insular de Telixtlahuaca, sobre cabalga a todos los ante-

riores. Por otro lado, si se considera que el arco insular tuvo una duración de 25 millones de años y el movimiento aparente de la corteza fue de 5 cm por año, se podría determinar un corrimiento lateral de unos 125 Km, que involucra el acorte del basamento por subducción.

Discusión Crítica de las Facies de Metamorfismo.

La descripción expuesta sobre las facies de sedimentación; la evolución tectónica y las paragénesis mineralógicas identificadas en las rocas precámbricas del Complejo Oaxaqueño, deducen su carácter polimetamórfico. Si a lo anterior, se agrega que durante la tectónica Apalachiana, hacia el Pérmio-Triásico, sufrió una extensa y profunda transformación por efecto de episodios de migmatización y anatexis, seguido de una extensa alteración metasomática que afectó a toda la secuencia precámbrica, se pueden apreciar la serie de conjeturas que existen para su interpretación. Todavía más, existen eventos plutónicos y volcánicos del Mesozoico, como la migmatización y plutonismo Nevadiano y finalmente el Laramídico, con una extensa milonitización que oscurece el panorama estratigráfico y tectónico de esta región.

El autor considera que es necesario diferenciar los diversos criterios de análisis interpretativo, con el propósito de que sirvan de guía, o corroboración para nuevas interpretaciones geológicas. Si bien, las determinaciones petrológicas se apoyan en las facies de metamorfismo descritas por Turner (1968), Winkler (1978) y Miyashiro (1982); por primera vez, se intenta reconstruir un modelo petrogenético a partir de rocas metamórficas que incluye todas las fases y facies relacionadas con un geosinclinal y su posterior orogenia, que involucra un arco insular marginal durante el Precámbrico (Láminas 6 y 7).

También, es importante señalar las diversas aportaciones que están en discusión y como un marco de referencia para nuevas investigaciones, que promuevan el avance de la ciencia geológica, toda vez que existen controversias en los modelos interpretativos del Complejo Oaxaqueño. Uno de los modelos que gana mayor credibilidad en la comunidad geológica de México, se debe a Bloomfield y Ortega-Gutiérrez (1975) y Ortega-Gutiérrez (1977, 1978, 1981, 1982 y 1984), así como de varios

ZONEOGRAFIA METAMORFICA DEL COMPLEJO OAXAQUEÑO

METAMORFISMO REGIONAL PROGRESIVO OAXAQUEÑO (1000±40 ma)

FACIES DE ESQUISTOS VERDES



FACIES DE ANFIBOLITA



Zona de Estereolite



Zona de Clinite



Zona de Sillimanite

FACIES DE GRANULITA

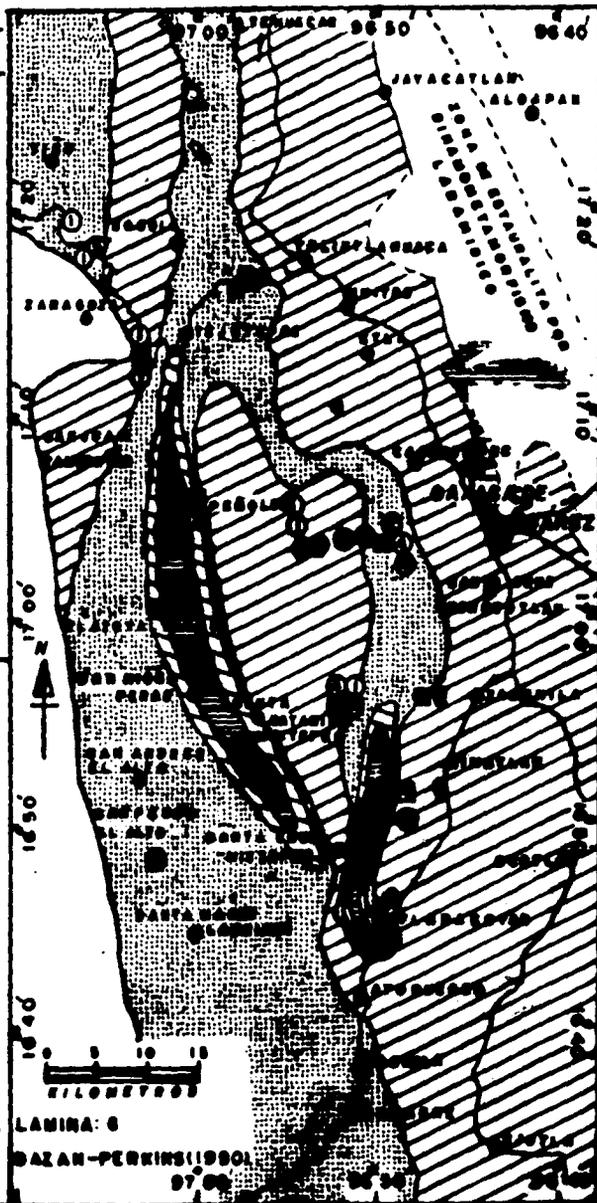


Zona de Hipersteno

LOCALIDADES EN FACIES DE GRANULITAS, PREMETAMORFICAS DE PRESION-BAJA.

GRANULITAS:

- ① CHARNOKITICAS
- ② ENDERBITICAS
- ③ CHARNOENDERBITICAS
- ④ DE PIROXENOS
- ⑤ DE PIROXENOS Y HORN-
BLENDA
- ⑥ DE GRANATE-SILLIMANITA-BIOTITA
- ANFIBOLITAS PIROXENICAS
- SNEISES DE PIROXENOS
- CON CORDIERITA



FACIES METAMORFICAS		ESQUISTOS VERDES			ANFIBOLITA		
ZONACION MINERAL		CLORITA	BIOTITA	GRANATE	ESTAU- RALITA	CIANITA	SILLI- MANITA
BASICA	ALBITA						
	OLIGOCLASA						
	OLIGO-ANDE.						
	ANDESINA						
	EPIDOTA						
	ACTINOLITA						
	NORNBLENDA						
	CLORITA						
	BIOTITA						
	MOSCOVITA						
	CLINOPIROXENOS						
	CUARZO						
	ESFENA						
	CALCIYA						
RUTILO							
ILMENITA							
ESCAPOLITA							
PELITICA	CLORITA						
	MOSCOVITA						
	BIOTITA						
	SILLIMANITA						
	PLAGIOCLASA						
	DIOPSIDO						
	GRANATE						
	MICROCLINA						
	ORTOCLASA						
	ESTILPOMELANO						
	CUARZO						
ALBITA							
GRAFITO							
CALCAREA	PLAGIOCLASA						
	GRAFITO						
	CALCIYA						
	DOLOMITA						
	WOLASTONITA						
	ESFENA						
	DIOPSIDO						
	FORSTERITA						
	CUARZO						
	GRANATE						
FLOGOPITA							

Lamina 7: Variaciones mineralógicas progresivas del metamorfismo en rocas del Complejo Cuarcítico del Estado de Baja California Sur.

colegas o seguidores de su modelo como Carfantan (1983), Campa y Coney (1983), Pacheco y Ortiz (1983), Ramirez-Espinosa (1984), Mora et al. (1986), Morán-Zenteno et al. (1986), Castillo et al. (1988) y Schulze (1988) apoyan sus descripciones en una potente secuencia metamórfica monofásica y granulítica, a partir de la evolución de un rift ensiálico (miogeosinclinal). Esta secuencia estaba compuesta de sedimentos pelíticos, cuarzofeldespáticos y calcáreos principalmente, antes de ser afectados por una sucesión plutónica gabro-anortosítica y del metamorfismo que originó su bandeamiento y foliación. Concluye esta interpretación que la profunda transformación mineralógica y estructural ocurrió en condiciones de presión de 5 a 8 Kb y a elevadas temperaturas de 700° y 800°C, que revelan condiciones de sepultamiento del orden de 20-25 Km de profundidad; finalmente, que su carácter petrológico, es difícil relacionarlo a la tectónica de placas.

El referido modelo ensiálico, hace particular énfasis a la aparente ausencia de complejos ofiolíticos y conjuntos volcánico-sedimentarios de arco, típicos de cinturones cuya evolución se asocia a márgenes continentales convergentes. Sin embargo, el modelo de Ortega-Gutiérrez y Colegas (op. cit.) puede ser objetable consistentemente por el gran número de contradicciones que expresa, como sigue:

- No revelan una referencia de orden cronológico, o de marco estratigráfico.
- Soslaya la presencia de las potentes secuencias petrológicas de los supergrupos Zimatlán y Pápalo, evidentemente precámbricas.
- Carece de referencias descriptivas de campo y de relaciones propias de las rocas involucradas.
- No discrimina los eventos plutónicos y tectónicos en el tiempo y espacio; es decir, del Precámbrico y Fanerozoico.
- No diferencia el metamorfismo regional, del metamorfismo de contacto térmico, con tipomorfos bien definidos.
- Confunde los episodios de diapirismo, como eventos de anatexis y en facies de granulita.
- Desconoce la presencia de discordancias, contactos y cabalgaduras, dentro del contexto geológico regional.
- Enfatiza la ausencia de sucesiones vulcanosedimentarias, rocas volcánicas y complejos ofiolíticos asociados a cinturones de arco.
- No existe relación temporal, ni tampoco espacial, entre los diques subvolcánicos y las rocas plutónicas anortosíticas paleozoicas.

- El proceso de metasomatismo y segregación metálica por anatexis paleozoica, se confunden con rocas precámbricas; donde las rocas metamórficas no pueden considerarse como intrusivas, o lo contrario.
- Los paragneises en facies de anfibolita y esquistos verdes son más abundantes que las corneanas de contacto, en facies de granulita, donde la clasificación de sus facies se interpretan erróneamente.
- En la secuencia del Complejo Oaxaqueño, no se observan rocas de origen evaporítico, como yeso, anhidrita y halita.
- El polimetamorfismo del Complejo Oaxaqueño, se debe a convergencia de fuerzas horizontales, sin relación a columnas litoestáticas de 25 Kms. El espesor de los sedimentos está acrecionado por imbricamiento de fallas inversas.
- Se descarta la naturaleza ensiálica del Geosinclinal Oaxaqueño, por mostrar una clara evidencia ensimática de origen volcánico.
- La sucesión estructural y litológica propuesta, carece de un orden cronológico y secuencial; por ejemplo, las rocas basales podrían ser las más tardías, por tratarse de plutones anortosíticos sódicos.
- Las paragénesis mineralógicas y sus tipomorfos, así como la común presencia de estructuras primarias relictas, descarta la facies de granulita para el metamorfismo regional del Complejo Oaxaqueño.

Estas observaciones del autor, certificadas con datos de campo y de laboratorio, obedecen a la inconsistencia propia de las interpretaciones petrológicas, estratigráficas y tectónicas que resultan fuertemente controversiales. A lo anterior, habría que agregar que los límites geográficos y geológicos del Complejo Oaxaqueño propuestos por Ortega-Gutiérrez y Colegas (op. cit.) son cuestionables y sujetos a rectificación; donde se asevera la presencia de rocas precámbricas, no existen y donde se postula su límite, se prolongan indefinidamente y están afectadas por fallas terciarias.

Extrañamente, en las referidas descripciones interpretativas, se alude más al precámbrico metamórfico de la Provincia Grenville, del Canada, que al Complejo Oaxaqueño. En realidad, en geología, es difícil argumentar lo que se desconoce y la falta de congruencia despierta progresivas dudas que invitan a una reflexión de fondo.

Evolución Tectónica del Paleozoico

La evolución tectónica del Paleozoico y su distribución paleogeográfica en México, expresa grandes contradicciones e interpretaciones especulativas. La causa está en que no se toma en cuenta la distribución de los bloques precámbricos en el contexto regional. Si se parte de las ideas de Cook et al. (1980) que establecen con datos estructurales, paleomagnéticos y geocronométricos la acreción de un supercontinente al finalizar el Proterozoico Tardío; entonces, los cratones de Norte-América y Africa, se han fraccionado en "rifts" y bloques fallados en lo que más tarde vendrían a constituir las fajas estructurales: Cordillerana y Apalachiana.

Con estas referencias es posible considerar que el Geosinclinal Cordillerano promovió su apertura oceánica hacia los 650 y 600 m.a., como lo postula Cook (op. cit.). Los depósitos de plataforma de la Formación Tifú, sobre el Complejo Oaxaqueño, podrían representar una transgresión marina hacia el oriente, de un "rift" en expansión durante el Cámbrico-Ordovícico. Pantója-Alor (1970) reconoce que la fauna tremadociana de la referida Formación Tifú, tiene afinidad Pacífica y con el Cámbrico del Suroeste de los E.U.A. De hecho, la secuencia paleozoica de Santiago Ixtaltepec representa una transgresión y regresión de una cuenca marina situada al poniente del Complejo Oaxaqueño.

Al respecto, Ortega-Gutiérrez (1978 y 1984) al describir la estratigrafía del Complejo Acatlán, la relaciona en términos de un Ciclo Wilson que involucra la apertura de una secuencia oceánica y su posterior clausura por colisión continental; en especial, con la evolución oceánica del mar Proto-Atlántico o Iapetus y por su semejanza, dentro del sistema Apalachiano-Caledoniano, e identifica una orogénesis "alpina".

Al postular Bazán (1985) que el Complejo Acatlán representa la prolongación meridional del Geosinclinal Cordillerano, se basa en la relación que tiene con los bloques precámbricos preexistentes; particu-

larmente con la Faja Estructural Oaxaqueña del Precámbrico, la que cabalga mediante un evento de subducción en dirección oriente. Recientemente, Bazán-Perkins y Bazán (1988) revaluaron estas relaciones estructurales al evidenciar el desarrollo de un arco insular marginal paleozoico y de naturaleza alcalina, sobre las referidas rocas precámbricas y como resultado del evento de subducción del Grupo Nuxiño, en la trinchera de Acatlán.

Hay evidencias petrológicas y estructurales para suponer que el Complejo Acatlán estaba cubierto por rocas precámbricas hacia su parte oriental, antes de las transgresiones marinas mesozoicas. La apertura de rifts durante el Jurásico Temprano, produjo el desgaste erosivo y acumulación de los lechos rojos y conglomerados continentales y prueban que el Complejo Acatlán subyace en discordancia tectónica al Complejo Oaxaqueño, debido al evento de subducción ya comentado:

Reconocimientos regionales de Bazán (1985) hacia la costa de Oaxaca, Guerrero y Michoacán refieren que el Complejo Acatlán, Esquistos Arteaga y Esquisto Taxco conforman el mismo terreno paleogeográfico del Geosinclinal Cordillerano, al prolongarse hasta la costa del Pacífico donde aparecen truncados. Estas relaciones estratigráficas y paleogeográficas, no evidencian relaciones estructurales de una orogenia paleozoica en la parte occidental de México, postuladas por Cserna (1958 y 1978) con la nomenclatura de ciclo y orogenia "jaliscoana"; por lo mismo, debe ser objeto de una reinterpretación y reconsideración.

Aunque otros argumentos pueden ser mencionados, basta decir que la formación tectónica del Complejo Acatlán; del Esquisto Taxco y del Esquisto Arteaga, obedecen al plutonismo Nevadiano y tectónica Laramide, sin que tengan relación con una orogenia paleozoica. El hecho de que las rocas precámbricas greenvillianas, cubran la parte oriental de México, también anula la posibilidad para que los esquistos del Complejo Acatlán sean relacionados al sistema Apalachiano, o Iapetus.

Es posible que la expansión meso-oceánica del Geosinclinal Cordillerano y el evento de subducción lateral, propiciaran la discordancia o hiatus que Pantoja-Alor (1970) describe para la sucesión estratigráfica de Santiago Ixtaltepec, de las formaciones Santiago, Ixtaltepec y Yododeñe del Misisípico, Pensilvánico y Pérmico, respectivamente. De esta forma, se define que el Grupo Nuxiño (Complejo Acatlán) representa al Silúrico y Devónico emplazado bajo la placa de la faja estructural del Complejo Oaxaqueño, que con su movimiento convergente originó el plutonismo anatexítico de anortositas, tonalitas y granodioríticas descritas en párrafos precedentes, durante el Pérmico.

Si los estudios paleogeográficos y estructurales confirman que el Complejo Acatlán, corresponde al régimen geodinámico del Geosinclinal Cordillerano como parece acontecer, la estratigrafía y evolución tectónica debe ser objeto de una reinterpretación, pues es posible que cuerpos volcánicos ultramáficos que definan dorsales, se hayan interpretado como la zona basal peridotítica, de la secuencia ofiolítica expuesta en la región de Acatlán. Igualmente, no se observan relaciones estratigráficas y estructurales que definan para el Paleozoico de esta región, un ciclo o "faja tectónica huastecana", descrita por Cserna (1969 y 1967), debido a que al oriente y hasta la costa del Golfo de México, se compone de macizos precámbricos; cubiertos por potentes secuencias mesozoicas marinas, en franca aloctonía, así como de depósitos vulcanosedimentarios del Terciario.

En consecuencia, la expresión estructural paleozoica en la Sierra Madre del Sur, se reduce a una sutura de colisión entre las secuencias ofiolíticas del Complejo Acatlán, contra un arco insular marginal que sobreyace con la Faja Estructural Oaxaqueña. Este evento tectónico, originó el plutonismo anatexítico que removilizó las concentraciones vulcanosedimentarias diseminadas en la secuencia precámbrica del Complejo Oaxaqueño. Las únicas rocas verdes de ambiente eugeosinclinal, de esquistos verdes y anfibolitas identificadas en la zona costera del Golfo de México, corresponden a la secuencia ofiolítica del Supergrupo Pápalo, sin relación con el Paleozoico.

Evolución Tectónica del Mesozoico

El mecanismo de evolución tectónica para el Mesozoico, no es menos complicado que los anteriores. En realidad, es posible evidenciar los efectos de las fuerzas que actuaron a partir de los estudios paleontológicos, estratigráficos y tectónicos; pero no se sabe mucho sobre el mecanismo del basamento, o de las placas paleozoicas y precámbricas, de la corteza de México. De ahí que el estudio de la estratigrafía y distribución paleogeográfica del Precámbrico, sea la premisa geológica para interpretar la tectónica del Mesozoico y Cenozoico.

Aunque la potente cubierta mesozoica y cenozoica no permite determinar la evolución del basamento en las cuencas jurásicas; es posible inferir su mecanismo mediante la distribución de los bloques precámbricos y paleozoicos, ya referidos. Igualmente, con las asociaciones mineralógicas de los ambientes petro-tectónicos desarrollados, es posible definir dorsales y arcos insulares. Finalmente, los estilos también son determinantes, como acontece con la tectónica Nevadiana.

Con estos antecedentes, se puede referir que al finalizar la tectónica Apalachiana-Ouachitana hacia el Triásico Medio, se inicia la fragmentación en bloques con apertura de "rifts valley" de estilo germánico. Estos rifts afectan las secuencias precámbricas y paleozoicas y aíslan durante el Jurásico Medio, al extenso bloque del Complejo Oaxaqueño, de las cuencas de Zongolica, Veracruz; del Istmo y de Tlaxiaco, en donde se generan eventos de subducción incipiente.

Hacia el Cretácico Temprano, se inician las primeras transgresiones marinas, sobre el Complejo Oaxaqueño. Hubo un depósito tranquilo de lechos calcáreos que se prolonga hasta el Cretácico Medio, con grandes bancos arrecifales. Hacia el Cretácico Tardío, las referidas cuencas se comprimen y las secuencias marinas jurásicas y cretácicas cabalgan hacia el oriente, donde el Complejo Oaxaqueño desarrolla empujes penetrativos hacia la Cuenca de Veracruz y cabalga sobre el Mesozoico.

Evolución Tectónica del Cenozoico

Por falta de estudios estratigráficos de los complejos Oaxaqueño y Acatlán, así como de la secuencia mesozoica; la evolución tectónica del Sur de México ha sido motivo de especulación, particularmente hacia el Terciario. Las primeras incongruencias se presentan para la "Serie Metamórfica Xolapa" asignada así por Cserna (1956) para los gneises y esquistos con edad del Paleozoico Temprano; sin embargo, las fechas geocronométricas reportadas por Guerrero *et al.* (1978), Clark *et al.* (1980) y Damon *et al.* (1984) prueban que la intensa deformación en el Complejo Xolapa se debe a la tectónica Nevadiana y Laramide del Mesozoico y Terciario, respectivamente.

Por otra parte, Bazán (1984 y 1985) demostró que el Complejo Xolapa correspondía a una deformación mesozoica, correlacionable en espacio y tiempo con el Complejo Sonobari de Sinaloa y Sonora, pues se deben a la prolongación meridional del evento de migmatización y plutonismo Nevadiano (180-80 m.a.) que afectó la parte occidental de Norte-América. Se prueba lo anterior, con las relaciones estratigráficas y tectónicas del contacto entre el Complejo Oaxaqueño y Acatlán que se prolonga hasta el área de Puerto Escondido, en la Costa de Oaxaca, donde aparece truncado y deformado ortogonalmente por las migmatitas sobrepuestas del referido evento Nevadiano y Laramide.

También hay encontradas discusiones y debates en relación con la naturaleza y evolución tectónica de la Sierra de Juárez. A esta unidad tectónica, casi todas las publicaciones que son muchas, le asignan una edad mesozoica o paleozoica; sin embargo, las relaciones estratigráficas expuestas por Bazán (1984 y 1985) confirman que la Sierra de Juárez mantiene armónica correlación con el resto del Complejo Oaxaqueño, separado por la falla de Tehuacán-Oaxaca que Bazán-Perkins (1986) postula al Oligoceno Tardío, cuando esta sierra iniciaba su levantamiento oblicuo con un desplazamiento lateral izquierdo.

La fase de milonitización que afecta la parte superior y oriental del Complejo Oaxaqueño, en particular a la Sierra de Juárez, se debe a los empujes subyacentes de las rocas precámbricas durante la parte tardía de la tectónica Laramide. De hecho, se trata de una interacción cutánea que afecta la secuencia precámbrica, las intrusiones granitoides paleozoicas y las rocas mesozoicas marinas hacia el Terciario Temprano. Es posible que en parte, la milonitización se deba a los movimientos diapíricos de los "greenstone belts" basales del Supergrupo Pápalo, que al sufrir una serpentización parcial, aumentaron de volumen por hidratación, como se observa en las rocas verdes miloníticas expuestas en el área de la Estación El Parián.

Como los referidos bloques que separa la falla de Tehuacán-Oaxaca, están milonitizados con mayor o menor intensidad, se puede inferir que el episodio de brechamiento regional fue anterior al evento de falla. En realidad, existe un sistema de fallas de movimiento lateral izquierdo orientadas NNW, dispuestas escalonadamente. Bazán-Perkins (1986) concluye que este sistema de fallas de tensión, resultan de los movimientos transcurrentes del Eje Neovolcánico; también del evento de subducción de la Placa Cocos que interacciona con la deriva continental, pues afectan a las secuencias expuestas en la Sierra Madre del Sur. Todas estas relaciones estratigráficas y tectónicas, ponen en duda y discusión la división de terrenos estratotectónicos, formulada por Coney (1983) y Campa y Coney (1983) porque carecen de consistencia estratigráfica y tectónica con las secuencias precámbricas, paleozoicas y eventos tectónicos del Mesozoico y Terciario.

No se debe concluir este capítulo, sin dejar un mensaje de la experiencia obtenida con los reconocimientos geológicos en la Sierra Madre del Sur. Se puede enfatizar que para interpretar varias de las disciplinas de las Ciencias de la Tierra, como tectónica, geoquímica, de oclusiones fluidas, paleomagnetismo, geocronometría, petrografía, paleogeografía y radiometría de las rocas, es imprescindible la estratigrafía regional; o cuando menos, la cronología de los eventos identificados, de lo contrario se incurre en especulaciones infundadas.

V).- GEOLOGIA DE LOS YACIMIENTOS

Al abordar este capítulo se describirán las relaciones geológicas más significativas de los principales distritos productores de grafito cristalino, como son las regiones de San Francisco Telixtlahuaca y Santa María Peñoles, hasta ahora descubiertos. Estos distritos distan uno del otro, 30 Km en dirección N-S; presentan en general la misma litoestratigrafía y evolución tectónica de un modelo peculiar del Proterozoico Medio, pero muestran diferencias morfotectónicas de interés económico que definen los rasgos de la época metalogénica global. Por lo mismo, los estados avanzados de erosión determinan variables condiciones supergénicas y zonas de alteración locales, debido a las asociaciones litológicas de ambas regiones.

Condiciones Ambientales de Depósito

Las referidas condiciones de depósito se restringen a la descripción del eristema del Proterozoico Medio, representado por el Supergrupo Telixtlahuaca, compuesto por cuatro grupos y dos subgrupos que se considera correlacionable con el Supergrupo Grenville del Canadá. La descripción litoestratigráfica del Supergrupo Telixtlahuaca ya fue analizada y expuesta por Bazán (1984, 1985 y 1987) y Bazán-Perkins (1984 a, 1984b-c y 1986) que se refieren a la naturaleza, composición y relaciones estructurales de un arco insular marginal durante la evolución de la Orogenia Oaxaqueña, según el estudio petrográfico de gran número de muestras y las relaciones de campo observadas.

No obstante, en las presentes notas se aportarán datos recientes en relación con los ambientes de depósito y facies litológicas de las cuencas gráficas de Peñoles y Telixtlahuaca. La importancia de estas cuencas del Proterozoico Medio, dentro del contexto de la presente tesis, se relaciona con el análisis y discusión de la generación del grafito cristalino. La interpretación genética se vincula con la evolución del Ciclo Geotectónico Oaxaqueño, que en su parte preorogénica establece el depósito de la materia carbonosa con los sedimentos; en tanto que durante la fase postorogénica, la formación del gra

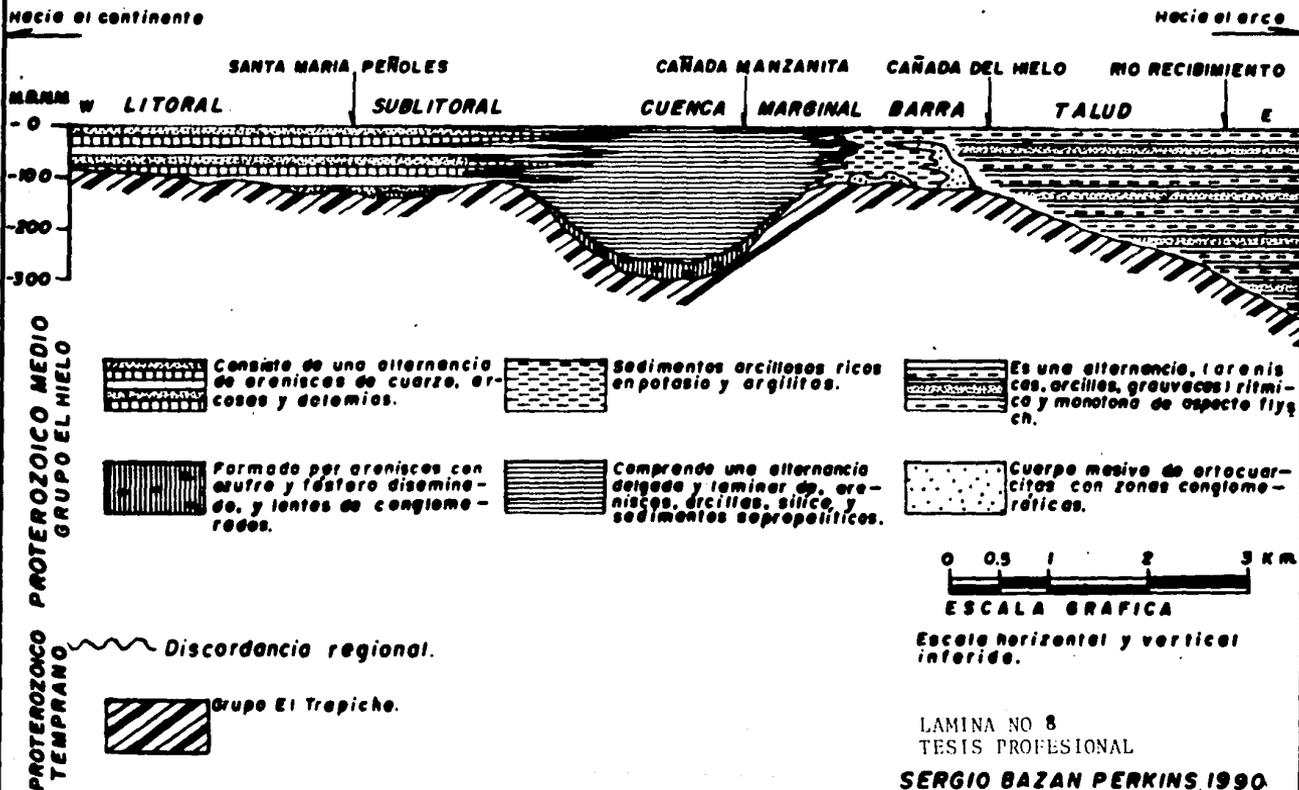
fito se efectúa a expensas de la intensa deformación compresional de la Orogenia Oaxaqueña.

De aquí que el objetivo descriptivo del yacimiento, consista en establecer el carácter paragenético de las diversas facies litológicas identificadas en el mismo y basadas en sus tipomorfos. Al establecer sus diferencias como color, composición, textura, asociación mineralógica, espesor del bandeamiento y clase química, fue posible determinar sus facies de sedimentación y condiciones de depósito; no obstante la reiterada de formación e intensidad metamórfica. Se piensa que los mismos fenómenos sedimentarios que comúnmente se aprecian en el Terciario y en la actualidad, salvo algunas diferencias de orden químico y atmosférico, acontecieron hacia el Proterozoico Medio, aunque en menor escala.

Así se puede resumir que los paragneises que comúnmente aparecen en los yacimientos de grafito cristalino y que definen la roca encajonante, en orden de abundancia se restringen a las clases: cuarzo-feldespática, pelítica y con carbonatos de calcio-magnesio. Los minerales, en igual orden decreciente, podrían ser clasificados así: cuarzo-feldespato (oligoclasa-andesina-microclina-albita) forman más del 80% de la matriz. Las micas como biotita, muscovita, sericita, flogopita y clorita, entre 5 a 9%. Los abrasivos como granate, apatito, esfena, circón y rutilo entre 1 al 5%. En ocasiones aparecen algunos piroxenos como diopsida uralitizada y anfíbolos como hornblenda serpentinizada y cloritizada que no exceden del 2%, casi siempre alterados. Los sulfuros como piritita, calcopiritita, se restringen a las zonas basales y bajo el nivel freático, sin llegar al 3%. La calcita y forsterita en los domos diapíricos, pueden alcanzar hasta un 75% en estos cuerpos. Finalmente, los productos de alteración como limonita-hematita y las arcillas montmorilloníticas, illitas y caolines forman el complemento del yacimiento de grafito.

El Supergrupo Telixtlahuaca, al incluir una sucesión vulcanosedimentaria, su petrología comprende unidades geoquímicamente más evolucionadas que el Supergrupo Zimatlán subyacente y en donde se generó el "riff" que evolucionó a cuenca ortogeosinclinal. El arco insular marginal que posteriormente se desarrolló, al converger las placas; divide los ambientes sedimentarios del Supergrupo Telixtlahuaca. La fase vulcanosedimentaria y marina del eugeosinclinal, al oriente; en cambio, la típica fase ma-

SECCION ESQUEMATICA DE LOS DIFERENTES TIPOS DE LITOFACIES DURANTE EL PROTEROZOICO MEDIO (1350-1100m.a.) DE LA REGION DE PEÑALES, OAXACA



rina y sublitoral del miogeosinclinal, queda al poniente del referido arco insular y representada por el Grupo El Hielo que incluye una secuencia de flysch, y que comprende el tema principal de esta tesis.

Es de hacer notar, que estos ambientes sufrieron variaciones laterales y se desplazaban a medida que la colisión de bloques se acentuaban. Al respecto, Bazán (1985) establece que la secuencia del Grupo El Hielo, comprende un depósito de cuenca intra-arco insular de un mar relictico con tendencia a desaparecer por colisión continental. En el presente trabajo se corroboran varias fases y elementos de este modelo, mediante un levantamiento geológico de mayor detalle. Además, se diferencian unidades litológicas del grupo y sus relaciones estratigráficas que determinan los ambientes favorables de acumulación y acreción de los yacimientos de grafito cristalino.

Con base en las relaciones estratigráficas y características petrológicas observadas en las diversas facies litológicas que conforman el Grupo El Hielo, de la regiones de Santa María Peñoles y Toluixtlahuaca, se establece el desarrollo de una plataforma marina entre los 1550-1100 m.a. Esta plataforma estaba situada al poniente del referido geosinclinal y en dirección oriente se formaba por: 1) La facies continental y costera; 2) La facies de plataforma; 3) La facies de cuenca marina y una zona de barra y 4) la zona de trinchera del arco insular volcánico, con su facies flyschoides móvil al poniente (Lámina 8).

Por las características litológicas de varios ambientes de plataforma y cuenca, se deduce que al principio el transporte de los sedimentos detríticos y marinos, fue en dirección oriente. De ahí que los depósitos carbonosos corresponden probablemente a un frente deltaico, con cuencas lacustres delimitadas por barras de arena. Por lo mismo, se infiere la presencia de un elemento positivo al poniente, cuya influencia se encuentra registrada en la facies nerítica, en discusión.

Comparativamente, hacia el poniente los sedimentos de la plataforma presentan mayor influencia del continente, selección y madurez mineralógica. Mientras que al oriente, hacia su borde, los procesos exhalativos volcánicos interfieren en los sedimentos.

Dentro de la zona miogeosinclinal, es posible determinar que las mayores concentraciones de materia carbonosa se acentuaron en las depresiones estables del delta, donde se generaron condiciones favorables para la acumulación, acreción y preservación de la materia orgánica. Su ritmo de depositación estaba regulado por los ciclos estables y turbulentos, relacionados con la tasa de multiplicación de los organismos, cambios climáticos y sedimentarios en los cuerpos de lagos y estuarios.

Al quedar las zonas deltaicas parcialmente delimitadas por las barras de arena y separadas por el mar abierto; sus aguas se mezclaban periódicamente con las corrientes oceánicas ascendentes frías, cargadas de soluciones iónicas de la actividad volcánica del arco (eugeosinclinal) ubicado al oriente, de los yacimientos orgánicos de la Escondida y El Hielo. Estas soluciones se introducían en las marinas marginales y precipitaban debido a los cambios bruscos de pH, Eh, temperatura, presión y topografía subacuática que favorecía las concentraciones elementales; o bien, la precipitación química microbiana se diversificaba y eran aprovechados como nutrientes, como se observa por las diseminaciones de S, Fe, P, Mg, Ba y Ti subordinados al grafito.

En efecto, las referidas relaciones químicas quedan evidenciadas en el Grupo El Hielo, donde los depósitos de grafito comúnmente aparecen asociados con yacimientos singenéticos de manganeso, hierro, de vanadio, titanio, azufre; también se prueba, por las concentraciones de piritita y calcopiritita subordinadas a domos diapíricos, de calco-silicatos, de supuesto origen biogénético. Igualmente, se pueden apreciar algunas concentraciones de apatito (fosforitas) hacia la parte marginal y basal de las cuencas carbonosas de Santa María Peñoles y Telixtlahuaca, de posible origen micro-orgánico.

Por lo mismo, se puede concluir que en estos cuerpos de agua del Proterozoico Medio, se presentaban dos fuentes principales de los depósitos: Por un lado, las partes positivas continentales producían bastante material detrítico areno-arcilloso, con materia orgánica y soluciones silíceas. Mientras que en la zona de cuenca, marginal al arco,

se recibían soluciones vulcanogénicas de azufre, fósforo, manganeso, de hierro, cobre, bario, titanio y magnesio para ocasionar una sedimentación mixta o híbrida, debida a una activa erosión con peculiar deposición caótica y lateralmente móvil.

Facies de Sedimentación

Regionalmente, el Grupo El Hielo se distribuye hacia la margen occidental del arco insular de Telixtlahuaca, donde existen las relaciones estratigráficas y el carácter petrográfico, de las facies litológicas identificadas, dentro de lo que se considera la fase miogeosinclinal del Geosinclinal Oaxaqueño. Su interpretación se apoya en la paleogeografía y sucesión cronológica de las diversas unidades que conforman el Supergrupo Telixtlahuaca del Proterozoico Medio (1350-1100 m.a.).

Con bastante posibilidad, se puede deducir que el Grupo El Hielo se acumuló durante y al finalizar los episodios de magmatismo del arco insular de Telixtlahuaca y previo al paroxismo de colisión continental. Por lo mismo, su depósito se debe a períodos intermitentes de erosión del arco, así como de la secuencia basal del Supergrupo Zimatlán del Proterozoico Temprano. En efecto, en el Grupo El Hielo se han identificado fragmentos conglomeráticos de todas las unidades basales del Complejo Oaxaqueño que incluye además, la aportación de soluciones elementales vulcanogénicas; la disolución y actividad bioquímica que saturaban cuerpos de agua aparentemente tranquilos y someros, con períodos de turbulencia en la zona de trinchera del bloque cabalgante, desde el oriente.

La secuencia vulcanosedimentaria del arco, al sufrir levantamientos periódicos por la subducción del poniente, producían deslaves importantes de arcosas, arcillas y grauvacas feldespáticas (turbiditas) que se acumulaban con rapidez en las depresiones adyacentes a la trinchera de sutura. Desde esta zona móvil de sutura y en dirección poniente, se pueden establecer las diversas facies de sedimentación deducibles por su petrología y componentes mineralógicos, como a continuación se describen a partir de la zona costera o litoral.

1) Litofacies Costera y Continental. - Al describir la facies costera, es importante considerar que independientemente del grado de metamorfismo a que fue sometido el Grupo El Hielo, se tiene la problemática de restaurar la ubicación del depósito de las rocas en el tiempo y el espacio. La causa se debe a la extensa aloctonía tectónica de la Nappa de la Carbonera que exhibe una sobreposición y acreción por escamas de cubierta, donde a la vez existe una profunda erosión hacia la parte occidental que puede ser reconocida a lo largo de los ríos Asunción, Peras y Peñoles. No obstante, su carácter y naturaleza petrológica se define por su trama, estructura primaria relictas, su mineralogía y la posición estructural relativa; particularmente de las zonas litorales y continentales que están mejor expuestas.

El ambiente litoral o sublitoral en las zonas de plataforma, se define en estas regiones gráficas de El Hielo y La Escondida, por la presencia de conglomerados basales heterogéneos y mal seleccionados, algo elongados y deformados, de supuestos abanicos fluviales próximos a la costa. Igualmente, por cuarcitas finas de tono blanquecino y ricas en cuarzo subredondeado, de supuestas playas sujetas a la acción selectiva del viento. El hecho de que estos rasgos primarios de depósito sean observables en el arroyo del Carrizal, ríos Peñoles y de Peras, estén afectados por metamorfismo regional de bajo grado; probablemente se debe a que están ubicados en la parte más externa de la Orogenia Oaxaqueña. Bazán (1984) sugiere que estos conglomerados representan una molasá depositada en el frente de aloctonía, condición que vendría a demostrar una tectónica tipo alpina para la Orogenia Oaxaqueña ya que son postorogenia y aparecen distantes de la zona de sutura.

2) Litofacies de la Plataforma Continental. - Estas litofacies de la plataforma están confinadas a los medios ambientes neríticos de mares epi continentales. Varias secciones pueden ser referidas para observar el carácter litológico de los depósitos de plataforma, como son: Los perfiles de la Barranca de la Hormiga, desde la Estación San Sebastián Sedas y la Estación La Escondida, hasta El Cortijo de la carretera Federal 190 Nochixtlán-Oaxaca. Otras importantes secciones pueden ser observadas a lo largo de los valles de los ríos Peñoles, Peras y Asunción,

en donde se advierten diversos perfiles de plataforma, entre 15 a 35 Km de longitud, que incluyen varios klippes o remanentes de erosión expuestos en la parte occidental de la nappa de la Carbonera y que bien pudieron extenderse varias decenas de kilómetros más.

Si bien el Grupo El Hielo exhibe espesores hasta de 900 m, es importante considerar que se trata de escamas tectónicas de cubiertas, a partir de una falla maestra basal que define el nivel de "décollement" de la nappa de la Carbonera y de donde se acrecionó considerablemente su espesor. Por este hecho, es difícil pensar que los depósitos de plataforma hayan rebasado los 300 m de espesor en mares epineríticos y con profundidades que oscilaron entre la línea costera y unos 80 m de profundidad. Estas relaciones paleogeográficas y tectónicas están bien expuestas en las secciones de referencia; su reconocimiento litoestratigráfico, es posible apreciarlo a partir de la discordancia tectónica referida y que separa a los supergrupos: Zimatlán y Telixtlahuaca.

Aunque la trama petrológica del Grupo El Hielo parece casi monótona, con ciertas observaciones de detalle a lo largo del cauce y perfil del río Peñoles, se pueden diferenciar los cambios de las litofacies distinguibles por su color y composición o agregado mineralógico. Todo el cauce basal del paleocanal es esencialmente pelítico y cuarzofeldespático; pero entre los arroyos del Carrizal y de Contreras existen llamativos domos diapíricos de mármol cipolino, característicos de plataforma, que atraviezan hasta 400 m de paragneises cuarzofeldespáticos. Lentos de conglomerados polimícticos basales fueron sobrecabalgados por la nappa y se observan justo en la zona transicional de la plataforma y la zona de cuenca. Este cambio, se evidencia por el carácter feldespático de los paragneises, bastante sericitizados; más al oriente, el tono blanquesino, cambia a pardo-rojizo y aparecen bandas pedernalosas con apatita, esfena y granate; algo de manganeso, rutilo, pirita y escasa calcopirita. La sucesión estratigráfica, vendría a demostrar una trasgresión al poniente para el Grupo El Hielo y en consecuencia, que la emigración de los hidrocarburos (petróleo bituminoso), fue de oriente al poniente; desplazado de la cuenca, a la zona de plataforma.

Es importante hacer notar que en los extensos reconocimientos realiza-

dos por el autor en el Complejo Oaxaqueño, no se han identificado capas evaporíticas propiamente dichas, como son: halita, yeso/anhidrita postuladas por Ortega-Gutiérrez (1982). La halita en cualquier medio es conspicua y el yeso, representa la forma más degradada del azufre que no pierde su carácter mineralógico por la tectónica; en consecuencia, se piensa que los calcosilicatos y mármoles podrían corresponder a bancos arrecifales de estromatolitos y de cianobacterias, debido a factores químicos y biológicos del Precámbrico Medio; en ambientes epinefíticos, o de lagunar marginal, con muy bajo contenido de magnesio.

3) Litofacies de Cuenca Marina.- La citada cuenca se define justamente al oriente de las facies de plataforma antes descrita, en lo que probablemente constituían las depresiones del talud continental de cuerpos marinos a profundidades batiales. Por los perfiles reconocidos en las secciones tipo, se infiere que los fondos marinos serían del orden de 170 a 250 m de columna de agua y su importancia se relaciona por la generación de materia orgánica de origen bacterial.

El criterio para identificar los ambientes de depósito en esta zona de cuenca antigua, se infiere por su mineralogía y por sus condiciones del pH que sugieren una acidez entre 2 a 5.5, si se considera que en la zona de plataforma era entre 7.8 a 9. Igualmente, la presencia de pirita y marcasita, comúnmente asociada al grafito cristalino, infiere un potencial Eh reductor en condiciones estables, sin circulación y carencia de oxígeno, pues los contenidos de carbono fijo varía del 2 al 5%, en las subcuencas de El Hielo y de La Escondida, de las regiones de Santa María Peñoles y de Telixtlahuaca, respectivamente.

El ambiente marino en esta cuenca estaba compuesto de lodos arcillosos y limosos bituminosos, interestratificados con areniscas finas, cuaríferas y arcosas con alto contenido de materia orgánica en las primeras, proveniente de organismos planctónicos unicelulares. El límite de esta zona batial se define por barreras arcillosas y arenosas; aunque algunos macizos cuarzofeldespáticos y anfibolíticos del Supergrupo Zimatal del basamento, parecen ser determinantes al sur y norte de estas depresiones marinas y que vendrían a originar una serie de subcuencas marginales y en forma de "rosario", hacia el final del Geosinclinal Oaxaqueño.

En cuanto al origen y posición de estos sedimentos de análogo origen al de los hidrocarburos, es controvertido y discutido hasta el presente. Puede que se trate de sedimentos finos arrastrados por corrientes y depositados lentamente, en los frentes batiales de deltas, donde la materia orgánica continental, originaría el aporte principal en forma de barros carbonosos. Otra interpretación descrita por Pettijhon (1975) expresa bioactividad por levantamiento de las cadenas geoanticlinales, en requeridas condiciones semi-aisladas, a partir de la desvitrificación de cenizas volcánicas submarinas. Aunque la segunda versión parece la más acertada, por la presencia de fosforitas y óxidos de manganeso singenéticos y vulcanosedimentarios, comunmente asociados a los yacimientos de grafito, es plausible advertir también, algo de influencia de la primera.

4) Litofacies del Flysch de la Trinchera de Subducción.- Esta zona queda comprendida entre la anterior cuenca marina, ya referida en las secciones tipo de El Hielo/La Escondida y el arco insular de Telixtlahuaca, de naturaleza alcalina y calco-alcalina. La depositación y distribución de esta facies sedimentaria, debida a la tectónica, en el terreno está bien definida por su gran espesor y su carácter predominantemente arcilloso y alternante con estratos arenáceos bien marcados, casi uniformes y rítmicos, sin rocas carbonatadas y materia carbonosa, que son los rasgos peculiares para su identificación, al oeste del arco.

Estos datos petrológicos inferidos a partir de su localidad tipo, expuesta desde la barranca del Hielo y hasta el arroyo Renacimiento del área de Santa María Peñoles, se definen por su consistente inclinación de los paragneises pelíticos y cuarzofeldespáticos hacia el oriente, de supuestas grauvacas y turbiditas; donde los contactos a las zonas adyacentes de cuenca y de arco insular, son repentinamente abruptos. Otra localidad tipo que puede ser reconocida para su identificación, incluye a la sección de paragneises cuarzofeldespáticos y pelíticos, de bandeamiento rítmico y delgado que está expuesta a lo largo del tramo de la carretera federal 190, entre los poblados de Huitzo y La Herradura; donde también, se puede observar la extensa aloctonía de la Nappa de la Carbonera.

Visiblemente, entre la zona de cuenca marina y la zona de trinchera, existió una subzona de barra o plataforma somera, que restringía la circulación y turbulencia del agua; esto permitía la concentración residual de la materia orgánica y la depositación lenta de los detritos, con interferencia química de la actividad bacteriana heterótrofa. En cambio, en la zona de trinchera se generaban grandes volúmenes de sedimentos arcósicos, turbiditas, grauvacas terrígenas provenientes del levantamiento y abrasión del arco volcánico desde el oriente, en una fase móvil y a lo largo de la trinchera de sutura, previa a la colisión de bloques (Lámina 9).

Se puede concluir que comparativamente, los sedimentos de plataforma al poniente presentan mayor influencia del antepaís continental (foreland), selección y madurez mineralógica. Mientras que al oriente, se aprecian depósitos inmaduros, cizallados y de carácter pelítico semejantes al "mélange", provenientes de los desplaves del arco insular de Teixtlahuaca que, estructuralmente, conformaba el traspaís (hinterland).

Facies de Metamorfismo de la Roca Encajonante

Las litofacies de los sedimentos precámbricos anteriormente descritas, se reconstruyen por su posición espacial y paragénesis metamórfica, deducidas de la evolución termodinámica de la Orogenia Oaxaqueña, a partir de un extenso muestreo y estudio petrográfico a través de los perfiles en las secciones tipo, ya referidas. Para mejor comprensión, en el mismo orden de exposición de las facies de sedimentación, se describen sus tramas petrológicas y sus paragénesis metamórficas de las respectivas cuencas de El Hielo y La Escondida.

Para su descripción, es importante considerar que hacia la parte más externa (foreland), en donde aflora la parte basal del Supergrupo Zimatlán, existen relictos o "klimpes" de la extensa Nappa de la Carbonera. De esta expresión alóctona con polaridad hacia el poniente, se determina que las facies litorales y continentales están cubiertas por las facies de plataforma marina, por corrimiento de fallas inversas imbricadas. Asimismo, las facies anteriores, de igual forma, están cubiertas por las facies sedimentarias de cuenca y barra. Finalmente, todos

Visiblemente, entre la zona de cuenca marina y la zona de trinchera, existió una subzona de barra o plataforma somera, que restringía la circulación y turbulencia del agua; esto permitía la concentración residual de la materia orgánica y la depositación lenta de los detritos, con interferencia química de la actividad bacteriana heterótrofa. En cambio, en la zona de trinchera se generaban grandes volúmenes de sedimentos arcósicos, turbiditas, grauvacas terrígenas provenientes del levantamiento y abrasión del arco volcánico desde el oriente, en una fase móvil y a lo largo de la trinchera de sutura, previa a la colisión de bloques (Lámina 9).

Se puede concluir que comparativamente, los sedimentos de plataforma al poniente presentan mayor influencia del antepaís continental (foreland), selección y madurez mineralógica. Mientras que al oriente, se aprecian depósitos inmaduros, cizallados y de carácter pelítico semejantes al "mélange", provenientes de los deslaves del arco insular de Teixtlahuaca que, estructuralmente, conformaba el traspaís (hinterland).

Facies de Metamorfismo de la Roca Encajonante

Las litofacies de los sedimentos precámbricos anteriormente descritas, se reconstruyen por su posición espacial y paragénesis metamórfica, deducidas de la evolución termodinámica de la Orogenia Oaxaqueña, a partir de un extenso muestreo y estudio petrográfico a través de los perfiles en las secciones tipo, ya referidas. Para mejor comprensión, en el mismo orden de exposición de las facies de sedimentación, se describen sus tramas petrológicas y sus paragénesis metamórficas de las respectivas cuencas de El Hielo y La Escondida.

Para su descripción, es importante considerar que hacia la parte más externa (foreland), en donde aflora la parte basal del Supergrupo Zimatlán, existen relictos o "klippes" de la extensa Nappa de la Carbonera. De esta expresión alóctona con polaridad hacia el poniente, se determina que las facies litorales y continentales están cubiertas por las facies de plataforma marina, por corrimiento de fallas inversas imbricadas. Asimismo, las facies anteriores, de igual forma, están cubiertas por las facies sedimentarias de cuenca y barra. Finalmente, todos

los anteriores están sobre cabalgados por fallas inversas, debidas a corrimientos y empujes de los sedimentos de la facies flyschoide de la trinchera, adyacente al arco. Por último, el arco insular de Telixtlahuaca cubre parcialmente al Grupo El Hielo, en una extensa aloctonía donde los cuerpos diacrónicos penetran toda la secuencia del arco.

La anterior interpretación ha sido consistentemente corroborada en los valles y cañones de los ríos Parián, Tomellín, Garza, Peñoles, Sedas, La Hormiga, Peras y San Bernardo, San Pedro y San Antonio para definir un modelo, sin antecedentes en el Precámbrico. Por ejemplo, las concentraciones carbonatadas y magnesianas silíceas de origen químico-biológico (calcosilicatos magnesianos) de la zona de plataforma, sufrieron movilizaciones diapíricas espectaculares, al atravesar las facies cabalgadas de cuenca, barra, flyschoide y al mismo arco insular de Telixtlahuaca; que incluye, al Supergrupo Zimatlán de la parte interna cabalgada.

Varias localidades pueden ser observadas de estos fenómenos gravitacionales de diapirismo, que se desprenden desde su nivel de "décollement" bien expuestos, en los afluentes del río Peñoles, como son los arroyos de Contreras y de El Carrizal en el yacimiento de grafito cristalino de El Hielo. Igualmente, en el yacimiento del Cerro de la Cucharita en Telixtlahuaca. Particularmente llaman la atención los impresionantes domos diapíricos expuestos en el área de El Trapiche y Santa Cruz Mixtepec, sobre el río San Bernardo que atraviesan la secuencia del Supergrupo Zimatlán alóctona que constituye la Sierra de Vigallo. Esta interpretación de los episodios locales de diapirismo en facies de anfibolita, sustancialmente difiere de la expuesta por Ortega-Gutiérrez (1977) quien aparentemente los confunde con eventos de anatexis plutónica y en la facies de granulita, a temperaturas de 800° C.

1) Petrología de la Zona Costera y Continental.- Las paragénesis de la facies costera y continental, esencialmente se restringen al basamento del antepaís (foreland) que comprende al Supergrupo Zimatlán. La muestra representativa de esta localidad y siguiendo el modelo secuencial expuesto a lo largo del río Peñoles, fue tomada en la mina aurífe

ra de El Rosario, emplazada en paragneises cuarzofeldespáticos y de hornblenda del Proterozoico Temprano, a 2 Km al poniente del poblado de Santa María Peñoles. Las rocas exhiben trama crema, gris-verdoso interbandeadas, de estructura compacta y textura gneisoide, algo esquistosa. Al microscopio, exhibe un mosaico de minerales esenciales de andesina, cuarzo, calcita, moscovita y clorita, así como muy escasa pirita aurífera, epidotay materia carbonosa como accesorios. Los minerales secundarios incluyen: sericita y hematita, como producto de alteración de los anteriores. La roca se interpreta como una cuarcita o arenisca afectada por metamorfismo regional en la facies de esquistos verdes, de clase química cuarzofeldespática.

Otra muestra tomada de la parte más externa de la Orogenia Oaxaqueña, en lo que parece definir los depósitos sublitorales hacia el poblado de Santa María Peñoles y próxima al contacto basal con el Supergrupo Zimatlán; incluye, a paragneises pelíticos y cuarzofeldespáticos de tono pardo, gris oscuro y crema interbandeados en estructura compacta, algo esquistosa (cataclástica), que muestra una asociación de minerales esenciales de: biotita, cuarzo, moscovita, albita y como accesorios granate y minerales opacos, con diseminaciones de hematita y clorita como minerales secundarios que definen un metamorfismo regional de baja intensidad, en facies de esquistos verdes y clase química pelítica. Su clasificación petrográfica es: Esquisto cataclástico de biotita-moscovita-cuarzo-albita.

2) Petrología de la Zona de Plataforma Continental. - Incluye mantos y cuerpos de mármol silíceos y magnesianos en forma de diques y domos diapíricos que intrusionan toda la secuencia cabalgada, a partir del nivel de "décollement" representado por una discordancia tectónica entre el Supergrupo Zimatlán y el Grupo El Hielo. Estos cuerpos de mármoles, exhiben bancos bandeados y plegados "in situ" entre paragneises cuarzofeldespáticos y pelíticos; comunmente se observan, asociados a depósitos de manganeso, fosforitas y con la peculiar presencia de sulfuros de hierro y cobre, con algo de grafito cristalino. Estas asociaciones descartan la posibilidad de que sean depósitos evaporíticos, por tratarse de una plataforma continental próxima a una cuenca ácida y re

ductora; condición que se corrobora con las diversas facies expuestas en la presente tesis.

La naturaleza diapírica de estos cuerpos de carbonato dentro del Grupo El Hielo fue establecida por Bazán (1984); a diferencia de Ortega Gutiérrez (1977) que discute su naturaleza a una fase plutónica anatéctica. Las observaciones de campo refieren que estos depósitos de origen químico aparecen plegando e intrusionando a los diversos paragneises como resultado de una componente vertical, debido a los empujes desde el oriente. Su estructura fluidal es resultado del incremento de la presión, en condiciones de inestabilidad gravitacional por su baja densidad comparativa con las rocas encajonantes y evidentemente, a temperaturas menores de 500°C. Varios cuerpos analizados petrográficamente exhiben un mosaico de estructura compacta y textura fanerítica, de media a gruesa, Sus componentes principales consisten esencialmente de calcita y como minerales accesorios moscovita, forsterita serpentinitizada, tremolita y diópsido, flogopita, pirita, calcopirita y hojuelas de grafito, así como magnetita y óxidos de hierro. Se clasifica a esta roca como un mármol de forsterita-muscovita, proveniente de una antigua caliza magnesiánica y metamorfoseada en facies de anfibolita; la común presencia de sulfuros y materia orgánica, posiblemente se debe a incorporaciones durante su flujo penetrativo en rocas que lo contenían.

3) Petrología de la Zona de Cuenca Marina. - La descripción de esta zona comprende apropiadamente a los yacimientos de grafito cristalino de El Hielo y de La Escondida. En conjunto se pueden definir dos unidades de carácter mineralógico distintivo. La unidad basal varía de 3 a 35 m, comunmente se observa yaciendo al Grupo El Trapiche y consiste de paragneises cuarzofeldespáticos de color pardo-amarillento, algo masivos, compactos y se caracterizan por alto contenido de sulfuros y de fosforitas asociados a bancos de cuarzo opalino gris-azul. Varios ejemplares estudiados al microscopio identificaron las siguientes asociaciones paragenéticas: a) Paragneises de plagioclasa-cuarzo-apatita-pirita-grafito; b) paragneises de cuarzo-microclina-andesina-biotita-pirita. Los sulfuros son granos anedrales y vetillas de pirita, arsenopirita y calcopirita. La apatita es muy radiactiva y se detecta fácilmente por la presencia de torio principalmente y algo de uranio.

La segunda unidad representa la cima de la anterior con espesor de unos 40 m, que se acuñan al poniente. Comprende paragneises cuarzo-feldespáticos de bandeamiento delgado y laminar, de 3 mm a 2 cm; de color gris pardo y que adquiere tonos pardo rojizo al intemperismo, de clara estructura gneisoide y donde las escamas de grafito cristalino en hojuelas de 1 a 7 mm es notable. Una muestra basal, tomada 1 km al oeste de la escuela del poblado El Hielo y sobre el cause del río Peñoles, reportó un agregado esencialmente de microclina peritítica y cuarzo, así como de granate, grafito, biotita, apatito y zircón redondeado, con sericita y hematita como producto de alteración, que definen una antigua arenisca arcósica afectada por metamorfismo regional, en facies de anfibolita.

Otra muestra tomada de la parte superior de esta unidad expuesta en el arroyo de Cargamento, exhibe paragneises pardo anaranjado, crema y gris oscuro de textura gneisoide que tiene como minerales esenciales cuarzo y microclina, así como los accesorios moscovita, grafito y albita, con sericita y hematita como productos de alteración. Un rasgo estructural de esta unidad petrológica, se relaciona con la reiterada posición, comunmente cabalgante sobre conglomerados que Bazán (1984) define como una facies mollassica, debido a que cubren todo el frente de la nappa de la Carbonera, con polaridad hacia el poniente.

El referido conglomerado ha sido observado en los ríos San Bernardo, Peras, Peñoles y Parián y forma una facies sedimentaria del Grupo El Hielo; comúnmente yace en la zona de plataforma y en aparentes abanicos discordantes. Su depósito expresa una posición muy externa que yace sobrecabalgado por los depósitos de cuenca con grafito; pero su facies, es de menor intensidad. Es heterogéneo y mal seleccionado, en ocasiones contiene hojuelas de grafito cristalino; sus componentes, incluyen fragmentos subredondeados de origen máfico y félsico, en matriz arenosa y pelítica.

El área de mejor exposición para observar el carácter del conglomerado se establece en la barranca de Contreras, en el depósito El Hielo. Una muestra estudiada en lámina delgada exhibe tonos verde, gris oscuro y rosado; su estructura es compacta, algo gneisoide, con fragmentos

cuarcíferos, cuarzofeldespáticos y máficos de 1 a 10 cm, de evidente origen hidroclástico or tener un mosaico esencialmente de cuarzo, microclina pertítica y andesina, con un mosaico heterogéneo de granate biotitizado, moscovita, magnetita, rutilo y zircón redondeado como accesorios. Los minerales secundarios están constituidos por micas como son biotita, clorita y sericita que aparecen también como matriz arcillosa, en el material conglomerático. Si se prueba que este material detrítico proviene del arco insular de Telixtlahuaca como parece acontecer, se definiría la mollasse típica del Proterozoico Medio, similar al "alpino". La clasificación petrográfica mostró paragneises cuarzo-microclina-plagioclasa-granate de metamorfismo regional de intensidad moderada y cuyos componentes mineralógicos se relacionan con los grupos Oaxaca y Tejalapan, distribuidos al oriente.

3a) Petrología de la Zona de Barra. - Esta zona marginal está ubicada inmediatamente al oriente de la cuenca marina y se define por su naturaleza arcillosa, parcialmente cuarzofeldespática y cuarcífera que carece de cuerpos calcáreos y de materia carbonosa. Tiene, sin embargo, hacia su margen oriental cuerpos cuarcíferos macizos con diaminaciones de pirita y calcopirita de origen vulcanogénico, ya que provienen de soluciones marinas del arco insular. La localidad típica de referencia, puede ser observada a lo largo del río Renacimiento, justo al oriente del yacimiento de El Hielo y poblado del mismo nombre.

Dos muestras representativas de la zona de barra (?) establecen las características petrológicas y paragenéticas de esta zona estable del fondo marino que favoreció un mayor depósito y acreción de la materia sapropelítica de la cuenca marina. La primera muestra tomada del borde occidental, contiene una trama de paragneises pelíticos y cuarcíferos de bandeamiento delgado; son de tono crema-amarillento con manchas grises oscuro, de estructura compacta y de textura gruesa granoblástica y ligeramente gneisoide. Contiene un agregado de cristales anedrales, de cuarzo, pertita, oligoclasa, andesina y biotita, donde las plagioclasas están ligeramente sericitizadas y presenta vetillas de hematita

Hacia el borde oriental de esta zona platefórmica de barra, aparecen crestones bandeados esencialmente cuarzo-feldespáticos con sulfuros diseminados, en una trama de paragneises gris blanco con bandas blancas de estructura compacta y textura gnéisica, ligeramente granoblástica. Al microscopio, la roca se observa formada por cristales anedrales de cuarzo, microclina con pertitas entrelazadas con diopsida, esfena y hornblenda, parcialmente reemplazada por calcita. Presenta cristales deformados de pirita, calcopirita y arsenopirita escasamente diseminados y rellenando pequeñas fracturas entre los esenciales. Esta roca se clasifica como una ortocuarcita feldespática con sulfuros de una fuente vulcanosedimentaria o exhalativa del arco de Telixtlahuaca, metamorfoseada por un evento regional en facies de anfibolita.

Debe hacerse notar que esta zona de barrera de carácter estructural y conspicua, en los perfiles de las subcuencas marinas batiales de El Hielo y La Escondida, fue siempre un enigma de interpretación; por lo que se refiere a su facies litológica de sedimentación, como a su posición estructural en el contexto de evolución tectónica de la Orogenia Oaxqueña. El Hecho de presentarse entre los sedimentos de plataforma y de la facies flyschoides de la trinchera; al oriente, de los depósitos de grafito cristalino, son datos que revisten importancia geológica por estudiar. Al revisar la literatura geológica, sobre este tipo de sedimentos se encontró que las descripciones de Aubouin (1965) y Pettijohn (1975) establecen el mismo concepto de las "facies preflysch" preorogénica; al observar su carácter pedernaloso y arcillo arenoso en un medio semiestable y que provienen de los rápidos influjos retrabajados de la sedimentación flysch, que incluye soluciones bioquímicas de origen volcánico, como son los sulfuros de Fe.

4) Petrología de la Zona de Flysch de la Trinchera.-

Estos paragneises se distribuyen en la parte más oriental del Grupo El Hielo, adyacente al arco insular de Telixtlahuaca, donde aparentemente se interdigita con el Grupo Tejalapan de la parte interna. Se puede deducir, que sus primeros afloramientos aparecen hacia el parteaguas de la Sierra del Hualache; su contacto regional con las secuencias de los grupos Tejalapan y Oaxaca del arco insular, es burdamente Norte-Sur y

puede ser marcado por la línea que une a los poblados de Santa Inés del Monte, San Sebastián Sedas y Tejocotepec, donde el Grupo El Hielo, con su impresionante nappa quedaría al poniente y cubierta por el arco insular de Telixtlahuaca al oriente. El arco, también sobrecabalga y empuja a todo el Grupo El Hielo, durante el evento de la subducción.

También es posible hacer algunos diagnósticos petrológicos y estructurales adicionales a los ya reportados por Bazán (1984 y 1987) para diferenciar a los grupos Tejalapan y El Hielo. Por ejemplo, el Grupo Tejalapan yace consistentemente sobre rocas verdes del Grupo Oaxaca y a su vez, está intrusionado por diques subvolcánicos del Subgrupo Vigallo. Su mayor competencia, se debe a su bandeamiento cuarcífero, algo arcósico grueso, que alterna con bandas máficas gris verde. Peculiarmente contiene el piroxeno diópsido asociado a biotita, algo de granate y muy escasa hornblenda en un mosaico de microclina pertítica, oligoclasa y andesina. Los minerales accesorios comunmente son: moscovita, rutilo, circón y apatita. Exhibe débiles alteraciones de clorita y sericita, pero muestra manchones de hematita como un rasgo adicional.

Por otra parte, el Grupo El Hielo proviene principalmente de la secuencia vulcanosedimentaria del arco insular. Es predominantemente pelítico y plástico; bandeamiento delgado, donde los ferromagnesianos como diópsido y hornblenda, en la zona flyschoides de la trinchera, son muy escasos, o fuertemente uralitizados. La plagioclasa sódica está muy sericitizada y en ocasiones epidotizada. El granate, comúnmente es biotitizado y de hecho, a medida que se alejan del arco, las facies de plataforma y litoral, no incluyen diópsido y hornblenda sino que la clorita se incrementa con algo de albita, en fases de milonitización incipiente. Estas relaciones de la trama petrológica del Grupo El Hielo, demuestran que gradualmente la facies de anfibolita de la zona de sutura, disminuye a facies de esquistos verde hacia el poniente en lo que constituye el frente de la nappa de la Carbonera.

Unos ejemplos de la facies de flysch que ilustran lo anterior, se especifica en las paragénesis de tres estudios petrográficos de muestras tomadas justamente en el parteaguas de la Sierra del Hualache, e inmediatas, al poniente del arco insular de Telixtlahuaca. La primera mues

tra fue tomada donde nace el río Renacimiento, sobre el camino que se dirige al poblado de Santa María Peñoles. Se trata de paragneises semicompactos, con foliación gneisoide de tono gris verde, rosa y pardo que tienen como minerales esenciales oligoclasa, cuarzo y microclina perthítica; los accesorios incluyen: moscovita, biotita, granate biotitizado, con rutilo, zircón y magnetita. Los minerales secundarios son sericita, clorita, biotita, epidota y hematita, como producto de una intensa alteración, en rocas cuarzofeldespáticas y pelíticas.

Otra muestra fue obtenida hacia el entronque del camino que se dirige a la ranchería de Tierra Caliente, del área de Tlazoyaltepec. Los datos de campo refieren paragneises de color gris verdoso y pardo, compactos y de textura gneisoide que tienen como minerales esenciales microclina perthítica, oligoclasa y cuarzo, donde los minerales accesorios consisten de diópsido serpentizado y cloritizado, biotita, magnetita y apatita. Los minerales secundarios consisten de sericita, clorita, serpentina, epidota y hematita, que definen un Gneis de plagioclasa-cuarzo-diópsido-biotita muy alterada y metamorfoseada en una facies de anfibolita de carácter regional.

Finalmente, en la parte más alta del camino de Sta. Inés del Monte y San Miguel Peras, se tomó la muestra en una sucesión de paragneises delgados de tono crema y verde; algo compactos y de textura gneisoide que tienen como minerales esenciales: Plagioclasa sódica sericitizada y epidotizada, cuarzo, microclina perthítica y piroxenos muy uralitizados, con los accesorios esfena y magnetita. Los minerales secundarios consisten de uralita, epidota, sericita y hematita como producto de alteración. Los paragneises se clasifican así: de andesina-microclina-cuarzo-piroxenos, de clase química cuarzofeldespática y afectados por un metamorfismo regional de intensidad moderada, seguido de una diaftóresis tardía, en facies de esquistos verdes.

Lo interesante del carácter paragenético de las rocas metamórficas descritas, se relaciona con el hecho de que a partir de sus tipomorfos; es posible identificar las facies litológicas de sedimentación y el ambiente de su depósito.

DESCRIPCION DE LOS YACIMIENTOS

A continuación se describe una serie de consideraciones geológicas y mineras, a fin de evaluar económicamente los yacimientos de grafito cristalino; información necesaria que define los parámetros de investigación técnica, antes de tomar la decisión para instalar una planta de beneficio.

Mediante el análisis de los yacimientos de grafito cristalino en las respectivas regiones de Telixtlahuaca y Peñoles, se puede determinar que su forma, distribución y leyes, obedecen a un patrón petrológico, estratigráfico y estructural. Estos criterios de control geológico, previos a la evaluación, permiten determinar técnicas nuevas para la prospección de otros depósitos análogos, en regiones potenciales.

Se puede establecer que para definir una región potencialmente favorable para la concentración de grafito cristalino, debe ser localizada dentro de una cuenca marina de circulación semi-restringida; situada entre la plataforma continental, al oriente y de la margen occidental del arco insular de Telixtlahuaca, del Proterozoico Medio (1350-1100 m.a.). Por esta razón, es de gran importancia identificar las litofacies para determinar los cambios y límites de la mineralización, así como la superposición de las mismas para interpretar los episodios tectónicos.

Si se consideran las referencias tectónicas de Bazán (1987) respecto a la problemática que se tiene para la reconstrucción de los ambientes y cambios de facies por la intensa compresión horizontal de la Orogenia Oaxaqueña, no serían complicadas si se llevara a cabo un riguroso control litoestratigráfico. Por ejemplo, la marcada aloctonía e imbricamiento del Grupo El Hielo en dirección poniente, que involucra el metamorfismo regional en facies de anfibolita y su deformación plástica que borra el carácter litológico de la sedimentación, son algunas de las interferencias que dificultan la interpretación.

El levantamiento regional, en parte algo detallado, de las rocas precámbricas del Complejo Oaxaqueño, ha permitido diferenciar las zonas-

potenciales y favorables para localizar concentraciones de grafito cristalino y que se basa en el desarrollo del modelo geológico-minero de El Hielo. Las claves petrológicas, estructurales y metalogenéticas se definen por el control estratigráfico ya expuesto, aún en complejas zonas aisladas donde aparecen klippen y remanentes de la erosión diferencial, en pequeños cerros aislados de la parte más externa del frente de la nappa. Esta interpretación conduce a reevaluar el potencial de las reservas en otras localidades, a partir del monto de mineral cubido en el Cerro de la Cucharita con 2 M/T, o bien los 20 M/T de la región de La Escondida y particularmente, las 70 M/T del área de Santa María Peñoles.

Es indudable que la distribución, espesores y carácter morfológico de los cuerpos de grafito cristalino, resultan del entorno paleogeográfico y de las condiciones físico-químicas propias de su acumulación. Hacia las zonas más profundas hubo mayor acumulación de materia orgánica, donde de hecho había una depositación tranquila y el medio reductor apropiado; en cambio, hacia los bordes los depósitos tienden a un acuñamiento y desaparecen. La mayor concentración ocurre precisamente en paragneises pelíticos y cuarzofeldespáticos que incluyen arenas, arcillas, lutitas y pizarras bituminosas profundas, donde se generó y acreció el sapropel. Mientras que las unidades litológicas desfavorables son las de naturaleza clástica, los terrígenos y las químicas.

Comunmente, las unidades litológicas basales exhiben mayor acumulación de azufre, fósforo, manganeso y escaso grafito. La diversidad mineralógica, también define las condiciones ambientales en que aconteció la concentración orgánica y su posterior emigración, a zonas favorables. En estas condiciones, uno de los principales problemas a resolver en la evaluación de las reservas, radica en determinar la potencialidad del yacimiento y su límite comercial, tanto en la zona generadora como en las trampas estratigráficas y estructurales.

Los límites litológicos naturales que definen la paleogeografía de la cuenca, se determinan por el desarrollo de antiguos ambientes litorales-sublitorales, así como por las rocas características de plataforma, como son dolomías calcáreas intercaladas con arcosas, arcillas,

subarcosas y cuarcitas. Estos depósitos que yacen al basamento Huro-niano (Supergrupo Zimatlán), muestran mayor selección y madurez mine-ralógica y química que los depósitos pobremente seleccionados e inma-duros que aparecen diseminados en el material proveniente del arco insular de Telixtlahuaca (grupos Oaxaca, Tejalapan y Subgrupo Vigallo), distribuidos al oriente. De alguna forma, todos estos datos petroló-gicos del yacimiento, favorecen o limitan las condiciones económicas de las concentraciones del carbono.

Probablemente, el mayor rasgo de importancia geológica y topográfica que distingue a los yacimientos de grafito cristalino enclavados en las rocas precámbricas del Complejo Oaxaqueño, se relaciona con su buena exposición en el terreno. Sin embargo, su riqueza y extensión, difícilmente podría ser valorado sin el control petrológico, estrati-gráfico y estructural de cada uno de los yacimientos. Por ejemplo, la morfología de los yacimientos de El Hielo y La Escondida, ha sido re-sultado de los estudios geológicos referidos y que, sin el mapeo y el muestreo sistemático correspondiente, no podrían fácilmente ser descu-biertos aún con los profundos cortes de los arroyos.

Aunque a nivel regional los yacimientos de El Hielo y La Escondida expresan un comportamiento análogo, en cuanto a la distribución de la mineralización en su ambiente petrológico; existen algunas diferen-cias estratigráficas y estructurales relacionadas con la secuencia misma del Supergrupo Telixtlahuaca, particularmente con el basamento donde se generaron los depósitos de grafito cristalino. Por ejemplo, hacia el área de Telixtlahuaca, se tienen relictos ofiolíticos vulca-nosedimentarios y biogénicos del Grupo Oaxaca que expone la parte basal del arco insular de Telixtlahuaca. Esta referencia da idea de la profunda erosión a que fue sometida la secuencia volcánica marina, al tiempo que se generaban y depositaban las concentraciones orgáni-cas del Grupo El Hielo.

Por otra parte, es notable que mientras más se aproximen las concen-traciones de grafito hacia el oriente y en dirección del arco insular, se incrementa el carácter pelítico de los paragneises y empiezan las concentraciones vulcanogénicas de Fe, S, Mn, Ti, F, P, Th y Ba. Mien-

tras que al poniente decrecen; sin embargo, el cuarzo, Ca, Na, K, Na y Al notablemente se incrementan. El incremento del cuarzo sobre el feldespato, favorece el crecimiento de la hojuela hasta alcanzar un porcentaje de más de 60% de +48 mallas, que viene a reeditar en la mayor comercialidad del yacimiento.

Otro importante dato mineralógico, está en función de la asociación litológica, al inferir que el tamaño de la hojuela del grafito cristalino decrece en las zonas pelíticas, pero comunmente se enriquece en las feldespáticas, sin llegar a desarrollar grandes hojuelas. Parece evidente que la zonación pelítica y feldespática, con la característica presencia de moscovita o biotita, define lo que constituía el cauce o fondo marino de la cuenca, que en el área de Santa María Peñoles toma la forma de un vertedor tipo "V". No obstante, este fondo marino que viene a constituir el "núcleo" del yacimiento, se presenta intensamente argilitizado y caolinizado en parte, en un proceso muy posterior, al metamorfismo regional y donde se observan comúnmente, concentraciones piritosas de 1 a 6% de azufre, con grafito finamente diseminado, pero de bajo rendimiento comercial.

Se puede concluir, que las facies litológicas del Grupo El Hielo, que no reúnen condiciones geológicas favorables primarias para poder localizar concentraciones comerciales de grafito cristalino, comprenden: Las facies flyschoides, las cuñas de metaarcosas de los bordes de las cuencas marginales, unidades marcadamente turbidíticas, manganesíferas, sulfurosas y los depósitos clásticos molásicos; además, los depósitos calcáreos y dolomíticos de plataforma de origen químico. Pero debido a que el grafito cristalino exhibe la fluidez de los hidrocarburos, tal como se evidencia, es posible encontrar trampas estratigráficas y estructurales en cualquiera de las rocas anteriores.

En igualdad de condiciones a los depósitos de hidrocarburos, es posible establecer los mismos criterios de interpretación, como suele ser para definir a las rocas generadoras y las almacenadoras, con relación a la porosidad primaria y la inducida. También, es importante mencionar que como resultado del análisis petrológico de los yacimientos

tos de grafito cristalino, constituyen una importante guía biológica que permite reconstruir la paleogeografía y procesos sedimentarios acontecidos en el Proterozoico Medio de Oaxaca (1350-1100 m.a.). Representan además, los elementos principales de las estructuras durante la evolución tectónica de la Orogenía Oaxaqueña (1100-990 m.a.).

Por ejemplo, las características estructurales y litoestratigráficas del Grupo El Hielo, definidas por el bandeamiento S_1 , es paralelo al plano de estratificación S_0 . En consecuencia, las diversas estructuras, se diferencian por el carácter petrográfico y diferencias químicas del yacimiento. Por lo mismo, la forma tabular de los cuerpos de grafito cristalino se orientan en dirección del bandeamiento, en fajas casi paralelas que alternan con otras estériles y con potencias variables hasta de 250 m. Notablemente, su potencia se incrementa al oriente en donde buza; justo hacia el contacto estructural basal que se define por el plano de cabalgadura principal y falla maestra. En contrario, la mineralización sufre un acuñamiento hacia la cima.

Con el propósito de establecer la forma, distribución y concentración mineralógica del grafito en las regiones de Santa María Peñoles y Francisco Telixtlahuaca, enseguida se describen los rasgos más peculiares de los yacimientos; haciendo énfasis a su litoestratigrafía, paleogeografía y rasgos estructurales a fin de que pudieran servir de modelos comparativos, en otras interpretaciones geológicas.

A) La Subcuenca Grafítica de Peñoles

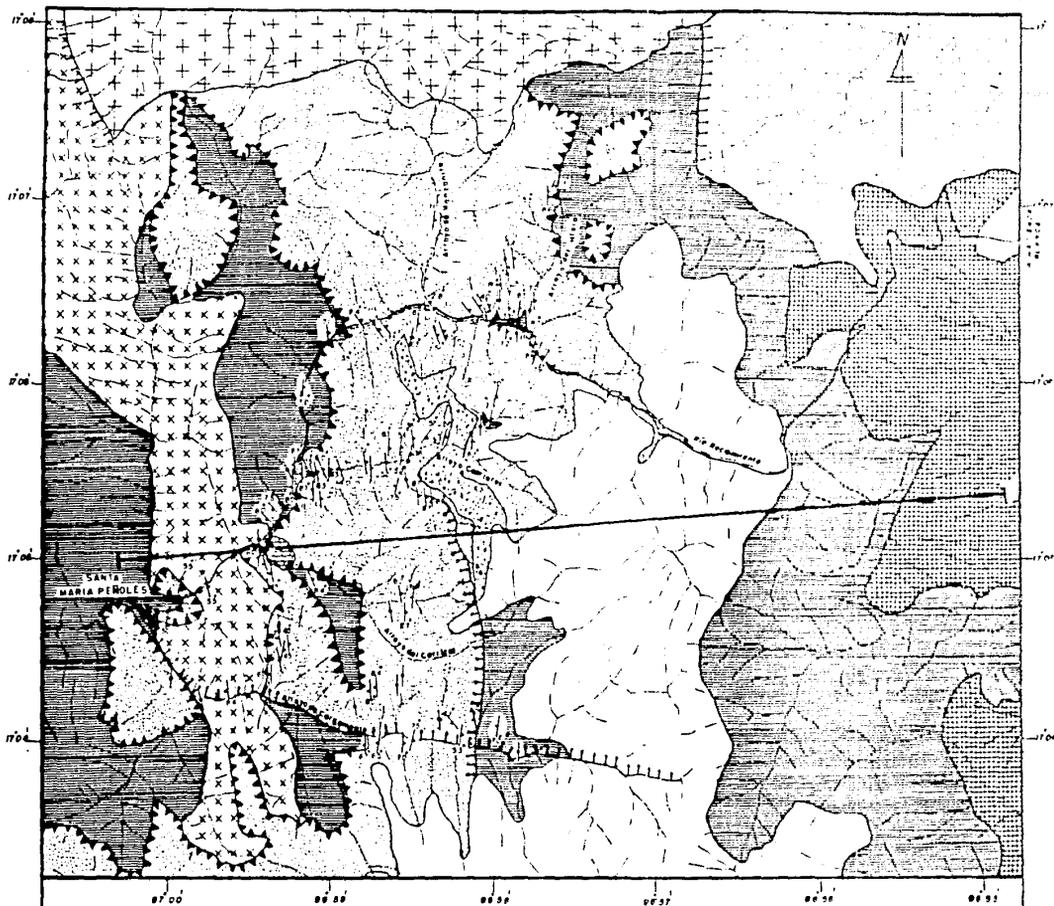
Esta subcuenca cubre unos 40 Km² y se define por la configuración basal del Grupo El Hielo; más propiamente, por el relieve que tiene el Grupo El Trapiche que constituye el basamento paleogeográfico y antepaís de la Orogenia Oaxaqueña. En estas condiciones, la subcuenca de Peñoles formaba una estructura alargada de unos 10 Km, orientada burdamente al noreste, donde el fondo de la cuenca se identifica por el carácter petrográfico de los sedimentos, a lo largo del cauce del río Peñoles. La intensa alteración y el carácter deleznable de los paragneises cuarzofeldespáticos y pelíticos que integran el yacimiento de grafito, facilitan que las corrientes fluviales socaven profundos cañones hasta:

alcanzar el basamento y que define el límite inferior del yacimiento, así como el nivel base de erosión por su mayor dureza (Plano A).

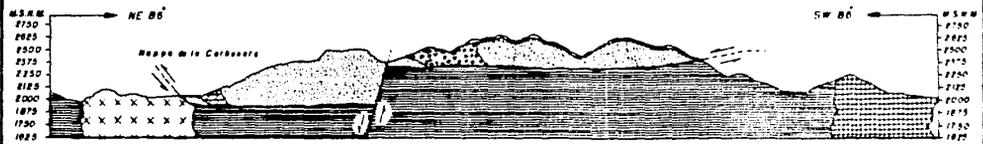
De igual forma, varios afluentes o tributarios que desembocan al río Peñoles, socavaron el depósito de grafito cristalino hasta su parte basal, para exponer espesores de mineral hasta 500 m. Por ejemplo, el arroyo Recibimiento donde nace el río Peñoles, se inicia el depósito justamente en el entronque con la barranca de El Hielo y en dirección al Suroeste, recibe las aguas del arroyo Manzanita; seguidamente, del arroyo Contreras; más adelante, del arroyo El Carrizal y finalmente, del arroyo Cargamento. Los profundos cortes de estos arroyos, permiten configurar con bastante detalle las características geológicas y mineralógicas del yacimiento grafitico, sin necesidad de obras mineras y barrenación de diamante. Esto ha traído consigo el ahorro sustancial de varios millones de dólares, si se consideran las fuertes inversiones gastadas en yacimientos más pequeños en Canadá y en otros países. Sin embargo, se debe considerar que la profunda erosión alcanzada, representa cuando menos otro volumen igual erosionado por el tiempo.

Por datos de campo, se deduce que la mayor parte de la mineralización acontece hacia la parte central y baja de una antigua cuenca marina del Proterozoico Medio, donde su eje estructural mayor, está orientado sensiblemente Norte-Sur y por unos 10 Km; normal, a la fuerza tectónica de compresión del oriente.

Los límites geológicos se definen por las reconstrucción de las facies sedimentarias ya descritas y elementos estructurales reconocidos, regionalmente. Al oriente, quedaba delimitada del mar abierto por una zona de barra (anteflychs) y próximo a los depósitos flyschoides de la cabalgadura regional del arco insular de Telixtlahuaca. Hacia el poniente, por la secuencia nerítica de plataforma del antepaís, así como de la margen litoral y continental. En cambio, hacia el norte y sur respectivamente, existen masas batolíticas de Huitzo y Contreras, del Paleozoico, que incluyen aureolas de anortozitización de tipo alcalino. Es muy posible que estas zonas granitoides emplazadas en el Grupo El Trapiche, sean los taludes de la propia cuenca, donde el grafito resultó un refractario natural que evitó la recristalización anatexítica de los -



MAPA Y SECCION GEOLOGICA DE LA REGION DE SANTA MARIA PEÑALES



SÍMBOLOS GEOLOGICOS

- Suelos
- Granito Multizo
- Subgrupo Vigalito, ortogneiss ultramáfico y cornaño de piroxenos
- Grupo El Hielo, Metatonglomerados y cuarcitas
- Grupo El Hielo, Dome diaspórico, de calcosilitos
- Grupo El Hielo, paragneiss cuarzo-feldespáticos y pefíticos
- Grupo Tajuapán, paragneiss cuarzo-feldespáticos
- Subgrupo Peñoles, ortogneiss metadiabásicos y mozdioríticos
- Grupo El Trapiche, paragneiss cuarzo-feldespáticos y de hornblenda

LEYENDA

- CONTACTO GEOLOGICO
- FALLA NORVEL
- FALLA INVERSA
- RUMBO E INCLINACION DEL BANDEAMIENTO.
- RIO Y ARROYOS
- CAMINO DE TERRACERIA
- POBLADO.



PLANO A

UNAM
FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
BAZAN PEREYAS D SERGIO
1990

paragneises en el yacimiento, si se considera que la mineralización grafitica termina cuando se inicia la granitización.

Para interpretar la evolución tectónica de las subcuencas que alojaban las concentraciones de residuos orgánicos, se puede inferir tentativamente un modelo bastante práctico que las situaba entre la plataforma del antepaís, al poniente y la trinchera del arco insular, al oriente. Estas pequeñas cuencas al ser sometidas a las fuerzas convergentes de bloques, tomaron la figura de un "elipsoide de deformación", donde el eje mayor sigue el "trend" de la cadena orogénica y el eje menor, se relaciona con la fuerza principal, proveniente del "hinterland" que refiere la masa cratonizada del Supergrupo Pápalo.

Se puede visualizar también, en relación al relieve del basamento (Grupo El Trapiche) y por los grandes espesores del Grupo El Hielo acrecionados por la Orogenia Oaxaqueña, que las subcuencas donde se acumuló la materia orgánica, hidrocarburos probablemente, consistían en pequeños paleocañones tipo vertedor con restringida circulación, pero con influencia de la actividad volcánica submarina. En efecto, el yacimiento alcanza sus mayores espesores a lo largo del río Peñoles y se acuña notablemente, hacia los bordes del basamento norte y sur, respectivamente. Aparentemente, todas las concentraciones de grafito cristalino se localizan a lo largo del frente de aloctonía de la Orogenia Oaxaqueña.

Uno de los factores litológicos de gran importancia que le pueden dar mayor valor comercial al yacimiento, se relaciona con las impurezas mineralógicas que representen problemas de separación en el proceso metalúrgico. Tales minerales suelen ser la pirita, azufre libre, exceso de biotita o muscovita; los abrasivos como granate, rutilo, circón, apatito, esfena y monacita son escasos, aunque fácilmente separables, suelen encarecer el proceso. Afortunadamente estos minerales no aparecen en concentraciones importantes y más bien, se distribuyen en pequeñas zonas y en cantidades mínimas, donde el grafito cristalino es de baja concentración química, como acontece hacia la parte norte del yacimiento.

Ya se ha mencionado que estructuralmente el yacimiento de grafito cristalino de El Hielo, consiste en una alternancia de fajas o cinturones mineralizados y completamente estériles, que se prolongan a rumbo en forma paralela, con variable potencia y contenido de carbono. Se presupone que las fajas estériles, comprendían la cubierta o "capa sello" que impedía la emigración de los hidrocarburos precámbricos, dado el carácter pelítico y cuarzofeldespático de los paragneises que la cubrían, así lo sugieren.

Todos los cuerpos mineralizados se encuentran estructuralmente controlados por una sucesión imbricada de fallas inversas. Como los depósitos residuales de materia orgánica yacían directamente sobre el basamento, se infiere que el bajo de la mineralización, representa la falla de deslizamiento que se desprende de una falla maestra basal, bien expuesta a lo largo del río Peñoles y que forma parte de la nappa de la Carbonera, ya discutida en párrafos previos.

Las referidas fajas muestran una deformación plástica e isoclinal, que se orientan entre NW 10-24°SE y con inclinaciones entre 55 a 85°, al oriente. Sus potencias son variables entre 6 a 200 m, donde su enriquecimiento y mayor espesor se acentúa en la parte baja y central del paleocanal que tiene unos 7.8 Km de desarrollo. Es por ello que las mejores leyes de 2 a 4.25% de carbono, se distribuyen en lo que se define como núcleo del yacimiento. Sin embargo, las acentuadas alteraciones de argilitización, feldespatización, piritización y silicificación previenen una explotación selectiva.

Por otra parte, hacia las márgenes y particularmente al poniente, se aprecia que el material orgánico en estado acuoso, sufrió una clara emigración hacia zonas porosas cuarzofeldespáticas y de naturaleza clástica (conglomerática), observable a simple vista, donde al perder los volátiles se desarrolló la hojuela notablemente, como resultado de los empujes y presiones tectónicas del oriente. Al mismo tiempo, eventos locales de diapirismo que tuvieron lugar en rocas carbonatadas de plataforma; desarrollaron en su entorno, pronunciadas concentraciones de grafito cristalino de apreciable tamaño. De esto se deduce, que el grafito cristalino responde al mismo proceso de generación, migración,

control estratigráfico y estructural, al que se tiene en los campos petrolíferos del Mesozoico de México, hacia la planicie costera del Golfo de México. Esta idea vendría a postular que el grafito cristalino del Proterozoico Medio del Complejo Oaxaqueño, representan residuos de hidrocarburos que emigraron hacia zonas noroeste y perdieron sus volátiles durante la Orogenia Oaxaqueña, donde los depósitos de cuenca invadieron y se superpusieron a los depósitos de plataforma y sedimentos litorales del antepaís.

Finalmente, una muestra general del yacimiento petrográficamente descrita como paragneises de tipo pelítico, incluye principalmente cuarzo, andesina, moscovita (sericita), flogopita, apatita y grafito en estudio metalúrgico efectuado en el Laboratorio Regional del Sureste, Oaxaca, reportó el siguiente resultado.

Composición Química:	Reconstrucción Mineralógica:
C 3.12%	Grafito..... 3.12%
SiO ₂ 74.52%	Mat. Volátil 3.90%
Al ₂ O ₃ 11.52%	Cuarzo 56.00%
Fe 3.12%	Moscovita 8.00%
MgO 2,71%	Feldespato K 6.00%
CaO.....0.79%	Plagioclasa.....12.00%
Na ₂ O.....1.29%	Flogopita.....6.00%
K ₂ O 3.60%	Hematita-Limonita..
Mat. Volátil 3.88%	

Como esta muestra fue obtenida principalmente de la parte central y baja del yacimiento, se deduce por los resultados químicos y mineralógicos obtenidos, que se trata de una pizarra bituminosa de clase pelítica.

B) La Cuenca Grafítica de Telixtlahuaca

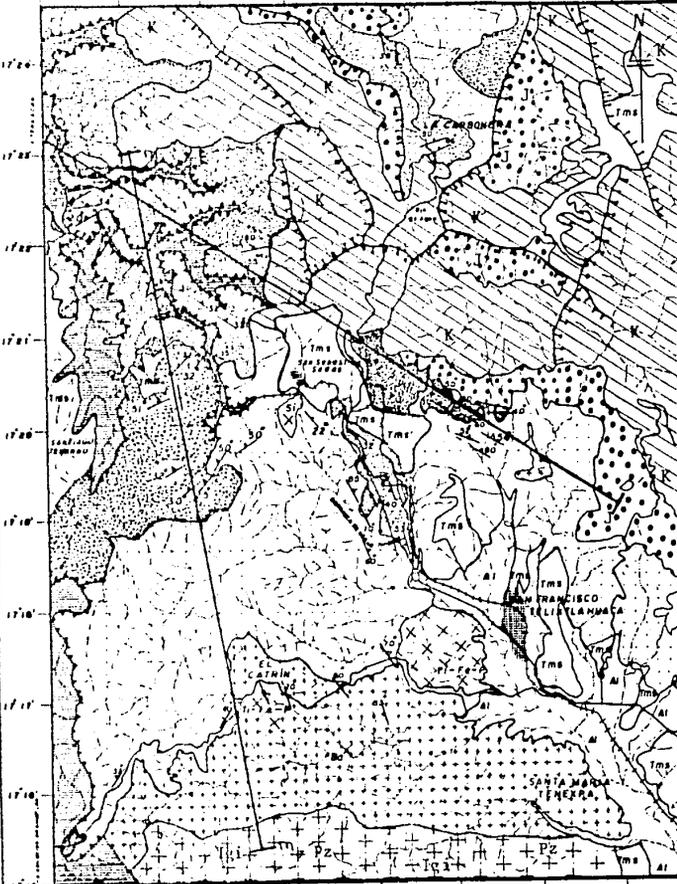
Aunque la presencia de grafito cristalino se conoce en esta localidad desde principios de siglo, en la zona Cerro de la Cucharita, que es objeto de explotación por la empresa Grafito de México, S.A. de C.V. y estudiada por geólogos del C.R.M. y de Minerales No Metálicos; su extensión y estudio regional apenas fue realizada en 1987 por la empre

97°00' 96°55' 96°50' 96°45' 96°40' 96°35' 96°30'

LEYENDA

SIMBOLOS GEOLOGICOS

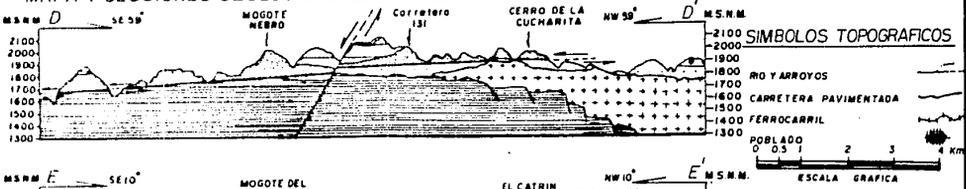
- CENOZOICO**
- A1 Atuvión (Cuaternaria).
 - TMB Formación Suchiquitongo (Mioceno), Sedimentos fluvioacústicos y lacustres.
 - Discordancia Regional
 - Formación Jaltepetongo (Cretácico inferior) y Formación Tlapacotala (Paleo-yunque (Cretácico medio).
- PALEOZOICO MESOZOICO**
- Yunque continental, Conglomerados y areniscos masivos.
 - Discordancia Regional
 - Granito Huixtla (Permo-Triásico), zona de alta carga plutónica, alta fosforización sodica y con segregaciones de cuarzo, coahín, betita, magnetita (Fe₃O₄).
 - Granito Huixtla (Permo-Triásico), Batolito granítico de Hornblenda y biotita negra, Edad 240-230 Ma.
 - Discordancia Regional
 - Subgrupo Vigaltó, Ortogneis ultra-máfica, en diques con carnaciones de hornblenda, dióxido de cromo, granulitas charcoquicas y andarbiticas).
 - Grupo El Huelo, Metarocas en la cima P.S.C. diseminadas, y un cuerpo de mármol.
- PROTEROZOICO MEDIO**
- Grupo El Huelo, Paragneises cuarzo-feldespáticas, bitíticas y calcáreas con S, C, y cuerpos de mármol.
 - Grupo Tajoapan, Paragneises cuarzo-feldespáticas, con mica y granulitas calcáreas sedimentarias bitíticas).
 - Subgrupo Tenexepan, Paragneises ortogneises antiglíticas (ultra-sedimentarias basáltico-andarbiticas).
 - Discordancia Regional
 - Grupo El Tropicón, paragneises cuarzo-feldespáticas y de hornblenda con diseminaciones de sílice.
- PROTEROZOICO TEMPRANO**
- CONTACTO GEOLOGICO
 - FALLA NORMAL
 - FALLA INVERSA
 - 1716 RUMBO E INCLINACION DEL BANDEAMIENTO
 - EJE DEL SINCLINAL



MAPA Y SECCIONES GEOLOGICAS DE LA REGION DE SAN FRANCISCO TELIXTLAHUACA

PLANO B

SIMBOLOS TOPOGRAFICOS



ESCALA GRAFICA

UNAM
FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL 1990
BAZAN PERKINS O SERGIO

sa Industria Minera Indio, S.A. de C.V. Cabe señalar que esta subcuenca grafitica está en proceso de investigación, desarrollo y evaluación. Su configuración, se debe al levantamiento regional del Complejo Oaxaqueño y no obstante que está profundamente erosionada, se deduce por su mayor enriquecimiento y la extensión de afloramientos que recibió mayor afluencia orgánica y metálica asociada, que la subcuenca de Peñoles; o bien, estaban intercomunicadas.

Su aspecto morfotectónico reúne un relieve de extensos lomeríos, profundamente erosionados y aislados, probablemente desde el inicio del Mesozoico, si se considera la extensa cubierta de conglomerados y potentes bancos calcáreos del Cretácico que parcialmente la cubren. Debido a esto, su interpretación geológica e integración económica es más compleja y aún, su exploración ha sido lenta no obstante los antecedentes que al respecto se tenían. Por tal razón el autor procedió a integrar en un plano regional, toda la información geológica de esta subcuenca y tratarla como una sola unidad con características análogas a la subcuenca de Peñoles (Plano B).

Por el mismo estado avanzado de erosión y la cubierta calcárea, no es posible establecer sus límites geológicos; aunque en su aspecto económico, se tienen delimitadas las zonas potencialmente comerciales y favorables para la exploración y explotación del grafito cristalino. Con fines prácticos, se considera como centro geográfico de esta subcuenca al poblado y estación del ferrocarril de San Sebastián Sedas. Igualmente, el área cuenta con una amplia infraestructura en caminos como la carretera federal 131 Tehuacán-Oaxaca que atraviesa el área en cuestión. Además, cuenta con la estación a Escondida y recientemente, fue construida la red eléctrica de alta tensión que atraviesa el referido depósito.

En esencia, la subcuenca de Telixtlahuaca está constituida por las siguientes zonas mineralizadas: El Cerro de la Cucharita, La Leona, El Temazcal y la barranca de Sedas que comprenden la parte sur. Hacia el poniente, aparecen el Cerro de Mogote de El Sol; la barranca del Tepetate y la barranca de La Hormiga que comprenden la importante zona mineralizada de las lomas de Mogote Negro que se extienden hasta la esta

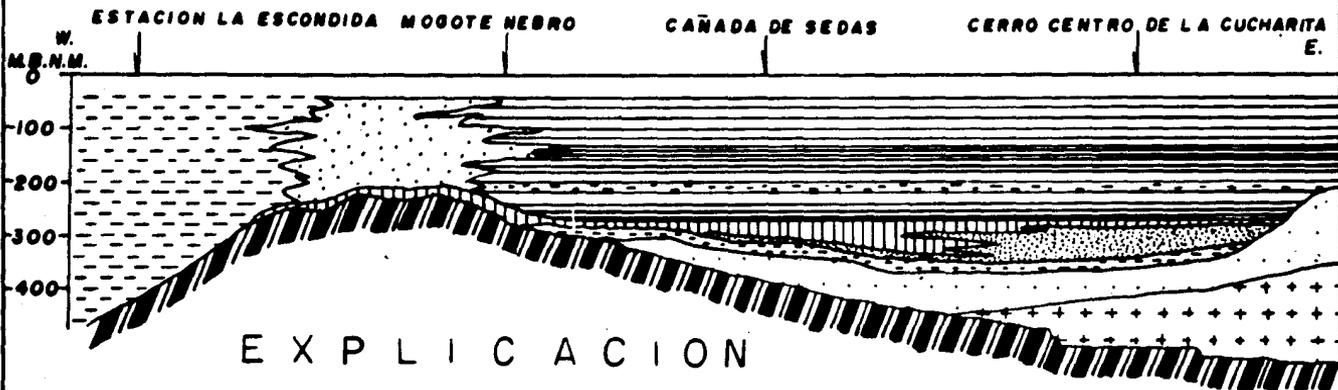
ción de La Escondida. Finalmente, al norte se tiene la zona de La Carbonera y que conjuntamente son objeto de investigación y evaluación para proyectos de mayor envergadura.

Es interesante mencionar que este yacimiento está cortado por la falla del Cañón Tomellín del Terciario, hacia su sector sur, en donde queda bien expuesta la base del yacimiento, que justamente coincide con la falla inversa de la nappa de La Carbonera. De gran número de estudios mineralógicos de la roca encajonante, se define que el grafito arma en una matriz esencialmente cuarzofeldespática y en menor proporción de clase pelítica, en forma alternante, donde se observan bandas completamente estériles. La asociación mineralógica incluye cuarzo deformado gris-azul, interdesarrollado con oligoclasa-andesina, microclina peritítica, biotita, muscovita (sericita), granate, esfena, apatita, rutilo y circón redondeado. También, es común observar fajas de manganeso en zonas altamente deformadas, relacionadas con su movilidad.

El rasgo geológico más distintivo de la subcuena de Telixtlahuaca, se relaciona con la presencia de potentes secuencias de rocas vulcanosedimentarias en la parte basal del arco insular que conforman al Supergrupo Telixtlahuaca, del Proterozoico Medio. Estas rocas se distribuyen hacia el Sur y comprenden el límite de la referida subcuena marina. Son asignadas, a una sucesión de paragneises máficos y derrames volcánicos del Grupo Oaxaca, así como paragneises del Grupo Tejalapan, ambos de la fase eugeosinclinal. Constituyen el bloque alóctono de la parte interna sobre el Grupo El Hielo, durante la colisión de bloques durante la Orogenia Oaxaqueña. También establece que los yacimientos de Telixtlahuaca se distribuyen justamente en la zona de sutura y en cierta forma, se viene a reafirmar la tesis que los depósitos de grafito tienen como un precursor primitivo, a los hidrocarburos del Proterozoico, debido al medio litoestratigráfico y trampas estructurales que los controla regionalmente.

Mucha de la investigación desarrollada en la subcuena de El Hielo, se corrobora en Telixtlahuaca, con relación a la génesis, acumulación y acreción del grafito. Y de no haber contado con el criterio geológico

SECCION ESQUEMATICA DE LOS DIFERENTES TIPOS DE LITOFACIES DURANTE EL PROTEROZOICO MEDIO (1350-1100 m.o.) DE LA REGION DE TELIXTLAHUACA, OAXACA



E X P L I C A C I O N

- | | | | | | | |
|---------------------------|--|---|--|--|--|--|
| GRUPO EL HIELO | | Sedimentos mixtos, arcilla-arenosos con diseminaciones de S, P, C, Mn y lentes de dolomías. | | Intercalación de arcosas y arcillas, con sedimentos sepropeliticos, ricos en carbono, azufre y yástorfo. | | Depósito de manganeso, asociado al potente con dolomías. |
| | | Sedimentos clásticos, subarcosos. | | Dolomías y margas. | | Arcillas ricas en Fe. |
| PROTEROZOICO MEDIO | | Grupo Tejolepan, secuencia vulcano-sedimentaria félsica con piroclásticos, lentes de manganeso, grauva con feldespáticas y arcosas. | | | | |
| | | Subgrupo Tenexpan, secuencia vulcano-sedimentaria andesítico-basáltico con minerales de Fe, Ti, P, Zn, Cu, Ba, Sr, Th, U, Y y tierras raras de ambiente Kuroko. | | | | |
| | | Discordancia regional. | | | | |
| | | Proterozoico Temprano, Grupo El Tropiche. | | | | |



Escala horizontal y vertical inferida.

regional, la interpretación hubiera acarreado muchas incógnitas difíciles de resolver. Aunque de una manera aislada y parcialmente expuesta, se han identificado las mismas zonaciones, litofacies y rasgos estructurales a los observados hacia la subcuenca de Peñoles, así como la misma relación del arco insular de Telixtlahuaca y su evolución tectónica. A medida que se amplían los reconocimientos geológicos, se infiere que estas subcuencas estuvieron parcialmente intercomunicadas, en forma de "rosario". (Lámina 10).

Por ejemplo, el núcleo de la estructura o cuenca marina, corresponde justamente al Cerro de la Cucharita, donde se pueden identificar las zona de sulfuritización en la parte más profunda de la cuenca, asociada con bandas silicificadas y que determinan la parte más oriental del yacimiento. Más al poniente, aparece la zona de feldespatización que por soluciones supergénéticas fue en parte caolinizada. Seguidamente, se define la zona de argilitización con abundantes impregnaciones, con óxido férrico, ya sea limonita y algo de hematita. Todas estas zonas ocupan lo que aparentemente constituía el fondo de un paleo canal o vertedor, con afluencia hidrológica del poniente y fuerte sedimentación detrítica y mineralógica del arco insular, que en cierta forma, representaban los nutrientes de la actividad bacteriana.

Localmente, en la zona del núcleo del yacimiento, se observa un interbandeamiento de paragneises de cuarzo, microclina, biotita y granate con grafito diseminado en hojuelas de 2.5 cm como promedio, con algo de pirita, calcopirita, apatito y manganeso, donde es común la presencia de cuerpos masivos de mármol cipolino o calco-silicatos que en forma de diapiros afectan toda la secuencia precámbrica. Se puede enfatizar que aún localmente y con estudios de detalle, la interpretación estructural y de litofacies es muy compleja, donde la evaluación minera deberá ser metódica. Y sólo por que se cuenta con estudios regionales, se ha podido deducir la sobreposición y arrastre plástico de las rocas que conformaban esta subcuenca y a partir de un modelo más o menos completo, como lo es la subcuenca de Peñoles.

Al definir el núcleo de la estructura del yacimiento, los límites geográficos de su distribución parecen coincidir con los límites geológi

cos de la subcuenca. Es posible que la zona del núcleo haya alcanzado los mayores espesores de concentración orgánica; sin embargo, las interpretaciones y datos geológicos indican que potentes espesores de mineral fueron desplazados más al poniente, al ser empujadas por las mismas cabalgaduras y dejar sobre el núcleo mineralizado, secuencias de paragneises cuarzofeldespáticos y pelíticos, completamente estériles. De modo que los afloramientos del núcleo, puede deberse a fenómenos diafricos del grafito cristalino, contemporáneamente a los mármoles y -- que por menor densidad se abombaron a través de las secuencias de paragneis de la parte interna o eugeosinclinal.

En esencia, los afloramientos expuestos en el Cerro de la Cucharita comprenden fajas mineralizadas sobrepuestas que se extienden por unos 600 m, donde el núcleo comercialmente explotable exhibe un cuerpo de unos 200 m de longitud por 50 m de ancho y unos 45 m de profundidad, donde se define un "trend" estructural en dirección NW 60-65°SE, con inclinación persistente de 50° al noreste. Sus leyes son variables, desde 1.3 a 5.2% de carbón fijo, pero la Ley Media del yacimiento puede ser considerada en 3.8% de carbón fijo; es posible incrementar en esta zona las reservas, pero con tendencia a bajar la Ley hasta en un 2.8% de carbón fijo.

Con relación a la génesis del grafito Zamora et. al. (1975), Victoria (1977) y Rodríguez-Cortez (1983) proponen que el carbono es de origen orgánico y acumulado en un ambiente reductor. Con apoyo de varios estudios petrográficos Victoria (op. cit.), concluye que la roca original fue una arenisca feldespática carbonosa y mediante un análisis espectrográfico, reporta concentraciones de azufre en más de 10%; Fe y Al entre 1 y 10%; Mg, Ca, Ba, Na y K entre 0.1 y 1%; Mn, Ti, Ni, Sr, Zn, Pb, Cu entre 0.01 y 0.1% y Vanadio menos de 0.01%.

Una de las peculiaridades que se observan en la roca encajonante de la cuenca de Telixtlahuaca, relacionadas con las diversas matrices en que aparece el grafito cristalino; se aprecia que cuando el cuarzo se incrementa, el porcentaje de la hojuela grande crece y su desprendimiento físico, se favorece con el impacto. Mientras que cuando aparece la illita y

biotita en apreciables cantidades, las leyes de carbono decrecen; esto implica que la clase pelítica, tiende a empobrecer su contenido de grafito. Por otra parte, cuando la matriz de los paragneises es predominantemente feldespática, la hojuela del grafito está adherida a los granos y el proceso de caolinización supergénica, propicia la pulverización del grafito en una masa plástica que dificulta y empobrece la recuperación de los cristales de grafito. Esta observación de campo, también corroborada hacia la parte basal de la subcuena de Peñoles, incluye además, el enriquecimiento de la nociva pirita y granate, en zonas de silicificación que encarecen el proceso de beneficio. De ahí que la elevada concentración del núcleo del yacimiento, trae consigo problemas físico-químicos para separar mecánicamente la hojuela grande, relacionados con las alteraciones mineralógicas inherentes.

Los depósitos más meridionales de la subcuena de Telixtlahuaca, se distribuyen en la Cañada de Sedas, cubriendo tectónicamente a las rocas volcánicas del Grupo Oaxaca, donde el grafito cristalino aparece intensamente removilizado y concentrado en fallas que nace desde la base del contacto estructural, Aquí, se observa finamente diseminado en hojuelas que siguen los planos del bandeamiento; también, cuerpos que tienen la rara concentración del grafito tipo Ceylán (Lote Anetta), extensamente difundido en vetillas ramificadas y bolsas alojadas en la masa de los cuerpos de calcosilicatos diapíricos, con leyes de 5 y hasta 18% de carbón fijo. Esta forma insólita de concentración, permite explotar el yacimiento como un "stockwork"; o bien separar a mano los fragmentos puros de grafito, dada su altísima ley de hasta 60%.

Hacia el límite septentrional de esta subcuena de Telixtlahuaca, situada unos 8 Km al norte del anterior y definido por el monumento de la Carbonera, los depósitos representan afloramientos esporádicos y de escasa potencia, con algunas zonas de alta concentración hasta de 5% de carbón fijo, que aparentan ser flujos terminales de la subcuena de Telixtlahuaca. Más hacia el poniente aparecen varios lomeríos del Grupo El Hielo, que en realidad corresponde a klippen de la nappa de la Carbonera expuestos hasta el Cañón Tomellín; donde yacen en discordancia tectónica sobre el Grupo El Trapiche, de gran contraste por su litología, color, mineralogía y posición estratigráfica. Un rasgo que

destaca por su color y mineralogía en el área de La Carbonera, se relaciona con un manto interbandeado y singenético de manganeso, poco de Ca con algo de barita, expuesto hacia la ladera norte de la loma de la Carbonera. El cuerpo manganesífero se relaciona con soluciones hidrotermales vulcanosedimentarias y depositadas en barras plateábricas; los mantos son de baja ley y se orientan 63° al noreste, con inclinación del bandeamiento de 78 a 86° en dirección al noroeste.

Se debe de reconocer que todos los anteriores depósitos ya habían sido estudiados y reportados por Zamora et al. (1975); sin embargo, cuando el autor reunió los datos a fin de llevar reconocimientos preliminares del área, infirió que la parte principal del yacimiento debería situar se al poniente; tal como se definió en la subcuenca de Peñoles y según, la zonificación de facies y evolución tectónica. Aunque existe un profundo desgaste abrasivo, las relaciones metalogénicas se comprobaron fehacientemente, debido a que los conglomerados basales cretácicos y la misma caliza contienen concentraciones y diseminaciones de grafito cristalino. Los bancos calcáreos con más de 600 m de potencia, integran un paleocanal que corta a la subcuenca de Telixtlahuaca, por donde se comunicaba hacia el Valle de Oaxaca.

Con el mapeo regional y el control litoestratigráfico del Supergrupo Telixtlahuaca que ya se disponía, se reconoció lo que debería ser la parte occidental del yacimiento; o sea los sedimentos de cuenca cabalgados al poniente, sobre las secuencias de plataforma del antepaís. Y en efecto, se descubrieron potentes secuencias de paragneises esencialmente cuarzofeldespáticos y parcialmente pelíticos en la base, con altas concentraciones de grafito cristalino y con espesores de 220 m de mineral que se localizan en las lomas de Mogote Negro y de La Hormiga, incluyendo la estación de La Escondida y hasta el conspicuo Cerro de Mogote del Sol, del Mpio. de Santiago Tenango, por unos 9 Km de largo.

Otro de los rasgos estructurales que se definen con los estudios de detalle, se relaciona con la forma flexionada que exhibe la subcuenca de Telixtlahuaca, debido al macizo del Castrín, representado por las rocas del Grupo Oaxaca, que de alguna forma replegaron los sedimentos y aba-

nicos sedimentarios del fondo marino, incluyendo los depósitos sapropélicos de cuenca. Esta es la razón porque muchos de los datos de campo, obtenidos en el área de Telixtlahuaca, distorsionaban con el tren estructural y regional de la Orogenia Oaxaqueña. En tal circunstancia, muchos de los depósitos de clase arcósica que componen al Grupo El Hielo, derivan de la intensa erosión a que estuvieron sometidas las secuencias vulcanosedimentarias del arco insular de Telixtlahuaca, que notablemente yacen al sur de esta subcuenca y bien expuesta sobre la carretera federal 190, entre los poblados de Santa María Tenexpan a La Carbonera. También, se puede observar, a lo largo del Río de la Salina (río Negro), de la presa Matías Romero (Los Cuajilotes) cortes de la referida secuencia del Grupo Oaxaca (subgrupos Tenexpan y La Unión) parte basal del Supergrupo Telixtlahuaca y en su localidad tipo.

Entre los episodios tectónicos que destacan dentro de la subcuenca de Telixtlahuaca están los grandes diapiros de calcosilicatos, o de los mármoles cipolino, que aparentemente siguen un sistema alineado que coincide con el paleocanal o vertedor basal de la subcuenca. Estos cuerpos que sobresalen por su menor desgaste erosivo, comparados con los paragneises cuarzofeldespáticos del Grupo El Hielo, pueden ser observados preferentemente en el Cerro de la Cucharita y en las lomas de Mogote Negro, donde todas las fajas mineralizadas están desplazadas por efecto de las intrusiones diapíricas. Finalmente, se puede apreciar que muchas de las fallas imbricadas, sufrieron un truncamiento o empuje posterior que descabezó algunas estructuras y sobrecubrió a los bloques alóctonos de la fase interna del Grupo Tejalapan.

Aunque la superficie de la Cuenca de Telixtlahuaca pueda extenderse hasta Llano Verde Sosola, de la carretera federal 190, bastante al poniente del límite geográfico que ahora exhibe, debido a la presencia de algunos klippes mineralizados con grafito; es posible determinar que la parte de importancia comercial se restrinja a una superficie de 3X5 kilómetros.

Génesis del Grafito Cristalino

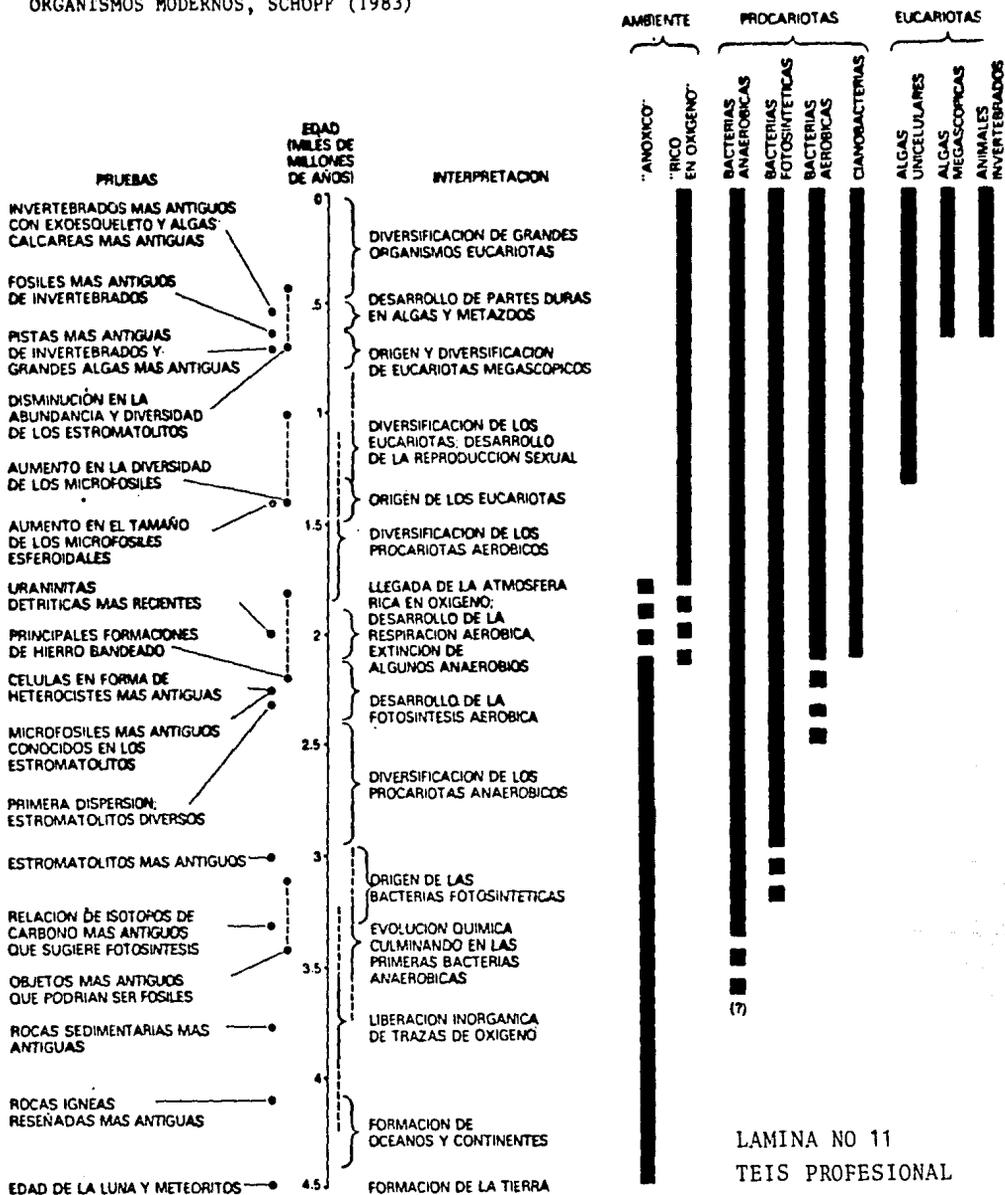
Uno de los propósitos de este tópico, se relaciona con el ambiente geológico y condiciones físico-químicas que generaron la acumulación de materia orgánica en los sedimentos del Grupo El Hielo. Como se sabe, los datos sobre la actividad biológica del Precámbrico está en discusión, por la escasa información científica que se tiene; no obstante, en la última década, la información bioquímica ha sido de importantes contribuciones y de trascendentales cambios a las ideas y los principios que se sustentaban. Aún así, es posible deducir en términos generales, los grupos orgánicos principales que generaron la materia primaria; de tal forma que la tesis aquí expuesta, debe considerarse como una contribución del presente autor para dilucidar algunos de los puntos claves sobre la génesis del grafito cristalino y los hidrocarburos.

Es importante considerar que de acuerdo con Tyler y Bargoorn (1954) y Muir et al. (1977) los fósiles micro-orgánicos que proveen clara información de vida durante el Precámbrico son escasos, debido a su carácter microscópico y estructura quitinosa y delicada; sólo una mínima parte alcanza el estado de fosilización. La gran mayoría de los micro-organismos, sirvieron de nutrientes a otros, habiéndose alterado; algunos, se transformaron en su "habitát", a kerógeno por procesos diagenéticos. Saxby (1976) y Knell (1986) deducen que este kerógeno concentrado, posteriormente por metamorfismo, aparece en forma de grafito en sus diversas modalidades.

Si se considera que el carbono casi puro, expuesto en los paragneises del Grupo El Hielo, paso por una etapa orgánica; se pueden deducir los micro-organismos generadores, a partir de dos factores: 1).- Por el grado de evolución de la biósfera terrestre alcanzado en ese tiempo y 2).- Los ambientes sedimentarios, en donde hubo comprobadas concentraciones bioquímicas, antes del metamorfismo regional de la Orogenia Oaxaqueña (1100-980 m.a.), como fue descrito en párrafos precedentes.

1). Naturaleza de la Biosfera Terrestre

PRINCIPALES ACONTECIMIENTOS EN LA EVOLUCION DEL PRECAMBRICO, PRESENTADOS DENTRO DE UNA SECUENCIA CRONOLOGICA BASADA EN PRUEBAS DEL REGISTRO FOSIL, DE LA GEOLOGIA INORGANICA Y DE LOS ESTUDIOS COMPARATIVOS DEL METABOLISMO Y LA BIOQUIMICA DE LOS ORGANISMOS MODERNOS, SCHOPP (1983)



LAMINA NO 11
TEIS PROFESIONAL

NOTA: Aunque las conclusiones son todavía especulativas, parece ser que la vida empezó hace más de 3,500 m.a., cuando la Tierra tenía algo más de unos mil millones de años. La transición hacia una atmósfera rica en oxígeno se produjo hace unos 2,200 m.a. y los eucariotas, o micro-organismos con núcleo (organelos), hacia los 1,500 m.a.

Por el análisis geológico y el registro fósil del Precámbrico, así como por los estudios comparativos del metabolismo y bioquímica de los organismos actuales, Broda (1975), Hall et al. (1977), Margulis (1972 y 1977) y Schopf (1975 y 1978) refieren que se puede establecer una secuencia cronológica de la aparición micro-orgánica. Estos organismos que Whitaker (1959), Margulis y Schwartz (1982) agrupan en tres, de los cinco que conforman la biósfera terrestre, pertenecen a los reinos monera (procariontes), protista (eucariontes) y animal (invertebrados); tuvieron gran influencia en la evolución de la atmósfera e hidrosfera terrestre, debido a su actividad bioquímica en la generación de concentraciones metálicas de interés económico (Lámina 11).

Es importante señalar que en la literatura paleontológica, a las cianobacterias generalmente se les denomina algas cianofíceas, algas verde-azules, plantas inferiores y plantas verdes simples. Debido a su semejanza con algas y bacterias, Muir et al. (1977) y Hall et al. (1977) arguyen que resulta difícil determinar su naturaleza microfósil. Sin embargo, las nuevas técnicas bioquímicas y microscópicas propician cambios en esta nomenclatura confusa y nada práctica, al enfatizar Margulis y Schwartz (1982) que las cianobacterias carecen de órganos internos (organelos), como núcleo, cloroplastos, vacuolas, mitocondrias, etc.; en consecuencia, no son algas eucariontes, ni plantas, sino más bien organismos procariontes sin núcleo, del reino monera.

De esta forma, la vida primitiva se remonta hasta los 3,800 m.a. cuando los organismos primitivos estaban poco evolucionados, en un medio severamente reductor y con fotosíntesis anaeróbica compleja. Hasta el presente, las evidencias de vida más antigua conocidas en la corteza terrestre, se deben al reino monera (bacterias y cianobacterias), con edades radiométricas que fluctúan entre los 3,500-3,200 m.a. determinadas en las rocas auríferas del Supergrupo Pilbara, que describe Awaramik et al. (1983), Walter et al. (1980) y Lowe (1982) en rocas arqueanas de Australia. Igualmente, micro-organismos fósiles han sido reconocidos en la secuencia arqueana de Swaziland, Sudáfrica, por Pflug (1966 y 1967), Barghoorn y Schopf (1966 y 1967). Recientemente,

en México, Bazán (1984, 1985 y 1989) ha reportado la presencia de materia orgánica en pedernales y esquistos pelíticos en la Sierra de Juárez, Oaxaca, distribuidos en la parte superior del Supergrupo Pá-palo, parte basal del Complejo Oaxaqueño, que indican actividades microbiana en rocas arqueanas análogas a las descritas en la referida secuencia de Swaziland, Sudáfrica.

Sin duda alguna, los fósiles más abundantes del Precámbrico son los estromatolitos generados en el Arqueano y que alcanzan su mayor proliferación hacia el Proterozoico. Tyler y Barghoorn (1954), Monty (1967) y Awramik (1977) describen que estos microorganismos asocian bacterias y cianobacterias bentónicas, en ambientes marinos someros de plataforma que cubrían los principales arrecifes del Proterozoico Tardío.

Por otra parte, Nagy (1974) y Schopf (1978 y 1982) señalan que la fotosíntesis oxigénica, se debe al surgimiento y diversificación de las cianobacterias, hacia los 2,200 y 1900 m.a., cuando la actividad bioquímica transforma la atmósfera terrestre de anóxica en oxidante. Rutten (1972) refiere que el cambio del hierro ferroso (Fe_2O_3) en férrico ($Fe_2O_3 \cdot FeO$) fue un proceso mutagénico por la actividad bacteriana, hacia los 2,200 m.a. En cambio, Schidlowski y Eichmann (1975 y 1977) enfatizan que hubo un enriquecimiento de materia orgánica por la absorción de los rayos ultravioleta, con el desprendimiento de oxígeno para formar la capa de ozono atmosférico. Testimonio de este fenómeno de sedimentación rica en hierro, tipo Lago Superior, distribuida globalmente según Ramdhor (1958) y por Cloud (1977), se puede evidenciar en el Grupo Valdeflores del Complejo Oaxaqueño, donde Bazán (1984 y 1985) reporta itabirita y hierro bandeado ricos en hematita, con grafito cristalino, que probaría la extensa actividad micro-orgánica hacia los 2,200 m.a. en el Complejo Oaxaqueño.

Por el tipo de sedimentación y trama petrológica del Supergrupo Telixtlahuaca, así como por el grado de evolución y concentración orgánica, es posible inferir que durante el Proterozoico Medio (1350-1100 m.a.) la biósfera terrestre agrupaba microorganismos del reino monera y pro

toctista. De esta forma el carbono diseminado en los paragneises cuarzofeldespáticos y pelíticos del Grupo El Hielo, corresponde a los organismos del grupo de bacterias, cianobacterias y algas; así que es discutible que provengan de plantas y animales pluricelulares, como se ha sostenido en el pasado.

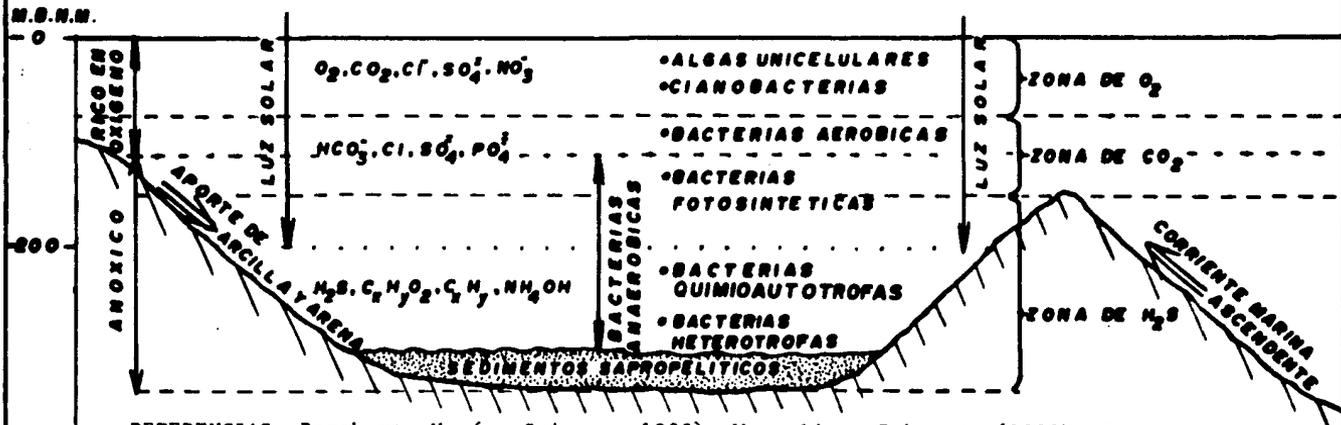
Al considerar el registro fósil de más de 20 formaciones del Proterozoico de Australia, Canadá, India, Africa, U.S.A. y la U.R.S.S Schopf (1974, 1975, 1977 y 1978) postuló que las algas eucariontes y los primeros organismos del reino protoctista, surgen hacia los 1400±100 m.a. que trajo consigo otro importante incremento de oxígeno en la atmósfera terrestre, lo suficiente para la existencia ulterior de los organismos del reino animal, vegetal y hongos. Aunque pobremente representados a nivel mundial, estos reinos aparecen -- hacia finales del Proterozoico Tardío (700-600 m.a.), conocidos como invertebrados del reino animal. Una de varias localidades que son mundialmente conocidas por su abundante fauna, como son Ediacara, al sur de Australia y estudiada por Glaessner (1979) reúne una paleobiología peculiar, con fósiles del Proterozoico Tardío. Igualmente, se podría mencionar la cuenca de Caborca, Sonora, con su fauna estromatolítica que Cevallos-Ferriz (1983) describe a grupos biogénicos y de importancia para su correlación bioestratigráfica del Precámbrico.

Finalmente, la proliferación orgánica del reino vegetal, pobladores de los continentes, surgen hacia el Silúrico para dar lugar al ulterior depósito de los extensos yacimientos de carbón durante el Pensilvánico y del Misisípico.

2) Concentraciones Bioquímicas del Proterozoico Medio (1,350-1,000 m.a.).

Los sedimentos del Grupo El Hielo que contienen importantes enriquecimientos de grafito cristalino, denotan prolífera actividad micro-orgánica, previa a la Orogenia Oaxaqueña; también, explica en parte, la interacción hidrotermal submarina contemporánea, que de alguna forma aportaba hacia las plataformas y cuencas marginales soluciones químicas que fertilizaban el medio marino. Estas relaciones creaban condiciones para el sostenimiento y abastecimiento de un particular ecosis

ESQUEMA DE UN AMBIENTE SUBACUATICO SEMI-RESTRINGIDO EN RELACION
CON LOS ORGANISMOS DEL PROTEROZOICO MEDIO, OAXACA.

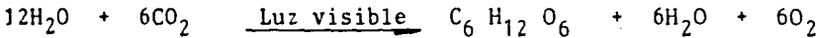


REFERENCIAS: Borchert, H. (en Smirnov, 1982). Margulis y Schwartz (1982). Sergio Bazán-Perkins (1989).

tema de organismos autótrofos, capaces de asimilar y transformar soluciones inorgánicas de: HCO_3^- , NH_4^+ , PO_4^{3-} , H_2S , CH_4 , K^+ , Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , Ba^{+2} y otros, en compuestos orgánicos, mediante fotosíntesis y quimiosíntesis (Lámina 12).

Hasta profundidades de 200 m, donde puede llegar la luz solar, las bacterias, cianobacterias y algas producen la mayor parte de los residuos de la Tierra. Los medios que favorecen su desarrollo, se distribuyen en las plataformas continentales, donde las aguas marinas frías cargadas de nutrientes ascienden y se mezclan. Sin embargo, Menzel (1974), describe las limitantes que deprimen su desarrollo, como son: el bajo suministro de luz en las regiones polares; océanos abiertos profundos; zonas costeras expuestas a la turbidez; falta de nutrientes, particularmente fósforo; en cuencas restringidas y someras de clima seco, donde la evaporación es mayor al aporte de agua marina.

Si se toma como base el postulado de Schopf (1977-1982) y Knoll (1986) que refieren que las algas eucariontes se diversificaron hacia los 1400 y 1100 m.a. podríamos explicar aquí, la extensa producción de materia orgánica en ese período y el desarrollo de la época metalogénica global que dió lugar al grafito cristalino. Estas concentraciones orgánicas pudieron desarrollarse en aguas superficiales oxigenadas, con suficiente luz y nutrientes, en donde las cianobacterias y algas plantónicas, mediante fotosíntesis, tomaron el hidrógeno requerido; al mismo tiempo, transformaron el bióxido de carbono en carbohidratos y liberaron el oxígeno, conforme a la presente reacción:



Aunque existen ligeras diferencias petrológicas, estratigráficas y tectónicas entre las subcuencas marinas de Peñoles y de Telixtlahuaca; su analogía radica en su condición morfológica que permitió restingir la circulación marina que facilitó la acumulación de H_2S , con bajo contenido de oxígeno en la mayor parte de la columna de agua. Estos factores ambientales se requirieron para el depositación de residuos orgánicos, a través de la actividad bacteriana anaeróbica (autótrofa, herótrofa, fotosintética, no fotosintética y quimioautótro-

fa), así como su concentración y conservación, durante la sedimentación.

Por otra parte, la aportación más importante de materia orgánica generada por fotosíntesis anóxica, pudo acontecer en el Proterozoico Medio mediante tres alternativas: 1) A partir de residuos orgánicos; 2) de moléculas de hidrógeno (H_2) y 3) del ácido sulfúrico (H_2S); de donde se obtiene hidrógeno y el bióxido de carbono se transforma en carbono orgánico (CH_2O). No obstante, en ausencia absoluta de luz a más de 200 m de profundidad, la producción de materia orgánica pudo acontecer a partir de compuestos inorgánicos, a través de bacterias quimio-autótrofas que oxidaron el H_2S , NH_3 y CH_4 .

Como hay consistente relación depositacional del azufre, en forma de pirita, calcopirita y arsenopirita con el grafito, se deduce que al menos en parte, hubo actividad de bacterias quimio-autótrofas que enriquecieron del isótopo S^{32} a los ambientes de elevada concentración de H_2S . Este mecanismo que Margulis y Schwarts (1982) sintetizan en la siguiente ecuación. puede tener variaciones en el grado de oxidación del azufre, al ser producido por bacterias fotosintéticas sulfuradas, cuando utilizan a los hidrocarburos como fuente energética.



Al mismo tiempo, la actividad bacteriana heterótrofa degradó la materia orgánica en compuestos estables, para permitir su conservación en los sedimentos. Entre estos compuestos, están los que sufren fermentación, al generar gases biogénicos de CO_2 , H_2 , H_2S , NH_3 y las metanocreadoras que producen metano CH_4 . Dentro de este grupo, de gran importancia por la producción de azufre, se tienen a las bacterias reductoras del sulfato (SO_4^{2-}) como el género desulfovibrio, que lo transforman en S ó H_2S .

Es importante mencionar en estos párrafos, la estrecha asociación de metales y materia orgánica que Ahrens (1966) y Saxby (1969) describen a partir de un gran número de yacimientos sedimentarios de distribución global, debido a un proceso organometálico de absorción y precipitación durante la sedimentación. Dentro de este modelo de 'ac-

tividad orgánica Saxby (1976), expone el mecanismo de interacción entre la materia carbonosa y los metales, durante la diagénesis y el metamorfismo. Cuando se eleva la temperatura por arriba de los 300°C, los complejos organometálicos pierden CO₂, NH₃, CH₄ y compuestos orgánicos solubles, con la consecuente concentración metálica, dejando residuos parciales de carbono. El mismo proceso, se interpreta para los cuerpos mineralizados en el Grupo El Hielo, donde la asociación de S, C, P, Fe, Mg, Ca, Na, K, y en menor proporción Mn, Ti, Ni, Sr, Zn, Pb, V, Th y U se interpretan como residuos bioquímicos diagenéticos y singenéticos, por la correspondiente actividad microbiana del Proterozoico Medio.

De estas relaciones, se puede colegir que las depresiones marinas donde se concentraba la materia orgánica residual bacteriana, durante la sedimentación del Grupo El Hielo, en términos regionales se situaba entre la plataforma continental del antepaís, al poniente y del arco insular de Telixtlahuacan al oriente. Su ambiente reductor era estable, en condiciones marinas mixtas, por influencia o interferencia de la sedimentación de plataforma y de la actividad volcánica del arco insular. Es necesario enfatizar que estas relaciones detríticas y organo-metálicas han sido consistentemente observadas y restauradas, en las secciones geológicas

Smirnov (1982) describe que los sedimentos sapropélicos se formaron en el fondo de los depósitos de agua, por acumulación de algas simples planctónicas y constaban esencialmente, de proteínas y grasas con insignificantes cantidades de celulosa. Es posible que la sapropelitización de los sedimentos carbonosos del Grupo El Hielo, ocurrieran bajo una capa estratificada de agua que aislaba el sapropel sedimentario del oxígeno atmosférico; habiendo sido su bituminización acompañada de la reducción del oxígeno, con la consecuente concentración del carbono y el hidrógeno.

De ahí que en la presente tesis, se postule que el gran depósito de los sedimentos sapropélicos, de los que presumiblemente derivan los paragneises de grafito cristalino, provengan de la concentración diseminada de la materia orgánica simple, como bacterias, cianobacte-

rias y algas. Estos residuos orgánicos cubrieron sedimentos arenos-arcillosos, de los fondos de cuencas marinas de circulación restringida. Cuando el aporte de material clástico era alto, la materia orgánica se diluía y bajaba su concentración; si por el contrario era baja, decrecía la posibilidad de la conservación orgánica. Tissot y Walte (1982) concluyen que para alcanzar una concentración eficiente, es necesario que la acumulación orgánica reúna niveles litológicos y bioquímicos óptimos.

Al determinar el grado de evolución de la biósfera terrestre y los ambientes de sedimentación del Proterozoico Medio, se establece que los paragneises cuarzo-feldespáticos y pelíticos con grafito cristalino, derivan de sedimentos sapropelíticos; al mismo tiempo, se descarta que su origen sea a partir de plantas, animales y hongos. De acuerdo con Tissot y Walte (op. cit.) la mayoría de los yacimientos de petróleo se formaron en ambientes marinos, a partir de la transformación del carbono sapropelítico, en kerógeno; mientras que los depósitos de carbón en su mayoría provienen de la degradación bacteriana de plantas terrestres, depositadas en condiciones parálícas, o no marinas.

Knoll (1986) señala que más del 95% de la materia orgánica de las rocas precámbricas se encuentra en forma de kerógeno. Es importante señalar que el producto final de la actividad bacteriana heterótrofa, durante la diagénesis de los sedimentos sapropelíticos, se relaciona con la formación de kerógeno e hidrocarburos en forma de metano. En una etapa anterior al metamorfismo y al final de la catagénesis, se alcanzan temperaturas de 50 a 150° y presiones de 300 a 1500 bars; entonces, el kerógeno se transforma en hidrocarburo.

Una objetiva evidencia geológica que pudiera confirmar que el carbono del grafito cristalino, pasó por una etapa de hidrocarburo, se puede probar con los mismos cuerpos mineralizados de grafito cristalino, al exhibir estrecha analogía con trampas estratigráficas y estructurales del petróleo. Además, se infiere que estos depósitos de hidrocarburos llegaron a emigrar a sedimentos más porosos y permeables,

pues se observan que las concentraciones se incrementan en los paragneises de origen clástico y decrecen en los de naturaleza pelítica.

Finalmente, durante el metamorfismo regional de la Orogenía Oaxaqueña, en facies de anfibolita; una importante porción de elementos volátiles y móviles que conformaban la materia orgánica en los sedimentos, como son: C, H, O, N, P y S, se desprendieron progresivamente en soluciones de: H_2O , CO_2 , CH_4 , CO , H_2 , O_2 , N_2 , NH_4^+ , H_2S y SO_4^{2-} a través de las fracturas y medios permeables. También, como resultado del metamorfismo progresivo, hubo soluciones hidrotermales residuales que generaron la concentración elemental o combinada de gran parte del carbono (grafito), así como del azufre (pirita, calcopirita y arsenopirita) y fósforo (apatito) para quedar diseminados en los paragneises cuarzofeldespáticos y pelíticos del Grupo El Hielo, que refiere la unidad sedimentaria más tardía del Supergrupo Telixtlahuaca, del Proterozoico Medio.

Se puede concluir que las asociaciones químicas de S, C, P, Fe, Mg, Ca, Ba, Na, K, Mn, Ti, Ni, Sr, Zn, Pb, Ca, V, Th y U en varios cuerpos vulcanosedimentarios y en depósitos hidrotermales residuales de pegmatitas, dentro de la secuencia del Supergrupo Telixtlahuaca (1350-1000 m.a.) tuvieron una concentración sedimentaria previa por acción micro-orgánica. Asimismo, esta relación bioquímica puede servir de guía para reconstruir las condiciones físico-químicas ambientales para definir los ambientes marinos donde se desarrollaron.

Dentro de este contexto, es importante considerar que los resultados químicos de las relaciones isotópicas de S^{34}/S^{32} son aleatorios. Esto se debe a los efectos de disolución y precipitación ocasionado por las soluciones hidrotermales y supergénicas, ya sea por el metamorfismo regional de la Orogenía Oaxaqueña y por el plutonismo de la tectónica del Fanerozoico. En consecuencia, cualquier dato debe ser analizado con reserva.

VI).- EVALUACION ECONOMICA

Probablemente, el principal problema técnico está en la debida evaluación de las reservas y el método de cálculo, basados en los datos geológicos y mineros obtenidos en el campo. Aunque, en buena medida, los resultados analíticos dependen de la exactitud y de los criterios de interpretación; se puede concluir que el control y configuración topográfica, influyen en forma determinante para obtener resultados algo confiables y apegados a la realidad del yacimiento.

Para la evaluación de las reservas de grafito, existen diversos criterios técnicos que pueden concluir en diferentes cantidades del tonelaje real. Sin embargo, ambos criterios tienden a precisar el volumen exacto de las reservas económicamente explotables. La diferencia está en lo que corresponde a carbón graffítico y carbón fijo, contenido en el anterior y que puede ser de importancia cuando se relaciona con yacimientos de baja Ley.

Los factores de investigación minera, que influyen para determinar -- los problemas inherentes a la explotación, parten desde la geología del yacimiento; su asociación petrológica, carácter químico de la roca encajonante y esencialmente, la naturaleza, dureza, tamaño de la hojuela del grafito cristalino son determinantes. Por lo mismo, el grafito con los mayores grados de pureza y hojuela larga, tienden alcanzar los máximos precios del mercado. Normalmente, los yacimientos de grafito cristalino como los del Complejo Oaxaqueño, tienen entre el 15 al 25% de grafito de buena calidad, tipo "A".

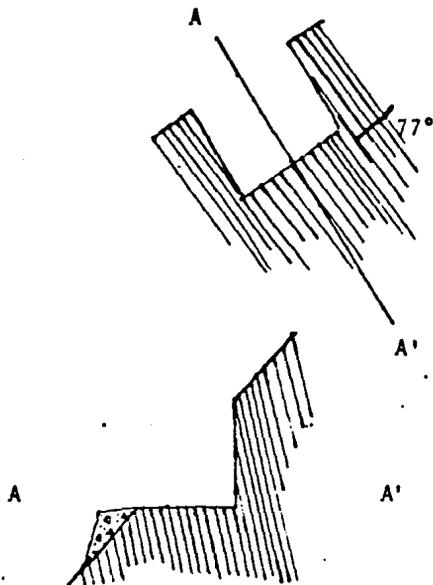
1) Estimación Analítica de las Reservas de la Subcuenca de Peñoles

El yacimiento de El Hielo, se caracteriza por su buena exposición desde de la base hasta la cima, cortado por profundos arroyos y que notable mente lo diferencian de los depósitos del Canadá. Esta condición geomorfológica, determinan su sensibilidad para los muestreos sistemáticos, donde es posible conocer la concentración de los valores a cualquier nivel, dentro de sus límites geográficos del orden de 3 X 8 Km de extensión.

OBRAS MINERAS DE EXPLORACION Y MUESTREO DEL PROYECTO EL HIELO
 MUNICIPIO DE SANTA MARIA PEÑALES, ESTADO DE OAXACA
 LOTE MINERO: CARLA JENEVA, EXP. NO. 8659; TIT. 175,328

PLANTA Y CORTE GEOLOGICO

DATOS MINEROS Y GEOLOGICOS

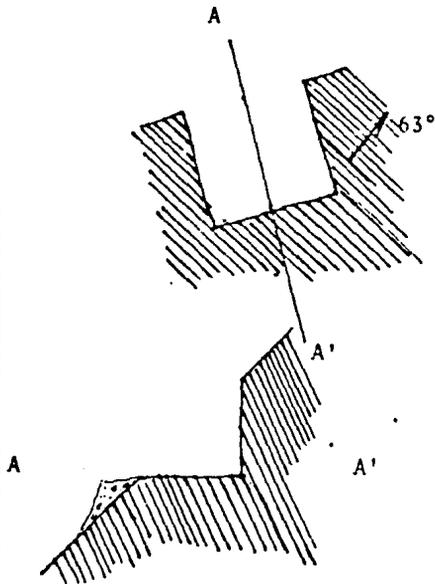


CATA NO. 10
 LOCALIDAD: Río Peñales
 LITOLOGIA: Paragneises cuarzofeldespáticos, bien bandeados, semicompactos, ligeramente pelíticos y deleznales. Están fracturados y el grafito se presenta en hojuela grande, homogéneamente diseminado en altas concentraciones.
 RUMBO: NW 39°SE, de las bandas
 ECHADO: 51°, al Noreste; I=77°
 MUESTRA: 3.40 m³; 8.40 T.
 LEY MEDIA: 2.84% de Carbón Fijo

ESC. 1:100

PLANTA Y CORTE GEOLOGICO

DATOS MINEROS Y GEOLOGICOS



CATA NO. 11
 LOCALIDAD: Río Peñales
 LITOLOGIA: Paragneises cuarzofeldespáticos, semicompactos, ligeramente alterados y de bandeamiento delgado. Están fracturados y el grafito cristalino se distribuye en altas concentraciones homogéneamente diseminado.
 RUMBO: NW 49°SE, de las bandas
 ECHADO: 41°, al Noreste; I=63°
 MUESTRA: 3.63 m³; 9.08 T.
 LEY MEDIA: 2.84% de Carbón Fijo

LAMINA 13 Tesis Profesional
 Sergio Bazán Perkins 1990

MODELO DESCRIPTIVO DE CADA UNA DE LAS
 150 CATA EJECUTADAS EN EL YACIMIENTO

El proceso evaluativo de las reservas económicas del yacimiento El Hielo, municipio de Sta. María Peñoles, Oaxaca, consistió en un programa de muestreo y análisis de campo, con la finalidad de conocer la distribución de las concentraciones; dimensión de los cuerpos, carácter estructural y las asociaciones mineralógicas. Para el efecto, se ejecutaron más de 130 catas mineras, con sección mínima de $2 \times 2 \text{ m}^2$ y 1.50 m de profundidad. De cada cata, se obtuvo una muestra representativa de 50 Kg que después de quebrada a 2 cm de diámetro, fue cuarteada para obtener una muestra de 10 Kg para estudios analíticos. El resto, o sea un costal de 40 Kg fue almacenada como testigo para procesos de investigación metalúrgicos adicionales.

Cada una de las muestras de 10 Kg se dividió en dos tantos; una parte, se entregó al Centro Experimental del Sureste, en Oaxaca y la otra, en la Unidad Tecamachalco de los laboratorios de la CFM. Por razones obvias, los resultados de la misma muestra no coincidieron, por manipuleo de la misma, así por las constantes del sistema; calibración del equipo; medidas volumétricas y posibles errores de cálculo. Las diferencias que oscilaban entre $\pm 5\%$, se repitieron; o bien, se deshecharon. Extrañamente, los valores contrastantes recurrían en algunas muestras que tenían menos del 1% y en aquéllas que pasaban por más del 4%. Debido al elevado costo que resulta el muestreo de todo el yacimiento, el sobrante de cada muestra también se guardó como testigo adicional para futuras investigaciones (Lámina 13).

La evaluación del yacimiento partió del mapeo geológico y la interpretación estratigráfica y tectónica regional referida y se apoyó en el plano con configuración topográfica aproximada cada 20 m y a Escala 1:10,000. Este plano corresponde a una amplificación en 5 veces, de la cuadrícula regional del Edo. de Oaxaca, a Escala 1:50,000, publicada por el INEGI. Es de hacer notar que la Escala 1:10,000 resultó bastante práctica para localizar y vaciar los datos geológicos y obras mineras localizadas en el terreno.

Debido a que el grafito cristalino se distribuye en fajas mineralizadas de 30 a 200 m, separadas por otras estériles; las catas y pozos, se distribuyeron en lugares estratégicos para cubrir la mayor super-

MEMORIA DEL CALCULO ANALITICO DE LAS RESERVAS DEL YACIMIENTO EL HIELO

VOLUMEN DE CADA BLOQUE: V.- Promedio aritmético, o semisuma de los perfiles anterior y posterior, multiplicado por la distancia entre las secciones.

$$\text{FORMULA: } V = \frac{(A_1 + A_2) L}{2}$$

A = Area o superficie
Pe del C = 2.6
A₁.- Perfil de mineral de la sección anterior
A₂.- Perfil de la sección inmediata posterior
L.- Longitud entre los perfiles de mineral

RELACION DE BLOQUES QUE FORMAN LAS SECCIONES DEL YACIMIENTO, DEL S. A. N.

BLOQUE NO. 1;	SECCIONES: A Y B =	150 X 500 =	75,000 M ³
BLOQUE NO. 2;	SECCIONES: B Y C =	1,450 X 500 =	725,000 M ³
BLOQUE NO. 3;	SECCIONES: C Y D =	2,650 X 500 =	1,325,000 M ³
BLOQUE NO. 4;	SECCIONES: D Y E =	4,500 X 500 =	2,250,000 M ³
BLOQUE NO. 5;	SECCIONES: E Y F =	5,500 X 500 =	2,750,000 M ³
BLOQUE NO. 6;	SECCIONES: F Y G =	5,200 X 500 =	2,600,000 M ³
BLOQUE NO. 7;	SECCIONES: G Y H =	7,300 X 500 =	3,650,000 M ³
BLOQUE NO. 8;	SECCIONES: H Y I =	8,075 X 500 =	4,037,500 M ³
BLOQUE NO. 9;	SECCIONES: I Y J =	6,500 X 500 =	3,250,000 M ³
BLOQUE NO. 10;	SECCIONES: J Y K =	5,600 X 500 =	2,800,000 M ³
BLOQUE NO. 11;	SECCIONES: K Y L =	4,250 X 500 =	2,125,000 M ³
BLOQUE NO. 12;	SECCIONES: L Y M =	3,450 X 500 =	1,725,000 M ³
BLOQUE NO. 13;	SECCIONES: M Y N =	3,350 X 500 =	1,675,000 M ³
BLOQUE NO. 14;	SECCIONES: N Y O =	4,650 X 500 =	2,325,000 M ³
BLOQUE NO. 15;	SECCIONES: O Y P =	4,500 X 500 =	2,250,000 M ³
BLOQUE NO. 16;	SECCIONES: P Y Q =	2,850 X 500 =	1,425,000 M ³
			<hr/>
			M ² X M = V _t 34,987,500 M ³

MINERAL POTENCIAL: VOLUMEN POR PESO ESPECIFICO: 35,249,500 X 2.6 =

RESERVAS EXPLOTABLES: MINERAL POTENCIAL MENOS EL MINERAL DE BAJA LEY

$$\text{O SEA: MINERAL POTENCIAL} = 90,967,500 \text{ T}$$

$$\text{M. DE BAJA LEY:} = \frac{24,492,000 \text{ T}}{66,475,500 \text{ T}}$$

RESERVAS POSITIVAS: 30% DEL MINERAL EXPLOTABLE = 19,942,650 T

DENTRO DE ESTE CALCULO SE OBTUVO UNA LEY MEDIA DE 3.37% DE C. FIJO; SIN EMBARGO, LOS CUERPOS DE MINERAL CON LEYES MENORES AL 1%, SE DESHECHARON; ENTRE 1 AL 2%, NO SON RESERVAS COMERCIALES AL PRESENTE; LOS VALORES QUIMICOS ENTRE 2 AL 3%, SON POTENCIALMENTE EXPLOTABLES PARA PROCESAR MAS DE 1,500 T/D. LOS CONTENIDOS MAYORES AL 3%, PODRAN ABASTECER UNA PLANTA DE 600 A 1,500 T/D. EL "CUT OFF" ES DE 1.8% DE C.

ficie del yacimiento y determinar su concentración media. Es importante hacer notar que a medida que la cata se profundizaba, la mineralización de grafito sufría un sensible incremento de concentración, cosa extraña porque aparentemente el grafito es resistente al proceso de intemperismo. Sin embargo, la experiencia obtenida es que el CO_2 atmosférico y disuelto en el agua de precipitación puede ser un agente capaz de disolver este mineral en apreciables cantidades, si se considera que este reactivo se utiliza en el laboratorio, tanto para disolver el grafito o carbón, como para cuantificarlo, según información proporcionada por los analistas de la CFM.

La metodología evaluativa del yacimiento, consistió en la construcción de un gran número de secciones geológicas, a escala 1:10,000, cada 500 m y equidistantes. En total, se construyeron 17 secciones geológicas con nomenclatura alfabética que va de la letra A hasta la Q. Todas las secciones se proyectaron hacia el Norte, a partir de la sección A-A' que se encuentra en el extremo sur del yacimiento. En cada sección, se midió la superficie proyectada del yacimiento, en metros cuadrados y según la escala. En la misma, se midió la superficie mineralizada en metros cuadrados; este dato fue sumado al de la sección inmediata anterior y dividida entre dos y multiplicada por 500 m, que dio por resultado el volumen en metros cúbicos. Así se procedió con la inmediata posterior, sucesivamente, hasta integrar todo el yacimiento. Sumados todos los resultados de las secciones en m^3 , se obtuvo el total de 35'249,500 m^3 y multiplicado por el peso específico de 2.6, arrastra un total de 90'967,500 millones de toneladas métricas (Lámina 14).

Es importante considerar que los límites geológicos y geográficos de la mineralización están bien definidos, por lo que el volumen de las reservas difícilmente pueda oscilar entre $\pm 10\%$, cuando más. En cuanto a la Ley Media obtenida, se tomaron e influyen todos los valores químicos de laboratorio. Sin embargo, el valor total de 90'967,500 millones lleva implícita una reducción de 8% como factor de seguridad, por errores inherentes de apreciación de contactos; discontinuidad de cuerpos, posibles zonas estériles y cuerpos diapíricos de cal

silicatós emplazados dentro del yacimiento; variabilidad del contacto basal e irregularidad de las potencias de las fajas mineralizadas, tanto en sentido horizontal como vertical (Plano C).

En cuanto a la determinación de la Ley Media, se procedió a obtener datos relevantes y confiables de los cuerpos de mineral localizados en el terreno, pero particularmente, que pudieran rendir una producción comercial. Como la metodología de evaluación de las reservas, llevó consigo los tres sistemas o métodos de cálculo de: corte, de bloques y el estadístico expuestos por Kazhadan (1982) automáticamente se iban discriminando las zonas marginales, de baja concentración comercial y aquellas que por sus impurezas refractarias redundan en alto contenido de piritita y granate, así como cuarzo masivo jaspeado que implican, elevar el costo de su tratamiento metalúrgico.

Si bien, el método de cortes que permite estimar reservas por el contornos de los cuerpos proyectados en las secciones geológicas, donde cada bloque está limitado por las mismas secciones, se optó por combinarlo con el sistema evaluativo de bloques que consisten en reducir la irregularidad de los cuerpos a figuras geométricas, para de terminar su volumen fácilmente con fórmulas trigonométricas. Por lo mismo, fue necesario emplear también el método estadístico, debido principalmente a lo extenso del yacimiento, con distribución diseminada y muy irregular de las acumulaciones o concentraciones del grafito. Estos tres métodos, en opinión del autor, permite llegar a las consideraciones aproximadamente reales de la comercialidad del yacimiento sin estimaciones especulativas, si se considera que el cálculo de las reservas tienen como apoyo fundamental, los datos de campo y las interpretaciones geológicas (Perfiles I y II).

Para determinar la Ley media, también se practicaron diversas metodologías inherentes al sistema de cálculo de reservas, como son: desde la simple media aritmética; seguido de los productos volumétricos y su Ley, hasta el sistema analítico poblacional de la frecuencia de porcentajes. Estos tres métodos aportaron valiosos criterios de la distribución de la mineralización y coincidían en varios aspectos; no obstante, dejaban cierta incertidumbre debido a los grandes espesores

de más de 400 m, aún desconocidos en esta fase de exploración. Sin embargo, un dato de observación de campo y muestreo que merece ser confirmado durante el desarrollo del yacimiento, se relaciona con los cuerpos pequeños que exhiben una extrema irregularidad y generalmente baja, en sus contenidos de carbón fijo en cada una de las muestras obtenidas. En cambio, los cuerpos de apreciable volumen muestran gran consistencia en los contenidos de carbón fijo, con tendencia a su enriquecimiento a medida que las obras se profundizan.

El objetivo de estos análisis fue determinar las zonas potencialmente explotables y discriminar aquellas estériles, o francamente no comerciales por su baja concentración de carbón fijo. De esta estimación global, se definió como "cut off", o límite mínimo de corte, los valores por abajo del 2% de C. En realidad, este mineral se considera reserva marginal no aprovechable en la actualidad. Esto motivó a descartar un volumen de 24'492,000 millones que reportaban hasta un contenido medio de 1.12% de carbón fijo y distribuidas en la parte norte del yacimiento; independientemente, que reportan apreciables cantidades de azufre y elevadas concentraciones de cuarzo jaspeado. Por cierto, la parte norte que ahora se discrimina fue la localidad donde se descubrió el yacimiento y primeramente estudiada; por fortuna, los estudios geológicos y mineros posteriores, determinan un amplio margen de posibilidades que ahora están en desarrollo.

El resultado de esta discriminación evaluativa del yacimiento, da por resultado tener como reservas mineras explotables aproximadamente 2/3 de su volumen, o sea 66,475,500 millones con Ley Media de 3.37% de carbono fijo, que permiten plantear un arranque conservador de unas 3,000 T/d y proyectar sistemas de explotación futura hasta de 10,000 toneladas, de acuerdo con la demanda del mercado internacional y el consumo interno.

Finalmente, para fines interpretativos y estadísticos del yacimiento, se hace la observación que de cada cata se obtuvo una fotografía de control físico, así como su descripción litológica y relaciones estructurales; Ley Media, incluyendo los datos de sus dimensiones, con la proyección en planta y su perfil geológico para cada muestra.

2) Estimación Potencial de la Subcuenca de Telixtlahuaca

Para la estimación de las reservas de esta subcuenca, se utilizaron los mismos criterios evaluativos y de interpretación que en la subcuenca de Peñoles; o sea, principalmente su carácter geológico, marcadamente análogo. Aunque los antecedentes de la presencia de grafito se conocen desde principios del siglo, apenas se inicia su desarrollo regional. Sin embargo, por el hecho de que se dispone de un control estratigráfico y estructural, así como de sus límites paleogeográficos, se favorece la posibilidad de que sea de gran potencial para su desarrollo económico.

El rasgo geológico que más llama la atención de los yacimientos de grafito del Complejo Oaxaqueño, se relaciona con su buena exposición desde de su raíz o parte basal, hasta la cima; condición que permite estimar las reservas, o cuando menos medir su potencialidad. Otro importante dato, contempla la observación directa de las fajas mineralizadas, que se pueden seguir a rumbo consistentemente por 2 y 3 Km y cortadas ortogonalmente por profundos arroyos que las exponen para su análisis, eventualmente explotables a cielo abierto aprovechando el arrastre por gravedad.

El rasgo estructural más significativo que se cuenta para evaluar las reservas mineras, radica en que se conoce el relieve del basamento definido por una discordancia tectónica. Esta disarmonía determina una falla inversa de gran extensión que relaciona la nappa de la Carbonera que tiene su máxima expresión justo en esta localidad. La aloctonia regional puede ser observada en toda su magnitud en la estación de La Escondida, con su plano casi horizontal y la polaridad de su movimiento hacia el poniente.

Como en la subcuenca de Telixtlahuaca, se conocen aproximadamente los límites y características estructurales, fue posible identificar la zona del núcleo o "vertedor" que configura el basamento donde se alojaron las mayores concentraciones de materia sapropélica. El hecho de tener determinado el nivel basal del yacimiento, favorece medir el espesor vertical de las concentraciones de grafito; igualmente, al determinar sus límites geográficos presupone que esta subcuenca era un

poco más extensa que la de Peñoles. Esta apreciación se corrobora a partir de que las concentraciones de carbón fijo, en términos generales, son del orden de más del 15%, que las del yacimiento El Hielo.

Posiblemente la analogía más estrecha entre ambos yacimientos, se deba a la posición y características del núcleo con relación a la forma elongada del cuerpo. En ambos yacimientos, el núcleo se ubica en la parte central y baja del respectivo relieve basal; hacia la parte oriental de la cuenca o vertedor. Comúnmente, las concentraciones son más elevadas y para el caso de Telixtlahuaca, alcanzan de 3.8 a 4.8% de carbón fijo, con la característica presencia de piritita diseminada, cuarzo azul y pedernaloso, donde la presencia de apatita radiactiva es conspicua, con algo de rutilo subordinado a la matriz, que es esencialmente feldespática con relación al cuarzo. Debido a que el yacimiento está cizallado, el núcleo exhibe un carácter masivo, donde la alteración supergénica le otorga extrema plasticidad, producida por la misma caolinización y sericitización de los feldespatos.

Victoria (1977) de una muestra representativa del núcleo del yacimiento del área Cerro de la Cucharita, reporta las siguientes concentraciones: azufre más del 2%; Fe y Al entre 1 a 10%; Mg, Ca, Ba, Na y K entre 0.1 y 1%; Mn, Ti, Ni, Sr, Zn, Pb, Cu entre 0.01 y 0.1% y vanadio menos del 0.01%. El análisis químico y reconstrucción mineralógica de los componentes que integran el yacimiento de Telixtlahuaca, se componen aproximadamente así:

Composición Química:

C.....	3.80%
SiO ₂	74.50%
Al ₂ O ₃	5.07%
FeO	5.40%
MgO	1.76%
CaO	1.40%
K ₂ O	1.60%
Na ₂ O.....	0.42%
P ₂ O ₅	0.57%
Ba	0.40%

Reconstrucción Mineralógica:

Grafito	3.80%
Cuarzo.....	61.58%
Feldespatos.....	11.47%
Biotita.....	3.40%
Apatita.....	1.35%
Calcita.....	0.33%
Limonita.....	8.77%
Montmorillonita.....	6.45%

densidad 2.69 gr/cm³

El enriquecimiento de grafito en la zona del núcleo, por otra parte genera el problema de su alteración, con su matriz heterogénea que incluye la presencia de pirita, biotita, sericita y la presencia de cuarzo masivo de gran dureza; factores que encarecen el proceso metalúrgico. Por el hecho de que la matriz en esencia es pelítica y en gran parte feldespática, el mineral grafitico se convierte en plástico y la hojuela se desprende con dificultad, o se pulveriza con un mínimo de recuperación.

Otro factor geológico de importancia económica, también identificado en ambas subcuencas, se relaciona con los ambientes neríticos de plataforma que se distribuye al poniente del yacimiento. Es notable que hacia el poniente, el grafito acontece principalmente en matriz cuarzo-feldespática y en menor proporción pelítica, de modo que la pirita, la apatita y la monmorillonita se atenúan o casi desaparecen. Estas condiciones favorecen el desarrollo de una hojuela grande y de fácil desprendimiento, aunque en menor concentración de carbón. Dentro de este contexto petrológico, resalta la presencia de cuerpos diapíricos de calcosilicatos; algunos con elevadas concentraciones de grafito cristalino dispuestas en vetillas en forma de "stock works". La interpretación que se tiene sobre estos cuerpos, se relaciona con bancos calcáreos de plataforma que incorporaron hidrocarburos del Precámbrico, a manera de trampas y posteriormente, perdieron sus volátiles con la presión orogénica. Resulta interesante observar que los cuerpos diapíricos se distribuyen en donde se define el vertedor y parte más profunda del basamento, con espesores entre 240 y 280 m.

Estos factores geológicos y mineralógicos que directamente influyen en la potencialidad y características del yacimiento, representan los elementos básicos para determinar las reservas actualmente en desarrollo. A la fecha se conoce una parte importante de esta subcuenca, donde se han estimado reservas parciales de 26 M/T, con Ley de 4%, pero apenas se ha cubierto el 55% del área total. Es posible que este tonelaje se incremente al doble, si se parte que hacia el noroeste de la subcuenca de Telixtlahuaca, se tienen espesores de mineral hasta de 300 m y altas concentraciones de grafito que se extienden en la loma de la Hormiga, hasta la estación de La Escondida.

Evaluación Económica del Rutilo, como Subproducto.

Después de gran número de investigaciones mineralógicas y petrográficas, tanto en México como el extranjero, que resultaron de las investigaciones preliminares de análisis por Difracción de Rayos "X", revelaron los siguientes contenidos:

La principal porción, se compone de cuarzo SiO_2 ; la porción secundaria, contiene mica, silicatos de K-Al y otra tercer porción, se compone de feldspatos de K, $\text{Na-AlSi}_3\text{O}_8$. Los minerales secundarios que han sido identificados en línea de abundancia y frecuencia son: grafito, goethita, rutilo, pirita, marcasita, trazas de zirconio y hematita, diseminados en la ganga de cuarzo, mica y feldespato.

La observación microscópica, revela hojuelas de grafito que varían en tamaño entre $5\ \mu\text{m}$ a $1,800\ \mu\text{m}$. La principal parte en la distribución de tamaño fue por abajo de $1,000\ \mu\text{m}$, que incluye una considerable cantidad de $200\ \mu\text{m}$. La goethita fue determinada en tamaños entre $1,000\ \mu\text{m}$ y $3000\ \mu\text{m}$, con la principal porción por abajo de $150\ \mu\text{m}$. El rutilo existe entre las diversas porciones, desde unas pocas micras hasta $300\ \mu\text{m}$, con la principal porción abajo de $150\ \mu\text{m}$.

En cambio, la pirita fue encontrada entre las fracciones desde pocas micras hasta $30\ \mu\text{m}$ y el zircón, en un máximo de $25\ \mu\text{m}$. Los mayores fragmentos de hematita se encontraron del orden de $15\ \mu\text{m}$, aunque la marcasita y pirrotita hasta de $20\ \mu\text{m}$.

El interdesarrollo de los minerales accesorios se presenta eventualmente distribuido en la matriz. Las hojuelas están principalmente -- conectadas al de otros minerales de cuarzo, feldespato y mica, a lo largo de los límites de los cristales. Concreciones de grafito no se han observado y algunas hojuelas grandes exhiben fisuras rellenas de cuarzo y mica. El espesor de esas intercalaciones pueden alcanzar -- hasta $30\ \mu\text{m}$, con longitud de $150\ \mu\text{m}$ como máximo. También formas lenticulares de goethita entre 20 y $150\ \mu\text{m}$, han sido detectadas en los planos del grafito.

Algunas partículas de goethita de gran tamaño contienen ocasionalmente inclusiones finas de grafito, entre 50 a 130 μm . Sin embargo, el rutilo, es el principal mineral interdesarrollado con los minerales de ganga, pero a menudo aparece con el grafito. Ocasionalmente, el rutilo está embebido en cuarzo en forma de agujas, o bien como cabellos en cuarzo.

Por otra parte, la pirita está finamente interdesarrollada con la ganga y parcialmente con la goethita. La marcasita y pirrotita, así como el circonio y hematita están muy fuertemente diseminados con el cuarzo masivo, tipo jaspe.

Estos datos mineralógicos, aparenta que no solamente el grafito sino también el rutilo (TiO_2) tienen que ser considerados para un proceso metalúrgico por etapas; donde el rutilo sería el subproducto, para una concentración económica. No existen otros valores minerales que puedan ser aprovechados y considerados como la goethita, hematita, pirita, marcasita y el circonio, debido a esta dificultad de interdesarrollo, el tamaño fino y el bajo contenido de distribución.

El camino más adecuado para concentrar el grafito sería el proceso de flotación, donde el rutilo podría ser concentrado por medio de la gravedad. Es probable, pero no concluyente que el grafito sea primero separado de la ganga que contiene también el rutilo; una vez que el grafito sea separado. La ganga debe continuar en el flujo para un tratamiento posterior, con el propósito de liberar todo el rutilo diseminado. La concentración del rutilo podría ser elevada o enriquecida por medio de espirales y tablas de vibración.

Estas consideraciones tienen que ser ciertamente examinadas a través de una prueba evaluativa, para establecer la factibilidad del proceso que se tiene en marcha. Actualmente, no se tiene la Ley Media del rutilo, pero se estima que oscile entre 0.1 a 0.4% TiO_2 . Si partieramos del valor menor (0.1%) y para una producción promedio de 3,000 T/d, tendríamos 3 T/d. o sea aproximadamente 1,000 T/anales como producción adicional y de gran importancia económica para su explotación; no obstante, La Escondida mantiene condiciones más favorables.

C O N C L U S I O N E S

La historia sedimentológica del Grupo El Hielo, de ambiente miogeosinclinal y hacia la parte tardía del Proterozoico Medio (1350-1100 m.a.) relaciona la convergencia de dos placas a la deriva. Al poniente, incluye una sucesión sedimentaria de plataforma que sobreyace en discordancia, a un cratón del Proterozoico Temprano (antepaís); en cambio, al oriente, se define una potente sucesión de flysch debida a una trinchera de subducción, bajo un arco insular calco-alcalino, que define el eugeosinclinal.

Las fácies litológicas que cubren al cratón del antepaís, se deducen de su paragénesis metamórfica, al consistir de sedimentos continentales, litorales y de plataforma, donde es posible distinguir principalmente areniscas arcóscas, conglomerados, lutitas y margas calcáreas y magnesianas; metamorfoseadas en fácies de esquistos verdes, pues definen la parte más externa y frente alóctono, de la Orogenia Oaxaqueña. Es posible inferir que los conglomerados heterogéneos -- y mal seleccionados que cubren el frente de aloctonía, definan una "molasse" típica de la orogenia alpina y posterior a las facies de flysch de la trinchera.

Entre la zona de plataforma del antepaís y la zona de trinchera del arco insular, se localiza la zona de cuenca donde se generó la materia bioquímica que dio lugar al grafito cristalino. De hecho, la petrología y la mineralogía con el potencial Redox de Eh y pH constituyen excelentes guías para identificar estos ambientes en el campo, no obstante la complicada tectónica de las escamas de cubierta que se sobrepusieron durante la intensa compresión de bloques. Es de hacer notar que la sedimentación está interferida por un ambiente mixto de actividad bacteriana y química, con marcada influencia mineralógica del arco insular volcánico.

La presencia de apreciables cantidades de rutilo, pirita, apatita, óxidos de manganeso, bario y calcopirita hacia la parte oriental de las cuencas de Peñoles y de Telixtlahuaca, indican soluciones exhalativas volcánicas y que actuaron como nutrientes y productos de deshecho, de los micro-organismos marinos de tipo planctónico y de bentónico.

cos. La descomposición molecular y elemental de las soluciones provenientes del arco, de acuerdo con su identificación mineralógica y química, pueden ser inferidas así: CO_2 , HCO_3^- , PO_4^{3-} , H_2S , SO_4^{2-} , $\text{Ti}(\text{OH})_4^0$, VO_4^{3-} , $\text{VO}_2(\text{OH})_3^{-2}$, UO_2^{+2} , $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{-4}$, $\text{Th}(\text{OH})_6^0$, así como los iones de K^+ , Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , Cl^- , F^- , Fe^{+2} , Fe^{+3} , Mn^{+2} , Cu^{+1+2} , Zn^{+2} , Pb^{+2} , Ba^{+2} .

El carácter petrológico de las facies sedimentológicas del Grupo El Hielo y su distribución, obedecen al relieve del basamento (Supergrupo Zimatlán). Las zonas de cuenca: de Peñoles y de Telixtlahuaca, son depresiones alargadas en forma de "vertedor" donde el núcleo con alta concentración de carbono, se ubica en la parte más baja o profunda de la cuenca. En cambio, los límites de las cuencas grafiticas se definen por cauces de taludes positivos. Es posible que estas subcuencas marginales y burdamente alineadas Norte-Sur, constituyan mares relictos cuando se iniciaba la colisión de bloques.

Las cuencas marinas se desarrollaron marginales al arco insular de Telixtlahuaca, hacia la parte tardía del Proterozoico Medio y contemporaneamente a la actividad volcánica. La intensa proliferación de micro-organismos marinos, se debe a una circulación semi-restringida propiciada por una columna de agua estratificada, donde decrecía el O_2 y se incrementaba el H_2S con la profundidad, en condiciones óptimas de luz, temperatura, nutrientes y salinidad. Esto permitía la descomposición de las soluciones vulcanogénicas y su aprovechamiento como nutrientes por los micro-organismos autótrofos, a través de la fotosíntesis y quimio-síntesis.

Dentro de este contexto, se infiere que la actividad biológica que generó la acumulación y acreción de materia orgánica residual en el fondo marino, se debe al grupo de las bacterias, cianobacterias y algas unicelulares, que se deduce por el grado de evolución alcanzado durante el Proterozoico Medio (1350-1100 m.a.). En consecuencia, se concluye que el producto de esta actividad fue la generación de hidrocarburos, a partir de un material sapropélico; por lo mismo, el grafito cristalino es un residuo de aquél y que perdió sus volátiles por la temperatura y presión intensa de la Orogenia Oaxaqueña.

Un fuerte argumento para considerar que el grafito cristalino proviene de hidrocarburos precámbricos, se deduce de su control sedimentológico, estratigráfico y estructural que según se observan aquí, por la forma diseminada en que aparece en areniscas arcóscicas y conglomeráticas; en las discordancias y facies arrecifales de plataforma; finalmente, su emplazamiento en zonas de fallas, así como en los bordes, cima y fracturas de los domos diapíricos de mármol cipolino y calco-silicatos. Estas referencias prueban que previamente al paroxismo metamórfico de la Orogenia Oaxaqueña, hubo una emigración fluidal a través de las zonas porosas.

Se puede establecer por consecuencia, que los yacimientos de grafito cristalino de importancia económica se distribuyen en el Grupo El Hielo y no obstante, la intensidad metamórfica e imbricamiento sucesivo de fallas inversas, estos depósitos constituyen excelentes guías para identificar y reconstruir las litofácies sedimentarias.

Es posible que la concentración de hidrocarburos se haya iniciado desde la apertura del "rift" cortical; pero en la secuencia precámbrica del Complejo Oaxaqueño, no se observaron relaciones directas de una estructura tipo "rift", debido a que toda la secuencia se presenta autóctona. En efecto, la nappa de la Carbonera cabalga en su parte externa sobre el cratón del antepaís, en un extenso frente de aloctonía regional. A su vez, el mismo arco insular de Telixtlahuaca sobre cabalga a la nappa en toda su extensión. Esta intensa compresión lateral del oriente, propició la cristalización de la materia orgánica carbonosa y su migración hacia trampas estratigráficas y estructurales.

Por consecuencia, se puede establecer que existen varias evidencias geológicas para probar que la Orogenia Oaxaqueña se debe a la colisión de bloques, cuyo origen se relaciona a un "rift" precursor que se inició hacia los 1350-1400 m.a. Por lo mismo, la evolución tectónica de la Orogenia Oaxaqueña, involucra un singular evento de colisión continental, que asocia un diferencial zonamiento de metamorfismo regional, orientado SE-NW. El bajo grado se define al oriente de la zona de colisión; la facies de anfibolita en la parte cen-

tral de sutura y paulatinamente decrece hacia el poniente, hacia el frente de aloctonía de la nappa de la Carbonera.

Mediante los estudios petrográficos y el levantamiento regional, se confirma que las granulitas charnoquíticas y enderbíticas, de alto grado metamórfico y en facies de granulita, se limitan a las aureolas de contacto térmico de las emisiones subvolcánicas del arco insular de Telixtlahuaca (Subgrupo Vigallo), emplazados a temperaturas del orden de 1100°C y presiones bajas. Debido a que gran parte de estas emisiones volcánicas provenientes del manto, exhiben un metamorfismo retrógrado; tuvieron su emplazamiento antes del máximo paroxismo. No obstante, se han identificado que algunas emisiones fueron contemporáneas o inmediatamente posterior, pues no muestran signos de metamorfismo de gran intensidad.

Finalmente, los estudios geológicos y mineralógicos, así como las estimaciones analíticas, de cálculo de reservas para las subcuencas de Peñoles determinan un monto de 67 M/T, con Ley Media de 3.37% de C; en cambio, la subcuenca de Telixtlahuaca en una estimación parcial, alcanza un volumen de 18 M/T, con Ley Media de 4.0% de C. Ambos yacimientos reúnen potenciales recursos de grafito cristalino explotables a cielo abierto, con bajos costos de arrastre y beneficio para la instalación de una planta de beneficio de 3000 T/d en el yacimiento de El Hielo y otra planta de 1500 T/d para el depósito de La Escondida. La producción integrada en las dos plantas, significa aproximadamente unas 50,000 T de concentrado de grafito cristalino.

Estudios petrográficos, mineralógicos y químicos adicionales determinaron apreciables contenidos de rutilo (TiO_2), una variedad de titanio que se presenta finamente diseminado como mineral geoquímico de placer y que actualmente es objeto de evaluación para ser explotado como subproducto, posterior al grafito cristalino.

Como resultado del estudio petrográfico general, para el Complejo Oaxaqueño se confirma un metamorfismo regional progresivo, con temperaturas entre 370 a 670°C y presiones variables de 3.5 a 5 kb, en donde se corrobora que las rocas cuando más, alcanzaron las facies,

de la parte alta de anfibolita. Por lo mismo, no se observan flujos locales de anatexis, aún en las potentes secuencias del Grupo El Trapiche esencialmente cuarzofeldespáticas, tampoco deformaciones de migmatización, que pudieran inferir las facies de granulita; al contrario, es posible identificar algunas estructuras primarias relictas como diaestratificación y marcas de flujos de corrientes.

Se puede concluir que la configuración zoneográfica del metamorfismo regional, está regulado por los mismos eventos tectónicos de la Orogenia Oaxaqueña. En esta forma, se aprecia que la intensidad del metamorfismo decrece hacia los frentes de las cabalgaduras; al mismo tiempo que se incrementa hacia la zona de interacción de sutura, entre el bloque continental del poniente y el arco insular volcánico, del oriente.

Entre las repercusiones metalogénicas y económicas derivadas de la zoneografía metamórfica del Complejo Oaxaqueño, se deduce que los principales distritos auríferos emplazados en los paragneises del Grupo El Trapiche, están restringidos a las zonas de facies de esquistos verdes y parte baja de las anfibolitas. Esto se debe a que el oro, conjuntamente con los lantánidos y los actínidos, se removilizaron con los fluidos a zonas de presiones y temperaturas bajas, como vetas superficiales y en mínima parte a las pegmatitas, respectivamente.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Aguilera, J. G. (1896).- Sinopsis de la geología mexicana: Inst. Geol. Mex. boletín 4-6, p. 189-250.
- Aguilera, J. G. y Ordoñez, E. (1893).- Datos para la geología de México. Imprenta y Fotocografía del Cosmos, México D. F., 87 p.
- Ahrens, L. H. (1966).- Ionization potentials and metal-amino acid complex formation in the sedimentary cycle. Geochim. Cosmochim. Acta, 30:1111-1119.
- Alvarez, M. Jr. (1961).- Provincias fisiográficas de la República Mexicana, Bol. 2, Tomo XLIV, Soc. Geol. Mex., 20 p.
- Anderson, T. H. y Silver, L. T., (1971). Age of granulite metamorphism during the Oaxacan Orogeny, Mexico, Geol. Soc. Amer., abs. 3, p. 492.
- Anderson, T. H.; Silver, L. T.; Pearson, M.; Baenteli, G.; Cordova, - D. A. (1972). Observaciones geocronológicas sobre los complejos cristalinos de Sonora y Oaxaca, Mex. IIa Convención Nacional, Soc. Geol. Mex., p. 115-122.
- Anderson, T. H. y Silver, L. T. (1978).- Rocas precámbricas y paleozoicas de la región de Caborca, Son. México; Ier-Simposio sobre la geología y potencial minero en Estado de Sonora. Libreto-Guía; p. 5-35, planos 4, Tab. 2.
- Arteaga, M. H. (1983).- Contribución al estudio geológico del área de Monte Alban, Oaxaca. Inst. Pol. Nal. Tesis Profesional (inédito), 75 p.
- Aubouin, J. (1965).- Geosynclines. Developments in geotectonics, - V-1 - Amsterdam, Elsevier, 335 p.
- Awramik, S. M. (1977).- Paleobiology of stromatolites.-Chemical - Evolution of Early Precambrian, Ed. Cyril Ponnampuram, p. 111-131.
- Awramik, S. M.; Schopf, J. W. and Walter, M. R. (1983).- Filamentous fossils bacteria from the Archean of western Australia .Precambrian Res. 20:357-374.
- Barrera, T. (1946).- Guía geológica de Oaxaca, Univ. Nal. Aut. Mex. Inst. de Geol., Mex. Memorias, 101 p.
- Barghoorn, E. S. and Schopf, J. W. (1966).- Microorganisms three billion years old from the Precambrian of South Africa. - Science, v. 152, No. 3723, p. 758-763.
- Barghoorn, E. S. and Schopf, J. W. (1967).- Alga-like fossils from the early Precambrian of South Africa. Science, 156, 508-511.
- Bazán B. S. (1982a).- Subducción paleozoica en el área de Nuziño-La Herradura, Oaxaca: VI Conv. Nal. Soc. Geol. Mex., Resumen, p. 120-121.
- Bazán B. S. (1982b).- Placeres del Proterozoico Temprano en la Sierra de Vigallo, Oaxaca: VI Conv. Nal. Soc. Geol. Mex. Resumen.

- Bazán B., S. (1984).- Litoestratigrafía y rasgos estructurales del Complejo Oaxaqueño, Mixteca Alta, Oaxaca. Revista GEOMINET. No. 129, p. 35-63.
- Bazán B., S. (1985).- La secuencia basal del Complejo Oaxaqueño y sus implicaciones metalogenéticas y tectónicas, Sierra de Juárez-Istmo de Tehuantepec: Oaxaca, Revista GEOMINET. No. 137, p. 94-146.
- Bazán B., S. (1987).- Génesis de las pegmatitas del arco insular de Telixtlahuaca. Revista GEOMINET. No. 147-148 y 149, 40 p
- Bazán B., S. (1987).- Yacimientos de Fe. en el Precámbrico de México. Simposio: Exploración de Fe. en México, de la AIMMGM - Monterrey, N. L. Resúmenes.
- Bazán B., S. (1989).- Estratigrafía del Precámbrico de México y su evolución tectónica. Bol. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, en prensa 49 p.
- Bazán B., S. y Bazán-Perkins, S. (1984a).- División estratigráfica preliminar del Complejo Oaxaqueño. VII Conv. Nal. Soc. - Geol. Mex., Resumen, p. 57-59.
- Bazán B., S. y Bazán-Perkins, S. (1984b).- Petrogénesis de las anortositas del Complejo Oaxaqueño. VII Conv. Nal. Soc. - Geol. Mex. Resúmenes p. 187-188.
- Bazán B., S. y Bazán-Perkins, S. (1984c).- La nappa precámbrica de la Carbonera, durante la Orogenia Oaxaqueña. VII Conv. - Nal. Soc. Geol. Mex. Resúmenes, p. 5-6.
- Bazán B., S. y Bazán-Perkins, S. (1986).- El Complejo Acatlan, - prolongación meridional del Geosinclinal Cordillerano. VIII Conv. Geol. Nal. Resúmenes, p. 7.
- Bazán B., S. y Bazán-Perkins, S. (1986).- Evolución de la fase preorogénica del Ciclo Geotectónico Mexicano. VIII Conv. - Geol. Mex., p. 5.
- Bazán B., S. y Bazán-Perkins, S. (1986).- Rocas komatíticas de la Sierra de Juárez-Istmo de Tehuantepec, Oaxaca. VIII Conv. Geol. Nal. Mex., Resúmenes, p. 154-155.
- Bazán B., S. y Bazán-Perkins, S. (1986).- Litoestratigrafía del arco insular del Supergrupo Telixtlahuaca del Proterozoico Medio, Oaxaca. VIII Conv. Geol. Nal. Mex., Resúmenes, p. 156-157.
- Bazán B., S. y Bazán-Perkins, S. (1989).- Los macizos precámbricos de la plataforma del Golfo de México. E.G.III/3, Unión Geofísica Mexicana, Bol. Epc. II, GEOS, Resúmenes, p. 42-43.
- Bazán-Perkins, S. y Bazán B. (1988).- Conexión estructural paleo-sotca del Geosinclinal Cordillerano y el arco insular Oaxacitano, en México, IX Conv. Geol. Nal. Resúmenes, p. 41-42.
- Bazán Perkins, S. y Bazán B. (1989).- Rocas komatíticas del Macizo de Teotitlán-Santa Ana y su relación litoestratigráfica con el Precámbrico de México. V.I/I, Unión Geofísica Mexicana, Bol. Epc. II, GEOS, Resúmenes, p. 182-183.

- Bazán-Perkins, S. (1986).- La falla regional de Tehuacán-Oaxaca, del Terciario Tardío. GTS-5.64, Unión Geofísica Mexicana, Bol. Epc. 11, GEOS, p. 10.
- Bazán-Perkins, S. y González, T. E. (1985).- La naturaleza de las granulitas charnoquíticas del Complejo Oaxaqueño y su significado tectónico. STO- 6-126, Unión Geofísica Mexicana, No. 3, Oax., p. 34.
- Bloomfield, K. y Ortega-Gutiérrez, F. (1975).- Notas sobre la petrografía del Complejo Oaxaqueño. UNAM. Mex. Inst. Geol. Bol. 95, p. 23-48.
- Bonillas, I. S. y Martínez, E. J. J. (1957).- Bosquejo geológico del Distrito de Natividad, Oaxaca. XX Sesión del Congreso Internacional. Bol. de la Soc. Geol. Mex. Tomo XX. No. 1, p. 41-49.
- Broda, E. (1975).- Evolution of the Bioenergetic Processes. Pergamon Press, Oxford.
- Campa, M. F. y Coney, P. J. (1983).- Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico, Can. Jour. Earth. Sci., v. 20, p. 1040-1045.
- Capilla, A. (1910).- Criaderos auríferos del Arcaico en Oaxaca. Bol. Soc. Geol. Mex. Tomo VI, p. 147-156.
- Carfantán, J. C. (1983).- Les ensembles géologiques du Mexique méridional.- Evolution géodynamique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque. Geof. Int. Vol. 22-1, p. 9-37.
- Carfantán, J. C. (1984).- Evolución estructural del sureste de México; paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas. UNAM. Inst. de Geol., Revista, v. 5, p. 207-216.
- Caso, A. D. (1932).- In: Museo Nacional de Arqueología, Historia y Etnografía. Hierros Forjados. Editorial Cortés, p. 14-15.
- Castillo, R. C.; Ramos, S.; Nieto, O. J. and González, P. (1988) - Carbon isotopic analysis in Mexico: A progress report on son Mexican ore deposits and metamorphic rocks. Geofis. Int. México, v. 27, No. 1., p. 149-157.
- Cevallos, F. S.; Solcico, P. A. y Felayo, L. A. (1983).- Una nueva sección Precámbrica de Sonora: los estromatolitos y su importancia en estos estudios. UNAM. Mex. Inst. Geol., Revista, v. 5, No. 1, p. 1-16.
- Charleston, S. (1978).- Prospecto río Santo Domingo, Oaxaca, - PENEX, I. G., No. 160 Z. P. R. (Inédito).
- Charleston, S.; Moreno, G.; Girón, S.; Nájares, A. y Martínez, I. (1982).- Placas mexicana y chiapaneca, dos ámbitos tectónico-estratigráficos de la República Mexicana. Soc. Geol. Mex., VI Convención Geol. Nacional. Programa y Resúmenes, p. 121.
- Clark, K. F.; Damon, P. E.; Schutter, P. y Shaffiqullah, M. (1980) - Magmatismo en el norte de México, en relación a los yacimientos metalíferos, Revista GEOMINET, No. 106, p. 49-71

- Cloud, Jr. E. (1977).- Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive Earth. *Science* 160 ; 729-736. In: The Archaean Search for the Beginning, Ed. G. J. H. McGill. (1968) - by Dowden, Hutchinson & Ross, Inc (reprinted), p. 29-36.
- Coney, P. J. (1983).- Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe, *Revista Inst. Mex. del Petrol.*, 15, 1, 6-16.
- Cook, F. A.; Brow, L. D. y Oliver, Y. E. (1980).- The Southern Appalachian and the growth of continents. *Scientific American*, v. 243, No. 4, p. 124-138.
- Cserna, Z. De (1956).- Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco. *Estado de Guerrero. UNAM. Inst. de Geol.*, Bol. 62-76 p.
- Cserna, Z. De (1958).- Notes on the tectonics of southern Mexico. Habitat of oil, L. G. Weeks, Ed. Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, p. 523-532.
- Cserna, Z. De (1967), (1969).- Tectonic framework of southern Mexico and its bearing on the problem of continental drift. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, v. 39, p. 159-168.
- Cserna, Z. De; Armstrong, P. Li; Yañez, G. C. y Solóriz, M. J. - (1978).- Rocas metavolcánicas e intrusivas relacionadas - paleozoicas de la región de Petatlán, Estado de Guerrero. *UNAM. Inst. de Geol.*, Revista, 2, p. 1-7.
- Damon, P. E; Muhammad, S. y Clark, H. F. (1984).- Evolución de - los arcos magmáticos en México. *Inst. de Geol.*, UNAM. *Revista*, v. 5, No. 2, p. 223-238.
- De Landa, E. G. y Girault, E. (1892).- Informe sobre la zona minera de San Miguel Peras, ubicada en el Estado de Oaxaca. *Bol. Agric. Min. e Ind.*, p. 683-692.
- Delgado, A. (1985).- Relaciones tectónicas de la cuenca cuicateca del Jurásico y serpentinización en Concepción Papalo, Oaxaca. *GEOS, Bol. época II, UGM, México, STO-4-124*, p. 33.
- Delgado, A. (1988, publicado en 90).- Geología preliminar de la - secuencia vulcanosedimentaria y serpentinitas asociadas - del Jurásico (?) del área de Cuicatlan-Concepción Papalo, - Oaxaca. *UNAM. Inst. de Geol. Revista*, v. 7, No. 2, p. 127-136.
- Dickinson, W. R. (1979).- Plate tectonics and ancient mountain - belts. *Rediscovery of the Earth*. Ed. Lloyd Motz, Ph. D., p. 181-194.
- Ferrusquía, V. I. (1970).- Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuttlan, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca. *Soc. Geológica Mexicana. Libro Guía Excursión México-Oaxaca*, p. - 97-118.
- Fries, C.; Schmitter, E; Damon, P. E. and Livingstone, D. E. (1962).- Rocas precámbricas de edad grenvilliana de la parte central de Oaxaca, en Sur de México. *UNAM. Inst. de Geol. Bol.* 64, p. 45-53.
- Fries, C. y Rincón-Orta, (1965).- Nuevas aportaciones geocronológicas y tectónicas empleadas en el laboratorio de Geocronología. *UNAM. Inst. de Geol. Bol.* 73, p. 57-133.

- Fries, C; Schlaepfer, C. y Rincon, O. C. (1966).- Nuevos datos geocronológicos del Complejo Oaxaqueño, Soc. Geol. Mex., Bol. 29, p. 59-66.
- Glaesner, M. F. (1979).- Precambrian Paleobiology: Middle and Late Precambrian Life and Environment. Discovery of the Earth, Ed. Lloyd Mott, Ph. D. VAN., p. 113-124.
- González A. J. (1970).- Informe geológico del área de Chtlapa-Flaziaco, Oaxaca. PEMEX. Suptcia. de Exploración, Zona Sur IGZS No. 548, (Inédito).
- González-Herbert, M. G; González, M. P. R; Garza, M. J. A; Rojas, R. R ; Miranda, P. L. y Arredondo, D. M. (1984).- Características estratigráficas del límite de los terrenos mixteco y oaxaca, en la región de los Reyes Metzontla, Pue. Bol. Soc. Geol. Mex., Tomo XIV, No. 1-2, p. 21-34.
- Grajales, J. M; Murillo, G; Torres, R; Espinosa, M. (1988).- Geología, geoquímica, geocronología e implicaciones tectónicas de la secuencia de rocas verdes de Juchatengo(SRVJ), - Oaxaca, México, IX Conv. Geol. Nacional, Soc. Geol. Mex., p. 114.
- Goodwin, A. M. (1968).- Archean protocontinental growth and early crust history of the Canadian Shield. 23 rd int. geol. cong., Prague 1. p. 69-89.
- Guerrero, G. J; Silver, L. T. y Anderson, T. H. (1978).- Estudios geocronológicos en el Complejo Iolapa. Bol. Soc. Geol. Mex. IV Con. Geol. Nac., Tomo XXXIX, v. 39, p. 22-23, Resúmenes.
- Hall, D. O; Lumsden, J. and Tel-or, E. (1977).- Iron sulfur proteins and superoxide dismutases in the evolution of photosynthetic bacteria and algae. Chemical Evolution of the Early Precambrian, p. 191-210.
- Hijar, J. (1905).- Ligeros datos sobre los criaderos de Peñoles, Oaxaca y Tamazulapa, Jalisco: Bol. Soc. Geol. Mex. Tomo 1, p. 207-213.
- Humboldt, A. (1802).- Ensayo político sobre la Nueva España. Traducción. Jalapa 1870.
- International Stratigraphic Guide (1976), John Wiley & Sons, 200 p.
- Kashdan, A. B. (1977).- Prospección de yacimientos minerales, Ed. Mir, Moscú, Traducción, 375 p.
- Keeler, S. E. y Heath, S. A. (1970).- Structural trends in the southernmost North American Precambrian, Oaxaca, Mexico, - Geol. Soc. Amer. Bull., 81, p. 2471-2475.
- Knoll, A. H. (1986).- Geological evidence for early evolution. - Treb. Soc. Cat. Biol., v. 39, p. 113-141.
- Lowe, D. R. (1982).- Sedimentology of 3.4 by-old stromatolite and evaporite bearing rocks in the Pilbara block, western Australia. UNAM. Inst. de Geol. IGCP. Joint meeting projects - 157 and 160. Developments and Interactions of Precambrian - Lithosphere, Biosphere and Atmosphere. Abstracts, p. 20.
- Margulis, L. (1972).- In: C. Ponnamperna Ed., Erobiology (North -Holland Publ. Co., Amsterdam), 342.

- Margulis, L. (1977).- Evolution of Mitosis and the late appearance of Metazoa, Metaphyta y Fungi: Chemical Evolution of the Early Precambrian, p. hi. C. Ponnamperuma, Ed., p. 187-189.
- Margulis, L. and Schwartz, K. (1982).- Five kingdoms: An illustrated guide to the phyla of life on Earth. San Francisco: W. H. Freeman and Co.
- Menzel, D. W. (1974).- Primary productivity, dissolved and particulate organic matter, and the sites of oxidation of organic matter. In: Tissot, B. P. y D. H. Welte (1982).- El petróleo su formación y localización. Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, México., p. 43.
- Miyashiro, A. (1961).- Evolution of metamorphic belts: Jour. Petrology, v. 2, p. 277-311.
- Miyashiro, Ai Aki, K. and Sengür, A. M. C. (1982).- Orogeny. - John Wiley and Sons, 242 p.
- Monty, C. L. V. (1967).- Ann Soc. Geol. Bel., 9:55.
- Mora, C. I; Valley, J. W. and Ortega, G. F. (1986).- The temperature and pressure conditions of Grenville-age granulite facies metamorphism of the Oaxacan Complex, Southern Mexico. Inst. de Geol., Revista, v. 6, No. 2, p. 222-242.
- Moran-Zenteno, D. J. (1984).- Geología de la República Mexicana, INEGI y UNAM, 88 p.
- Moran-Zenteno, D. J; Granados, D. H. y Molina, G. R. S. (1986).- Reflexiones acerca del Complejo Oaxaqueño; una revisión de las teorías que podrían explicar su origen. Revista Ingeniería. No. 4, UNAM, México, p. 15-22.
- Múgica, M. R. (1978).- Estudio radiométrico de las rocas ígneas y metamórficas del prospecto Teotitlán del Camino, Oaxaca: Inst. Mex. de Petrol. Proyecto C-1069, 69 p. (Inédito).
- Muir, M. D.; Grant, P. R; Bliss, G. M; Diver, W, W, L. and Hall, D. O. (1977).- A discussion of biogenicity criteria. In: - A geological context with examples from a very old greenstone belt, a Late Precambrian deformed zone and tectonized - Phanerozoic rocks. Chemical Evolution of the Early Precambrian. Ed. Cyril Ponnamperuma, p. 155-170.
- Nagy, L. A. (1974).- Science, 183: 514.
- Ordoñez, Esquitel (1906).- L'Archatque du Cañon de Tomellín. Cong. Geol. Internacional, I Sesión, México, Libroto-guía, Excursión 5, p. 30.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1975).- Nota preliminar sobre las eclogitas de Acatlán, Puebla: Bol. Soc. Geol. Mex., v. 35, p. 1-6.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1977).- Los mármoles intrusivos del Complejo Oaxaqueño. UNAM. Inst. de Geol., Revista, v. 1, p. 26-32.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1978a).- Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estado de Puebla y Oaxaca. UNAM. Inst. de Geol., Revista, v. 2, p. 112-131.

- Ortega-Gutiérrez, F. (1978b).- Geología del contacto entre la -
Formación Acatlán paleozoica y el Complejo Oaxaqueño pre-
cámbrico al oriente de Acatlán, Estado de Puebla. Bol. -
Soc. Geol. Mex., v. 39, p. 27-28. Resúmenes.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1981).- Metamorphic belts of southern Mexi-
co and their tectonic significance. Geofis. Internal.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1982).- Evidences of Precambrian evaporites
in the Oaxaca granulite complex of southern Mexico. -
D. F., UNAM, Inst. de Geol., Internal, Geol. Correla-
tion Program, Joint Meeting of Projects 157 and 160, p.
27, Resúmenes.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1983).- La Falla de Oaxaca, una discordancia
tectónica fundamental del sur de México. Unión Geofísica
Mexicana, Memorias, p. 1.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1984, publicado en 85).- La evolución tec-
tónica premisisipica del Sur de México. UNAM. Inst. de -
Geol. Revista, v. 5, No. 2, p. 140-157.
- Ortega-Gutiérrez, F. y Corona, E. (1986).- La falla de Chapolapa.
Sutura críptica entre los terrenos zapoteca y chatino.
Anual Geofís. Mexicana, Resúmenes, p. 11.
- Ordoñez, E. (1906). L' Archaïque du Cañon de Tomellin. Cong. -
Geol. Internacional, X Sesión, México. Libreto-guía, Ex-
cursión 5, 30 p.
- Pacheco, G. C. A. y Ortiz, U. A. (1983).- Estudio tectónico es-
tructural de Tehuacán-Córdoba. IMP., Méx, Proyecto C-1161
. 83 p. (Inédito).
- Padilla R. y Sanchez. (1986).- Post-Paleozoic tectonics of north
east Mexico and its role on the evolution of the Gulf of
México. Geofísica Internacional, v. 25, No. 1, p. 157-206
- Pantoja-Alor, J. (1970).- Rocas sedimentarias paleozoicas de la
región centro-septentrional de Oaxaca. Soc. Geol. Mex., -
Libro-Guía de la Excursión México-Oaxaca, p. 67-84.
- Peterson, D. A. (1985).- Guiengola fortaleza Zapoteca. In: "Diario
El Imparcial", Oaxaca. Suplemento Letra Viva, 1985, -
29 de sep., p. 5-8.
- Pettijohn, F. J. (1975).- Sedimentary rocks, third edition. Har-
per & Row, publishers, 628 p.
- Pflug, H. D. (1966).- Structured organic remains from the Fig -
Tree Series of the Barberton Mountain Land. Inform. Circ.
No. 28, Econ. Res. Unit. of the Witwatersrand, Johannes-
burg.
- Pflug, H. D. (1967).- Strukturierte organische Reste aus über 3
Milliarden Jahre alten Gesteinen Sudafrikas: Die Natur -
wissenschaften, v. 54, p. 237-241.
- Raisz, E. (1964).- Landiforms of Mexico Geography Branch Office
of Naval Reseach, Cambridge, Mass.

- Ramdhor, P. (1958).- *New observations on the ores of the Witwatersrand in South Africa and their genetic significance: Geol. Soc. South Africa, Annexure, to v. 1X1.*
- Ramírez-Espinosa, J. (1982).- *Conjuntos tectono-estratigráficos que conforman el mosaico de la Sierra Madre del Sur, VI Conv. Nacional de la Soc. Geol. Mex; Programa y Resúmenes, p. 35.*
- Ramírez-Espinosa, J. (1984).- *La acreación de los terrenos mixteco y oaxaca durante el Cretácico Inferior, Sierra Madre del Sur de México. Bol. Soc. Geol. Mex. Tomo XIV, - No. 1-2, p. 7-19.*
- Rodríguez C., J. C. (1983).- *La geología económica de la explotación mineral del yacimiento de grafito cristalino, ubicada en San Francisco Telixtlahuaca, ESIA, Tesis Profesional. (Inédita).*
- Roscoe, S. M. (1969).- *Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian Shield: Geological Survey of Canada, Paper 69-40, 205.*
- Sazby, J. D. (1969).- *Metal-organic chemistry of the geochemical cycle. Rev. Pure Appl. Chem., 19: 131-150.*
- Sazby, J. D. (1976).- *The significance of organic matter in ore genesis: Concentration of Metals: cap. 5 Handbook of Strata-Bound and Stratified Ore Deposits: Geochemical Studies, v. 5, p. 111-133.*
- Schidlowski, M. and Eichman, R. and Junge, C. E. (1975).- *Pre-cambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications the terrestrial oxygen budget. Precambrian Res., 2, 1-69.*
- Schidlowski, M and Eichman, R. (1977).- *Evolution of the terrestrial oxygen budget. Chemical Evolution of the Early Precambrian, Edited by Cyril Ponnampetuma, 10, p. 87-99.*
- Schopf, J. W. and Barghoorn, E. S. (1967).- *Alga-like fossils from early Precambrian of South Africa. Science, v. 156, p. 508-511.*
- Schopf, J. W; Oehler, D. J; Harodyski, J. and Kuenvolder, K. A. (1971).- *Biogenicity and the significance of the oldest known stromatolites, J. Paleontol., 45. 477-485.*
- Schopf, J. W. (1974).- *The development and diversification of Precambrian life origins of life 5: 119-135.*
- Schopf, J. W. (1975).- *Precambrian paleobiology; problems and perspectives, Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 3: 213-249.*
- Schopf, J. W. (1977).- *Evidence of Archean life. Chemical Evolution of the Early Precambrian. Ed. by Cyril Ponnampetuma, p. 101-105.*
- Schopf, J. W. (1978).- *Evolución de las células primitivas. Evolución. Cientific American, No. 26, Noviembre, p. 59-76.*

- Schopf, J. W. (1982).- La evolución de las células primitivas. In: Evolución 2a-ed. (Libros de investigación y ciencia). Ed. - Labor, Barcelona, p. 49-68.
- Schulze, S. S. (1988).- Evolución paleogeográfica y tectónica del Estado de Oaxaca. 1^o Conv. Geol. Nacional, Mex, Resúmenes, p. 27-28.
- Smirnov, V. I. (1982).- Geología de yacimientos minerales, Ed. Mir Moscú, 654 p.
- Taylor, Jr. H. A. (1960).- Mineral Facts and Problems, p. 363-396
- Taylor, Jr. H. A. (1962).- Graphite, year book. Metals and Minerals, Ed., 1964, v. 1, p. 397-407.
- Taylor, Jr. H. A. (1984).- Graphite. Mineral yearbook, p. 437-447
- Taylor, Jr. H. A. (1988).- Mineral Industria Survey, U. S., Department of Interior, Bureau of Mines, Annual Preliminary.
- Turner, F. J. (1968).- Metamorphic Petrology, segunda edición - Mc Graw Hill, New York.
- Tissot, B. P. y Welte, D. H. (1982).- El petróleo su formación y localización. Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología, - México. Ciencia y Desarrollo. 589 p.
- Tyler, S. A. and Barghoorn, E. S. (1954).- Science, 119: 606.
- Urrutia, F. J; Moran, Z. J; Vand Der, V. R; Ballard, M. y McCabe, C. (1986). Paleomagnetismo y evolución tectónica del terreno Oaxaca, resultados preliminares. GTS-1.63. Reunion Anual. Unión Geofísica Mexicana, p. 10, Resúmenes.
- Victoria, M. A. (1977).- Caracterización metalúrgica de una muestra de grafito de Telixtlahuaca, Oaxaca. Tesis Profesional Ing. Geólogo. UNAM, Facultad de Ingeniería (Inédito).
- Viljoen M.J. and Viljoen, R. P. (1977).- The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. The Archean. - Dowden, Hutchinson & Ross., p. 94-125.
- Waltz, P. (1912).- Notas preliminares relativas a un reconocimiento geológico por el curso del Río Atoyac (Oaxaca). Paragones. UNAM, v. 4, No. 1.
- Walter, M. R; Buick, R. and Dunlop, J. S. R. (1980).- Stromatolites 3,400-3500 My old from the North Pole area Western Australia. Nature 284:443-445.
- Whittaker, R. H. (1959).- On the broad classification of organisms, en Quarterly Review of Biology, 34, 210-226.
- Winkler, H. G. F. (1976).- Petrogénesis de rocas metamórficas. - Ed. H. Blume, España, traducción, 346 p.
- Wilson, J. T. (1979).- The mobility of the Earth's Crust: The Rediscovery of the Earth.- Van Nostrand Reinhold Co., p. -- 139-146.

- Wilson, J. A. and Clabaugh, S. E. (1970).- A new miocene formation, and a description of volcanic rocks. Northern Valley of Oaxaca State of Oaxaca. Soc. Geol. Mex., Exc. Mé-
xico-Oaxaca, Libro-Guía , p. 120-128.
- Zamora, M. S; Casarrubias, J. S; Zárate, V. P. F; Ramírez, V. C.
y Diaz, T. F. J. (1975).- Geología de los yacimientos de
grafito cristalino en el Estado de Oaxaca. C. R. M., De-
partamento de Geología. México., p. 315-351.