



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**Posgrado en Ciencias de la Tierra
Centro de Geociencias**

Estratigrafía y sedimentología de la Ignimbrita Huichapan

TESIS

**Que para optar por el grado de:
Maestro en Ciencias de la Tierra**

Presenta:

Jaime Gabriel Pacheco Hoyos

Tutor:

**Dr. Gerardo de Jesús Aguirre Díaz
Centro de Geociencias, UNAM**

Miembros del comité tutor:

Dr. Pablo Dávila Harris (División de Geociencias Aplicadas, IPICYT)

Dr. Gerardo Carrasco Núñez (Centro de Geociencias, UNAM)

Dra. Lucia Capra Pedol (Centro de Geociencias, UNAM)

Dr. Margarito Tristán González (Instituto de Geología, UASLP)

Juriquilla, Qro, Enero 2016



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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 esta 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.

**Copyright is owned by the Author of the thesis.
The thesis may not be reproduced elsewhere
Without the permission of the Author.**

Each ignimbrite is unique, so, rather than attempt to interpret each known variation, we develop a conceptual framework involving intergradations of processes. In this framework the “Standard ignimbrite flow-unit” and the current it is inferred to have formed from constitute a particular case rather than the norm, just as a current in which transport is entirely at low concentrations constitutes another specific case. We relate vertical and lateral lithofacies distributions within ignimbrites to currents that can have various or changing source emissions, various durations and various clast-concentrations profiles, and which are affected by topographies that evolve according to erosion and deposition.

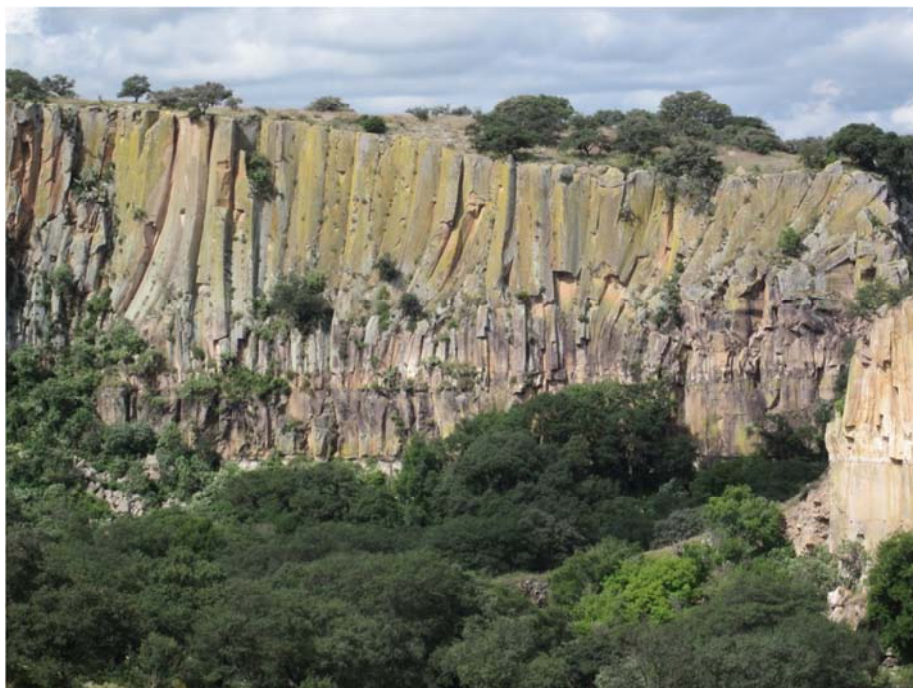
Thus, as a first step toward inferring the behaviour of an entry current, one must first interpret each lithofacies in terms of the flow-boundary zone processes and then analyse the vertical and horizontal lithofacies sequences across an ignimbrite sheet to determine how the flow boundary evolved overall through time and space. Ideally, an aim should be to analyse the architecture of an entire ignimbrite sheet. This is because, even though an ignimbrite may locally exhibit an apparently simple vertical organization, its overall architecture might exhibit complexities that indicate more sustained and complexly evolving currents, including switches in runout direction

M.J. BRANNEY & P. KOKELAR

In “Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites”

A central lesson of science is that to understand complex issues (or even simple ones), we must try to free our mind of dogma and to guarantee the freedom to publish, to contradict and to experiment. Arguments from authority are unacceptable.

CARL SAGAN



Sitio “Cas y Wright”



Cipactli, monstruo de la tierra, mitad lagarto y mitad pez, dibujado en la ignimbrita Huichapan por personas de la cultura Xajay. Sección Pahñu.

Abstract

The Huichapan ignimbrite have been studied with the aim of understanding the time and space evolution of the pyroclastic density currents associated with the assembly of large and predominantly massive ignimbrite sheets. This work is based on field geology and directional fabric measurements. To the west of the caldera, the lower portion of the Huichapan ignimbrite consist of a large plateau composed of massive ignimbrites with intense welding, devitrification and high-T vapor phase alteration, grading laterally to moderately welded and non-devitrified massive ignimbrites. This is interpreted as the sedimentation of granular fluid-based pyroclastic density currents erupted by boiling over at a continuous rate, supporting deposition by quasi-steady progressive aggradation of sustained and hot currents. To the north of the caldera, the lower portion of the ignimbrite consists of a small plateau in which the devitrified and intensely welded facies are absent. Probably, the pyroclastic density currents entered late during the eruption to the north of the caldera, forming the small plateau which promotes a relative rapid cooling of the deposits. Analysis of the relationships of the Huichapan ignimbrite with older units suggests that topographic obstacles promote the deviation of the pyroclastic density currents to the north, an interpretation supported by directional fabric data. Nevertheless, the deviation occurs after deposition-induced topographic modifications. The architecture of the north plateau is composed of several facies associations characterized by specific depositional regimes. This suggests that the sedimentation history of the north plateau is the result of non-uniform flow boundary zones processes through time and space. The upper portion of the ignimbrite is composed of extensive progradational and non-welded ignimbrites with very well develop degasification pipes. Those ignimbrites

were deposited by largely sustained and rapidly aggrading granular fluid-based currents in a near end-member fluid escape-dominated flow boundary zone. The non-welded nature may record pyroclastic density currents cooling during a transition to a high height pyroclastic fountain and the grain size increase could be the effect of coarse clast supply waxing at the vent. Stratified massive lapilli tuff bedforms within those ignimbrites record the passage of turbulent eddies.

Keywords: Pyroclastic density current, caldera eruptions, progressive aggradation, welding, boiling over, large ignimbrite sheets.

Resumen

La ignimbrita Huichapan se ha estudiado con el objetivo de entender la evolución en tiempo y en espacio de las corrientes piroclásticas de densidad asociadas con la formación de ignimbritas masivas de gran extensión. Este trabajo se basa en geología de campo y estudios de fábrica direccional. Al oeste de la caldera, la porción inferior de la ignimbrita Huichapan es una extensa meseta compuesta por ignimbritas con intenso soldamiento, desvitrificación y alteración de fase de vapor de alta temperatura, cambiando a la lateral a ignimbritas masivas no desvitrificadas y moderadamente soldadas. Se interpreta que esto es el efecto del emplazamiento de corrientes piroclásticas de alta concentración generadas por una fuente piroclástica de baja altura con una tasa de emisión continua, esto promovió el depósito mediante agradación progresiva semi-estable de corrientes sostenidas y calientes. Al norte de la caldera, la porción inferior de la ignimbrita consiste en una meseta pequeña en la que las facies intensamente soldadas y desvitrificadas están ausentes. Probablemente, las corrientes piroclásticas entraron tarde durante la erupción al norte de la caldera, formando esta pequeña meseta que promovió un enfriamiento relativamente rápido de los depósitos. Análisis de las relaciones entre la ignimbrita Huichapan y unidades más antiguas sugiere que hubo obstáculos topográficos que promovieron la desviación de las corrientes piroclásticas hacia el norte, una interpretación consistente con los datos de fábrica direccional. Sin embargo, la desviación ocurrió después de modificaciones de la paleotopografía por el efecto del emplazamiento de la ignimbrita. La arquitectura de la meseta del norte está compuesta por diversas asociaciones de facies las cuales están caracterizadas por regímenes de depósito específicos. Esto sugiere que la historia de sedimentación en la meseta del norte involucró no

uniformidad en procesos de la zona límite del flujo en el tiempo y el espacio. La porción superior de la ignimbrita Huichapan está compuesta por ignimbritas extensas, no soldadas, progradacionales y con tubos de desgasificación muy bien desarrollados. Estas ignimbritas fueron depositadas por corrientes piroclásticas de alta concentración sostenidas y con una alta tasa de sedimentación en una zona límite del flujo de escape de fluido cercana al extremo. La carencia de soldamiento podría ser el efecto del emplazamiento de corrientes formadas por una fuente piroclástica alta y el aumento en tamaño de grano es efecto de un incremento en la fuente en el suplemento de clastos grandes. Tobas de lapilli estratificadas dentro de estas ignimbritas son el efecto del paso de remolinos de turbulencia.

Palabras clave: Corrientes piroclásticas de densidad, erupciones de caldera, agradación progresiva, soldamiento, fuente piroclástica de baja altura, ignimbritas de gran extensión.

Agradecimientos

Agradezco al consejo nacional de ciencia y tecnología (CONACYT) por la beca otorgada para realizar mis estudios de posgrado. A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) por permitirme continuar con mi desarrollo profesional y por brindarme un excelente acceso a la literatura mediante su biblioteca y servicio de red.

A los revisores de esta tesis, Dr. Gerardo Carrasco, Dra. Lucia Capra, Dr. Margarito Tristán y Dr. Pablo Dávila y al tutor Dr. Gerardo Aguirre por sus valiosos comentarios que me ayudaron a simplificar y clarificar el contenido de esta tesis.

Se agradece la amabilidad de toda la gente de las numerosas canteras visitadas en Hidalgo y Estado de México, que siempre mostraron accesibilidad en su lugar de trabajo. A las personas del parque eco-turístico Los Arcos Saucillo y también a las personas de Huichapan y de la zona arqueológica de Pahñu, por su amabilidad y ayuda.

A mis profesores, especialmente al Dr. Gerardo Carrasco y Dra. Lucia Capra por introducirme a la vulcanología y al Dr. Luigi Solari y Dr. Juan Pablo Bernal por enseñarme la importancia del aprendizaje autodidacta y por fomentar la crítica y la discusión. También se agradece al Dr. Timothy Lawton y al Dr. Jorge Aranda por siempre estar disponibles para discusiones. Agradezco al personal del posgrado, Dr. Mariano Cerca y la Sra. Marta Pereda por siempre estar pendientes de todos los detalles administrativos durante mi estancia en el Centro de Geociencias.

Agradezco mucho a la Sra. Teresita López, por ser una persona tan positiva y por su efectividad para encontrar tantos artículos que han sido muy útiles en mi formación. Al Sr. Juan Tomás Vázquez Ramírez, por su ayuda en el taller de laminación, por enseñarme a hacer láminas delgadas y por su amistad. Se agradece a la Dra. Marina Vega por su ayuda en el análisis de difracción de rayos X.

A mis compañeros de pasillo, Hugo, Iván, Carmen, Edgar (Ángeles y Juárez), David, Daniela, Aldo, Mario, Erick (Chihuahua y Chilango), Diego, Myrna y Norma por su compañerismo y amistad. También se agradece al paisano Dr. Alexander Iriondo (por la parte sonorenses) por ser un buen amigo y dar buenos consejos.

Se agradece a Iván Suñe y al Dr. Dario Pedrazzi por su valiosa ayuda en campo que permitió la consecución de este trabajo. También agradezco la ayuda en campo y las discusiones con el Dr. Pablo Dávila, cuya colaboración en este trabajo de tesis lamentablemente no pudo ser más extensa. El financiamiento de este trabajo se hizo mediante un apoyo PAEP a Jaime Gabriel Pacheco Hoyos y el proyecto PAPIIT-IN104615 a cargo del Dr. Gerardo de Jesús Aguirre Díaz.

Finalmente agradezco a mi familia, por siempre apoyarme y ser comprensivos en mis buenas y malas decisiones, a ustedes más que a nadie debo mis agradecimientos.

ÍNDICE

Estratigrafía y sedimentología de la Ignimbrita Huichapan

I. Introducción	1
I.1. Objetivos y justificación del estudio	1
I.2. Esquema de tesis	1
II. Marco geológico	4
II.1. Cinturón Volcánico Transmexicano	4
II.2. Calderas del sector central	5
II.3. Caldera de Huichapan	7
III. Marco teórico	13
III.1. Soldamiento: Introducción	13
III.2. Temperatura y soldamiento	24
III.3. Efectos de la composición química y los volátiles en el soldamiento	30
III.4. El factor de la presión en el soldamiento	35
III.5. Dinámica de emplazamiento y soldamiento	37
III.6. Interpretación de las facies soldadas en ignimbritas	40
III.7. Terminología y código de litofacies	45
III.8. Concepto de la zona límite del flujo	54
III.9. Modelos de facies	58
IV. Metodología	61
IV.1. Petrografía	61
IV.2. Difracción de Rayos X	61
IV.3. Fábrica direccional	62

V. Estratigrafía	68
V.1. Estratigrafía de la ignimbrita Huichapan	68
V.2. Petrografía y mineralización de fase de vapor	80
V.3. Patrón de gradación de la ignimbrita Huichapan	83
V.4. Reinterpretación de unidades	85
VI. Sedimentología	91
VI.1. Fábrica direccional	91
VI.2. Análisis de litofacies y de la arquitectura de la ignimbrita Huichapan	93
VII. Discusión	131
VII.1. ¿Modelos de Facies?	131
VII.2. Significado de los patrones de fábrica direccional	133
VII.3. Modelo de emplazamiento de la ignimbrita Huichapan	134
VII.4. Origen de las facies soldadas y desvitrificadas en la ignimbrita Huichapan	147
VII.5. Implicaciones para la sedimentología de ignimbritas y en la dinámica de calderas	150
VIII. Conclusiones	151
Referencias	153
Apéndice 1: Metodología y datos de fábrica	-1-
Apéndice 2: Secciones adicionales	-9-
Apéndice 3: Difracción de Rayos X	-10-
Apéndice 4: Datos de las secciones y cálculo del volumen de la ignimbrita	-12-

I. INTRODUCCIÓN

I.1. Objetivos y justificación del estudio.

El primer objetivo de este trabajo es estudiar los procesos sedimentarios que se infieren a partir de las litofacies en los depósitos de corrientes piroclásticas de densidad conocidos como ignimbritas. El segundo objetivo es analizar los procesos físicos que dan lugar al soldamiento de las ignimbritas para una mejor comprensión del significado estratigráfico que tienen las facies soldadas. Este trabajo incluye el caso de estudio de la ignimbrita Huichapan, de la cual se pretende describir su historia de emplazamiento y post-emplazamiento por medio de la observación, descripción y comprensión de las variaciones en soldamiento y las asociaciones de litofacies en este depósito. El entendimiento de estos procesos permitirá una mejor interpretación de la historia eruptiva en volcanes formadores de ignimbritas. Por otro lado, estos conocimientos son útiles en estudios geológicos donde sea necesario realizar la estratigrafía y cartografía de una zona con ignimbritas. Debido a que en México son comunes las ignimbritas (se observan en la Sierra Madre Occidental, Cinturón Volcánico Transmexicano, Baja California, Sierra Madre del Sur), es importante entender la sedimentología y el soldamiento en dichos depósitos, ya sea para estudios vulcanológicos o para estudios de estratigrafía regional.

I.2. Esquema de tesis.

Para cumplir con los objetivos mencionados anteriormente se presenta una revisión sobre sedimentología de corrientes piroclásticas formadoras de ignimbritas y otros conceptos sedimentológicos que se considera son de utilidad. El estudio de la ignimbrita Huichapan se realizó considerando modelos de facies y en contraparte también se estudiara la ignimbrita infiriendo procesos de sedimentación mediante el concepto de zona límite del flujo (*flow boundary zone*) propuesto por Branney y Kokelar (2002). Se realizó una revisión bibliográfica sobre el proceso de soldamiento y otros temas relacionados al mismo (eg., reología de magmas). El proceso de soldamiento es muy complejo, varía según el tipo de erupción, tipos de magma y proceso de emplazamiento. Por lo tanto, un solo caso de estudio es insuficiente para entender el soldamiento en las ignimbritas y es necesario hacer una revisión de la literatura sobre el tema. El presente estudio sobre la ignimbrita

Huichapan incluye secciones estratigráficas, petrografía y estudios de fábrica direccional. En este trabajo se determinan y discuten los procesos vulcano-sedimentarios que dieron origen a la ignimbrita Huichapan, así como el describir y discutir sobre los distintos grados de soldamiento observados a lo largo y ancho de la ignimbrita.

La tesis se encuentra dividida en los siguientes capítulos:

- Marco geológico: La estratigrafía volcánica de la zona de estudio ya ha sido estudiada en otros trabajos, por lo cual en el contexto geológico la ignimbrita Huichapan ya se tiene bien identificada como horizonte estratigráfico y se conocen los eventos volcánicos anteriores y posteriores. En el marco geológico se discute brevemente la estratigrafía de las calderas de la porción central del Cinturón Volcánico Transmexicano y la geología del área de estudio.
- Marco teórico: En este capítulo se revisa el concepto de soldamiento iniciando con la definición de conceptos fundamentales y se continúa con una revisión a las propuestas para la clasificación de las rocas piroclásticas con base a su soldamiento. Posteriormente se discuten los procesos involucrados en el soldamiento. Esta revisión documenta diversos aspectos que deben tomarse en cuenta al estudiar ignimbritas con variaciones en el soldamiento, incluyendo datos texturales, químicos, sedimentológicos y se discuten resultados obtenidos en trabajos de petrología experimental que son importantes para entender el soldamiento. Finalmente, se hace una discusión sobre la interpretación de las facies soldadas en ignimbritas y la importancia de su estudio. En este capítulo también se muestra la terminología usada en la descripción de la ignimbrita Huichapan. Esta terminología se presenta empleando un código de litofacies. En lo que respecta a sedimentología no se hace una revisión extensa del tema, de hecho, en el capítulo de soldamiento ya se mencionan procesos de sedimentación y sus efectos en el soldamiento. La extensión de este trabajo amerita que muchos conceptos de sedimentología se den por sobrentendidos. Los únicos temas que se discutirán con respecto al tema de la sedimentología son el concepto de zona límite del flujo (ver detalles en el capítulo III) y modelos de facies de rocas piroclásticas.

- Metodología: Se discute el desarrollo de los métodos de estudio. Estos métodos incluyen petrografía, difracción de rayos X aplicada a polvos y análisis de fábrica direccional.
- Estratigrafía y sedimentología: En el capítulo de estratigrafía se discute la petrografía, granulometría y alteración de fase de vapor de la ignimbrita Huichapan. También se hace una reinterpretación de algunas unidades de roca a la base de la ignimbrita Huichapan. Los principales rasgos estratigráficos de la ignimbrita Huichapan se identifican con base a variaciones laterales y verticales en soldamiento, desvitrificación, alteración de fase de vapor y granulometría. En el capítulo de sedimentología se interpretan las variaciones de litofacies con base a cambios temporales y espaciales en procesos de la zona límite del flujo. Para esto se hacen descripciones detalladas de los sitios de mayor interés desde el punto de vista de la sedimentología de la ignimbrita, en conjuntos con la respectiva interpretación. También se estudia la sedimentología de la ignimbrita con base al análisis de la arquitectura de la misma, tanto a escala local como regional. En el capítulo de sedimentología se presenta el análisis de fábrica direccional realizado en este estudio.
- Discusión y conclusiones: Se discute sobre si el uso de modelos de facies es el método de estudio más adecuado para entender la ignimbrita Huichapan. Se presenta un modelo eruptivo para explicar diversos aspectos de la ignimbrita Huichapan, incluyendo las variaciones en soldamiento, desvitrificación, alteración de fase de vapor, granulometría y la variabilidad en los procesos sedimentarios que han sido interpretados.

II. MARCO GEOLÓGICO

II.1. Cinturón Volcánico Transmexicano.

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) es un arco volcánico de margen continental asociado a la subducción de las placas de Cocos y Rivera debajo de la placa Norteamericana (figura 2.1). Se denomina como “transmexicano” debido a que está emplazado de forma transversal a la mayoría de las provincias geológicas de México. El CVTM está predominantemente orientado E-W, tiene ~1000 km de longitud y entre 80-230 km de amplitud (Demant, 1978; Aguirre-Díaz, 1998; Ferrari et al., 1999; Siebe et al., 2004; Gómez-Tuena et al., 2007). La actividad magmática del CVTM abarca desde el Mioceno hasta el presente (Cerca-Martínez et al., 2000; Ferrari et al., 2012). El volcanismo varía de basáltico-intermedio-silíceo y de alcalino a calco-alcalino (Gómez-Tuena et al., 2007; Siebe et al., 2004). Algunos factores que causan esta variabilidad en los tipos de magmas son la subducción de dos placas oceánicas con diferentes características físicas y químicas, regímenes extensionales intra-arco y heterogeneidad del basamento y de la cuña del manto (Gómez-Tuena et al., 2007; Ortega-Gutiérrez et al., 2008).

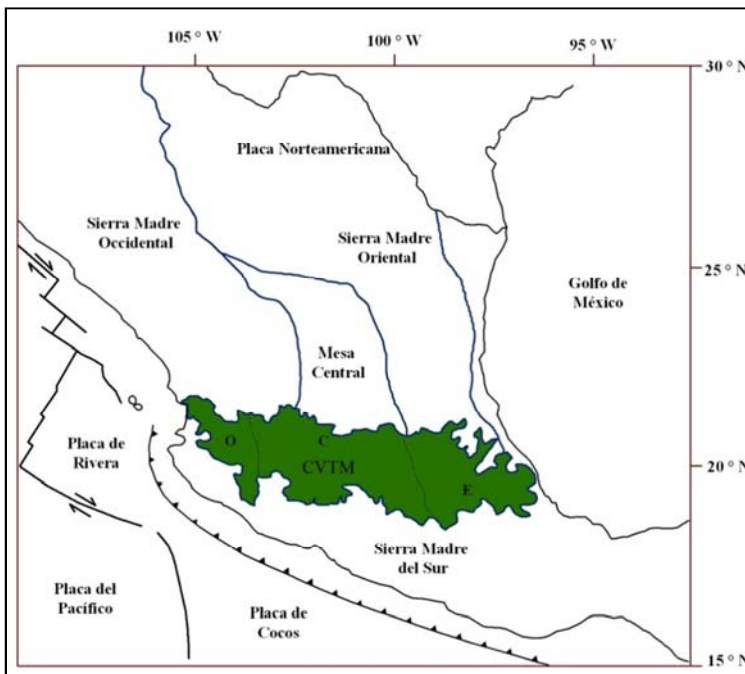


Figura 2.1. Ubicación del CVTM. Se muestra la subdivisión de esta provincia geológica en la porción Oeste (O), central (C) y este (E). Modificado de Gómez-Tuena et al. (2007).

II.2. Calderas del sector central.

En el sector central del CVTM se han reportado muchas calderas incluyendo la de Amazcala (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001), Los Azufres (Ferrari et al., 1991), el complejo de calderas Donguinyó-Huichapan (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009), Amealco (Aguirre-Díaz, 1996; Aguirre-Díaz y McDowell, 1999), las calderas de Santa María Macua y la de Xithi (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009) y las calderas de La Catedral, La Muerta, Apaseo y Los Agustinos (Aguirre-Díaz, 2008). A continuación se presenta una breve revisión a la geología de las calderas sobre las que hay más trabajos publicados y a las que están relacionadas espacialmente con el complejo de calderas Donguinyó-Huichapan (CCDH).

II.2.1. Calderas de Santa María Macua y de Xithi.

Ambas son calderas somitales ubicadas al sur del CCDH, son descritas por Aguirre-Díaz y López-Martínez (2009). Sobre la caldera de Xithi se presenta muy poco detalle sobre su geología y no se detalla en el mapeo de unidades volcánicas afuera de la caldera. La caldera de Santa María Macua tiene un cráter de aproximadamente 3.8 km de longitud y su producto piroclástico principal es la ignimbrita Poza Honda (ver figura 2.2). Se cree que la actividad volcánica de Santa María Macua ocurrió entre 4.2 y 2.5 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009).

II.2.2. Caldera de Amazcala.

La caldera de Amazcala se encuentra al NE de la ciudad de Querétaro. Es la caldera más septentrional de CVTM. La actividad volcánica en la caldera de Amazcala ocurrió entre 7.3 y 6.6 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001) lo cual la convierte en la caldera más antigua de la porción central del CVTM. Los productos incluyen un depósito de caída de gran extensión, conocido como la Pómez Ezequiel Montes (ver Hernández et al., 2009) y también la ignimbrita Colon, ambos depósitos tienen una edad aproximada de 7.3 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009). En la caldera también abundan los domos y coladas de lava.

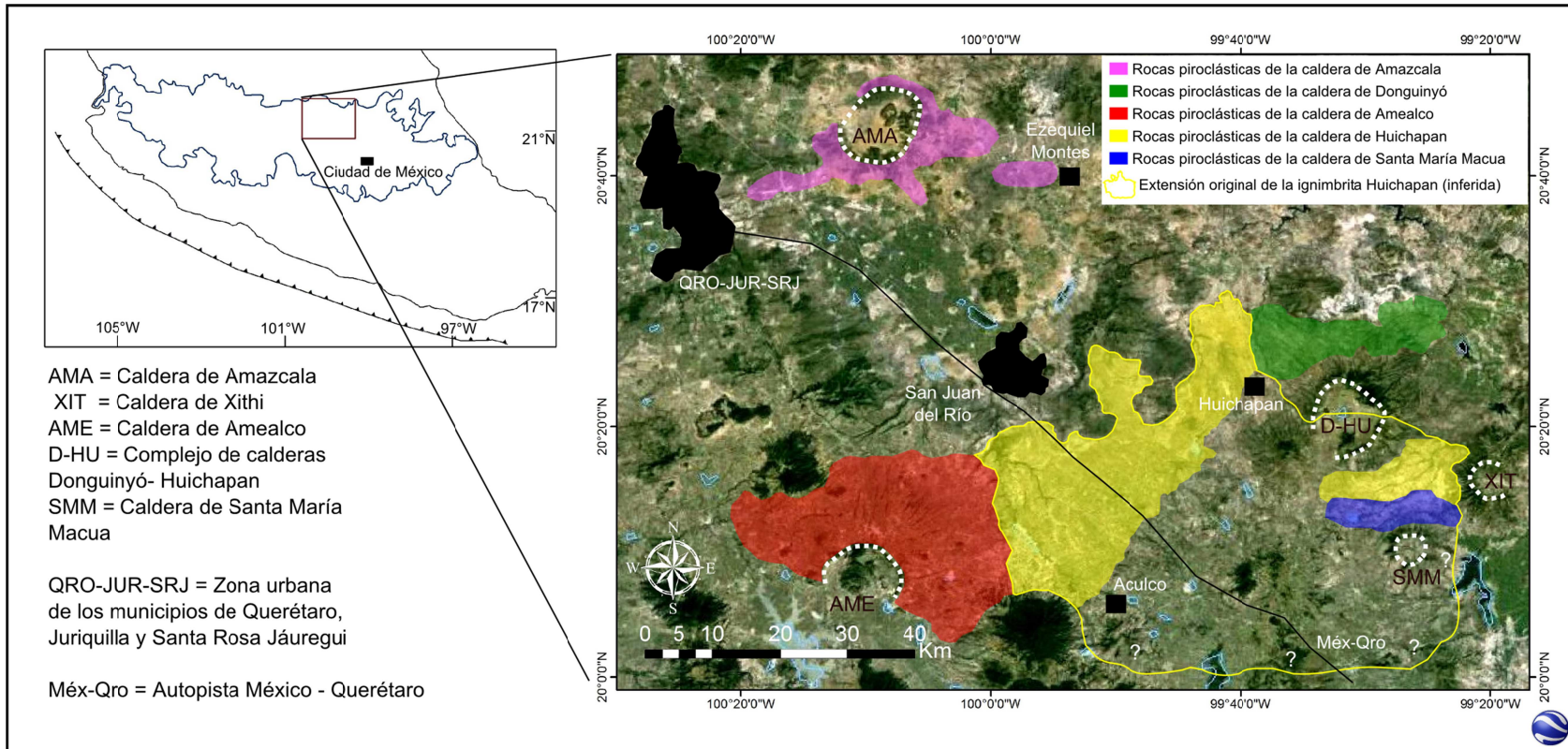


Figura 2.2. Ubicación de las calderas en la cercanía del CCDH (CVTM como referencia). Se muestra la distribución inferida de la ignimbrita Huichapan (ver Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009), principal producto eruptivo de la caldera de Huichapan. Hacia el este la ignimbrita Huichapan fue detenida por los depósitos de la caldera de Xithi (de esta caldera se sabe poco sobre sus productos eruptivos). Imagen Landsat Copyright © de Google Earth.

II.2.3. Caldera de Amealco.

La caldera de Amealco tiene una larga historia eruptiva. Su actividad volcánica comenzó hace 4.7 Ma y continuo hasta 3.7 Ma con el emplazamiento de domos intracaldera. De forma adyacente a la caldera se tiene registro de actividad volcánica desde 4-2.2 Ma (Aguirre-Díaz y McDowell, 1999). El depósito más prominente de la caldera es la toba Amealco que tiene una edad de aproximadamente $4.68 \pm .1$ Ma (Aguirre-Díaz, 1996; Aguirre-Díaz y McDowell, 1999, K-Ar en vidrio y plagioclasa). La toba Amealco fue definida por Aguirre-Díaz (1996) como una serie de ignimbritas intercaladas con depósitos de caída, “oleadas”, lahares y otras ignimbritas menores sin soldar. Su mineralogía incluye abundante plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno e incluso pequeñas cantidades de olivino. Se estima que el volumen de la toba Amealco es de 103 km^3 , su composición varía entre traquiandesita-traquidacita (Aguirre-Díaz, 1996; Aguirre-Díaz y McDowell, 1999).

II.3. Caldera de Huichapan.

II.3.1. Complejo de Calderas Donguinyó-Huichapan (CCDH).

Dos calderas comprenden este complejo, por esa razón se propone llamar a este centro eruptivo como el complejo de calderas Donguinyó-Huichapan (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009) en vez de caldera de Huichapan (una de las dos calderas del complejo). La unidad definida como toba Donguinyó (compuesta por diversas ignimbritas) se ubica de forma adyacente a una serie de coladas de lava alineadas (figura 2.4), esta es una característica estratigráfica típica de las calderas, donde se forma primero una erupción explosiva y luego se emplazan las coladas de lava. La toba Donguinyó y las lavas adyacentes (andesita Divisadero) varían de andesita basáltica a andesita, mineralógicamente tienen plagioclasas y dos piroxenos. La andesita Divisadero es un poco más máfica y llega a mostrar cristales de olivino.

La ignimbrita Donguinyó tiene $5 \pm .3$ Ma y la andesita Divisadero $4.6 \pm .3$ Ma (Ar-Ar en matriz y plagioclasa). Idealmente deberían tener la misma edad debido a que sus características estratigráficas, químicas y petrográficas las permiten correlacionar a una misma erupción (donde la ignimbrita Donguinyó representa la actividad explosiva y la andesita Divisadero lavas post-colapso), sin embargo ambas rocas se traslapan en tiempo con base a las incertidumbres presentadas por Aguirre-Díaz y López-Martínez (2009) por lo

que geocronológicamente se pueden correlacionar. La caldera de Donguinyó está definida por las dos unidades descritas anteriormente. Aguirre-Díaz y López-Martínez (2009) interpretan la caldera de Donguinyó como una caldera de trap-door (ver Lipman, 1997), debido a que las lavas y rocas piroclásticas se emplazan solo hacia una dirección predominante (NW-N-NE).

La ignimbrita Huichapan tiene una muy clara asociación espacial con coladas de lava alineadas (dacita Chapulaco), dentro de la estructura que forman dichas lavas hay domos de lava (dacita Hualtepec, ver figura 2.3). Esta estructura es típica de las calderas, con un depósito piroclástico que se emplaza hacia el exterior de la estructura y con lavas post-colapso emplazadas en el anillo de la caldera y también dentro de la misma. La ignimbrita Huichapan tiene una edad de $4.2 \pm .2$ Ma y las dacitas Chapulaco y Hualtepec tienen $4.3 \pm .4$ Ma y $4.2 \pm .3$ Ma respectivamente (Ar/Ar en feldespato para la ignimbrita Huichapan y matriz en las dacitas Chapulaco y Hualtepec, ver detalles en Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009). La ignimbrita Huichapan es riolítica con sanidino y cuarzo, las dacitas Hualtepec y Chapulaco tienen plagioclasa y piroxeno. Estas características son consistentes con el zoneamiento de cámaras magmáticas que varía de zonas superiores evolucionadas a zonas inferiores menos evolucionadas (eg., Hildreth, 1981).

La caldera de Huichapan se interpreta como una caldera de trap-door debido a que las lavas y rocas piroclásticas se emplazan sólo hacia una dirección predominante (SE-S-SW-W) y no se encuentra a la ignimbrita Huichapan hacia el E y NE de la caldera. La caldera de Huichapan es la más joven asociada al CCDH (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009). El principal producto eruptivo de la caldera es la toba Huichapan (4.2 Ma), cuyo volumen es principalmente la ignimbrita Huichapan y en menor proporción hay “oleadas piroclásticas”, caídas e ignimbritas menores (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009). Parte de la ignimbrita Huichapan fue interpretado anteriormente como un depósito proveniente de la caldera de Amealco por (Cas y Wright, 1987). Posteriormente, Aguirre-Díaz (1996) la reconoció como ignimbrita Huichapan, esto debido a que los depósitos piroclásticos de Amealco son muy diferentes a los de Huichapan, tanto composicional, geocronológica y mineralógicamente (Amealco = traquiandesitas-traquidacitas; 4.7 Ma (Ar/Ar); plagioclasa, piroxeno vs Huichapan = riolita; 4.2 Ma(Ar/Ar); sanidino, cuarzo).

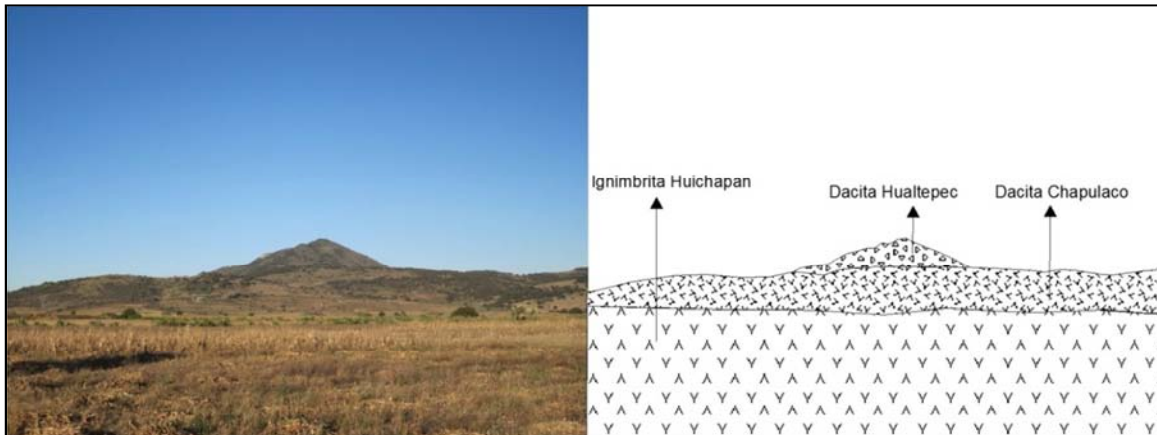


Figura 2.3. Geología de la caldera de Huichapan. En las zonas de menor altitud está una pradera debajo de la cual se encuentra la ignimbrita Huichapan. El cerro alargado está compuesto por lavas que varían de afáníticas a vítreas y corresponden a la dacita Chapulaco, que son los magmas desvolatilizados emplazados en el anillo de la caldera. El cerro en forma de cono es la dacita Hualtepec, que es un domo intra-caldera que tiene textura porfídica. La foto fue tomada al sur de la caldera de Huichapan, mirando hacia el norte.

La ignimbrita Huichapan se hace más gruesa desde la zona de San Juan del Rio – Aculco hacia Huichapan, sugiriendo que en esta última zona se encuentra su fuente (Aguirre-Díaz, 1996). La ignimbrita Huichapan es la misma unidad definida como ignimbrita San Francisco (Milán et al., 1993). Se describe la geología presentada en Aguirre-Díaz y López-Martínez (2009), debido a que fue el primer artículo donde se presentó una propuesta semi-detallada de la estratigrafía de la ignimbrita Huichapan. La geología de la zona se presenta en el mapa de la figura 2.4 y describiré a continuación.

- 1) Actividad previa a la caldera de Huichapan: Las unidades comprenden rocas sedimentarias de la Sierra Madre Oriental y dos unidades definidas en el mapa como domos riolíticos (Sierra Los Caballos, Mioceno) y volcanes del Mioceno. En esta última unidad se agrupan volcanes en escudo (Taxbatha), calderas (Xithi) y coladas de lava pertenecientes al Mioceno. Es muy importante tener en cuenta estas unidades por que en muchas partes fueron barreras topográficas durante el emplazamiento de la ignimbrita Huichapan. La ignimbrita Huichapan cubre a una unidad definida como ignimbrita San Joaquín, cuya fuente no ha sido definida. Hace 5 Ma, la caldera de Donguinyó hizo erupción, su principal producto piroclástico es la toba Donguinyó. Adyacente a esta unidad hay una serie de lavas alineadas (andesita Divisadero). La toba Amealco es más antigua que la ignimbrita

Huichapan, pero a diferencia de la toba Donguinyó los centros eruptivos que formaron las tobas Amealco y Huichapan no tienen relación espacial.

- 2) Formación de la caldera de Huichapan: Esta erupción formó la ignimbrita Huichapan, cuya distribución es tan amplia que alcanzó a cubrir a la toba Amealco. La unidad mapeada como toba Huichapan está compuesta fácilmente en un 95% por la ignimbrita Huichapan (toba Huichapan son todos los depósitos piroclásticos asociados a la caldera de Huichapan). Después de los eventos explosivos se formaron domos intra-caldera y domos en el anillo de la caldera.
- 3) Eventos post-caldera de Huichapan: Santa María Macua es un estratovolcán que eventualmente formó una caldera somital, cubre a la ignimbrita Huichapan. El volcán Nopala es un volcán en escudo que en composición varía de andesita basáltica a andesita, cubre las facies proximales de la ignimbrita Huichapan. El campo volcánico de Jilotepec comprende actividad volcánica monogenética y cubre gran parte de la ignimbrita. Unidades volcánicas y sedimentarias jóvenes de las cuales se sabe poco ocupan gran parte del mapa, en zonas cubren a la ignimbrita Huichapan.

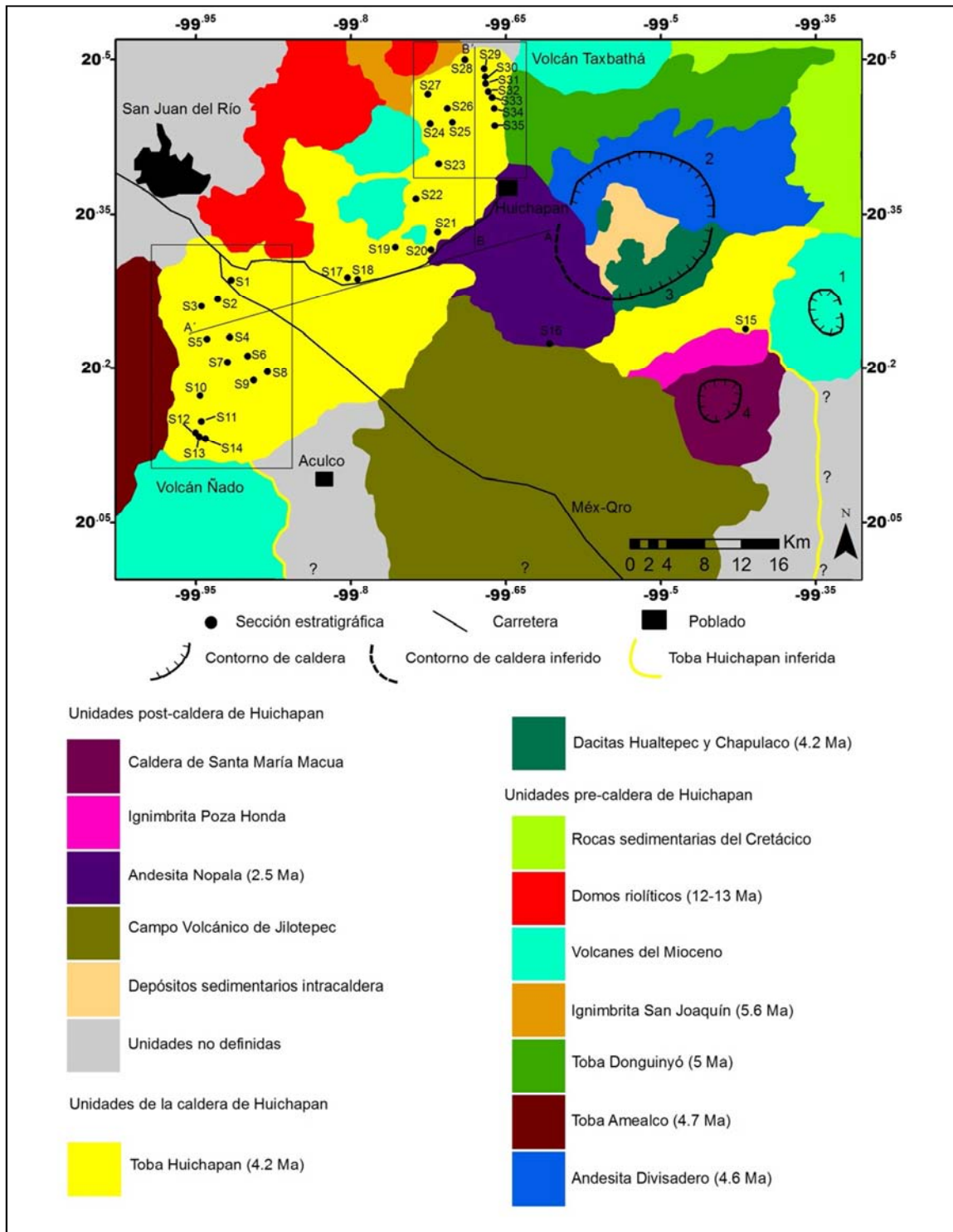


Figura 2.4. Mapa geológico de la zona de estudio (modificado a partir de Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009). Se presenta la ubicación de las secciones hechas en este trabajo. 1 = caldera de Xithi; 2 = caldera de Donguinyó; 3 = caldera de Huichapan; 4 = caldera de Santa María Macua. Las secciones A-A', B-B' y los recuadros remarcados son utilizados en otros capítulos. Coordenadas en datum WGS84.

II.3.2. Estratigrafía de la ignimbrita Huichapan.

Se interpreta que el área que originalmente fue cubierta por la ignimbrita Huichapan fue mucho más grande que la de su distribución actual (ver figura 2.4), esto debido a que al oeste la ignimbrita se emplazó a más de 50 km de la caldera, por lo cual se piensa que hacia el sur debió emplazarse en distancias similares, aunque después ha sido cubierta por rocas del campo volcánico de Jilotepec (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009). Esta interpretación es corroborada por pequeños afloramientos de la ignimbrita Huichapan que se encuentran dentro del campo volcánico de Jilotepec (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009). Esos afloramientos no son cartografiados a la escala del mapa de la figura 2.4.

Aguirre-Díaz y López-Martínez (2009) proponen que la ignimbrita Huichapan está formada por las capas del modelo de Sparks et al. (1973), con depósitos de caída y un “*ground surge*” (capa 1) que subyacen la ignimbrita, luego una capa basal delgada compuesta por ceniza y muy pobre en líticos (capa 2a) y finalmente una capa masiva de ignimbrita con abundantes pómez (capa 2b), la cual puede ser subdividida por una capa rica en líticos a la base (capa 2bL) y una capa superior muy rica en pómez (capa 2bP). La capa 3 (“*co-ignimbrite fall ash*”) no se formó o se erosionó.

Es notable que la distribución SE-S-SW-W de la ignimbrita Huichapan de la cual se infiere que proviene de una caldera trap-door tenga como excepción un lóbulo emplazado hacia el norte (ver figura 2.4, zona de la ignimbrita Huichapan donde están las secciones 23 a 35).

III. MARCO TEÓRICO

III.1. Soldamiento: Introducción.

La primera impresión que podría generar el termino soldamiento¹ (*welding* en inglés) son las soldaduras que hacen los herreros, ciertamente se puede generar una analogía y el proceso fundamental en las soldaduras es la fuerte adherencia de dos materiales sólidos, generalmente dos barras de metal. Si tomamos las dos barras de metal y las ponemos en contacto estas no se pegaran, porque están muy frías, primero es necesario calentarlas a un cierto punto en el que pierdan la rigidez pero que aún se conserven como cuerpos solidos individuales, es decir que no se fundan, de esta forma se pueden unir ambas barras y al enfriarse quedaran firmemente adheridas.

Estas consideraciones nos permiten definir que el arreglo molecular de los materiales rígidos como los metales o las rocas no permiten que se adhieran fácilmente si se ponen en contacto, primero es necesario calentarlos. Si un conjunto de partículas se agrupan y se calientan a un grado extremo estas se fundirán completamente produciendo una mezcla líquida que al enfriarse generará un solo cuerpo, por lo tanto el conjunto de partículas debe calentarse a cierto grado donde aún se conserven como cuerpos individuales pero que reológicamente se encuentren en un punto de transición entre el estado sólido y líquido, de esta forma los materiales podrán unirse unos con otros.

El soldamiento es definido por Smith (1960) como “el proceso que propicia la unión y cohesión de fragmentos vítreos”. Si bien esta es una definición muy generalizada, puede resultar conveniente debido a su sencillez y a que no resalta la importancia de determinados factores en lo que respecta al soldamiento. Freundt et al. (2000) definen el soldamiento como la cohesión, deformación y la eventual coalescencia de los piroclastos a altas temperaturas cuando son sometidos a una presión por carga. El detalle es esta definición es que excluye la posibilidad de soldamiento durante el emplazamiento de los piroclastos y también da mucha importancia a la presión por carga, factor que a veces podría ser poco relevante (eg., Branney y Kokelar, 1992; De Silva, 1989; Schumacher y Mues-Schumacher, 1996).

¹ La palabra soldamiento no existe en la lengua española, pero es un término comúnmente utilizado por los vulcanólogos de habla hispana.

La definición de Smith resalta que el soldamiento ocurre en el material vítreo, como mencione anteriormente la cohesión de los cuerpos sólidos requiere que éstos se encuentren en un estado transicional entre rígidos y fluidos. Los cristales no sufren procesos como el soldamiento, más bien a altas temperaturas suelen reaccionar en estado sólido a otras fases minerales más estables (eg., Bucher y Grapes, 2011). El soldamiento es una característica común de muchos depósitos piroclásticos identificada desde depósitos históricos (eg., Self et al., 1984) hasta proterozoicos (eg., Mukhopadhyay et al., 2001; Sommer et al., 2013). El soldamiento no se restringe a depósitos subaéreos, en depósitos emplazados dentro del agua se ha identificado evidencia de soldamiento (Cas y Wright, 1991; Schneider et al., 1992).

Si el soldamiento ocurre cuando el vidrio está en transición hacia un estado fluido, entonces podemos decir que el soldamiento se da cuando el vidrio es poco viscoso (en este trabajo cuando se hable de baja viscosidad del vidrio se estará refiriendo a un vidrio en transición hacia un estado fluido). El soldamiento también requiere que las partículas de vidrio entren en contacto unas con otras. Partículas vítreas de baja viscosidad que entren en contacto es lo que se requiere para formar una roca soldada. La baja viscosidad del vidrio es propiciada por altas temperaturas, presencia de volátiles, cizalla aplicada y la composición química del vidrio. El contacto de las partículas puede ser promovido por efectos de carga litostática o bien durante procesos dinámicos durante el emplazamiento de los piroclastos. En las siguientes secciones se discutirán los diversos factores que promueven el soldamiento. A continuación presentaré algunos conceptos y terminologías fundamentales.

III.1.1. Concepto de densidad total (*bulk density*).

Conforme los fragmentos de vidrio se unen unos con otros durante el soldamiento, el depósito sufre una disminución en porosidad y un aumento en densidad. Ambas propiedades pueden funcionar para describir el soldamiento (eg., Quane y Rusell, 2005a). Es importante hacer la distinción entre la DRE y la densidad total (BD, *bulk density*). La primera está relacionada a la densidad de una roca de determinada composición la cual no tiene poros y la segunda es la densidad de la roca con poros. Conforme la porosidad de la roca disminuye, los valores de BD se acercan al valor del DRE. Los cambios en la BD son

un buen indicador de la intensidad del soldamiento (eg., Smith, 1960a; Smith, 1960b; Ross y Smith, 1960; Ragan y Sheridan, 1972; Riehle, 1973; Cas y Wright, 1987; Quane y Rusell, 2005a).

III.1.2. Concepto de flujo particulado y no particulado.

Branney y Kokelar (1992) proponen usar el término de flujo no particulado para todo flujo en el cual las partículas que lo componen están tan unidas que no se pueden mover independientemente una de la otra. Un flujo no particulado se comporta de forma similar a un líquido, es decir fluye como una sola masa de material, en cambio en los flujos particulados las partículas se pueden mover de forma independiente y generar colisiones. Conforme el soldamiento se vuelve muy intenso, el agregado de piroclastos puede sufrir una transición de flujo particulado a no particulado.

III.1.3. Textura eutaxítica.

La textura eutaxítica es una fábrica planar desarrollada por la compactación de los piroclastos. Se caracteriza por la deformación y elongación tanto de astillas de vidrio como de pómez, dicha deformación hace que la roca tienda a desarrollar una foliación paralela a la horizontal en depósitos sub-aéreos (Cas y Wrigh, 1987; McPhie et al., 1993). El término “fiamme” se usa para lentes que han desarrollado una estructura en forma de flama (figura 3.1). Las fiammes no solo ocurren en rocas piroclásticas, estructuras similares se pueden formar durante la diagénesis de suelos (Branney y Sparks, 1990). La alteración de rocas volcánicas a filosilicatos como la sericita y la clorita puede producir fiammes y también estructuras similares a la foliación por compactación (Gifkins et al., 2005). Las fiammes también pueden ocurrir en autobrechas y depósitos de caída (Bull y Mcphie, 2007 y referencias).

Las fiammes se asocian a soldamiento por compactación cuando hay evidencia de vidrio en la matriz de la roca y en las mismas fiammes (en casos de vidrio alterado ésta evidencia puede ser dada por la preservación de texturas perlíticas y esferulíticas), cuando las rocas donde se encuentran muestran un fracturamiento columnar y más importante aun cuando hay evidencia de astillas de vidrio deformadas (Gifkins et al., 2005). Se recomienda que el término de textura eutaxítica se use cuando se esté seguro que el desarrollo de la

foliación y las fiammes tiene que ver con el soldamiento (Bull y McPhie, 2007), lo cual es fácil de identificar en rocas poco alteradas (eg., Ignimbrita Huichapan) pero hay que tener mucho cuidado cuando se trabaje con rocas muy antiguas y/o muy alteradas. El término “*sintered*” se usa para describir piroclastos que solo han sido soldados en sus puntos de contacto sin una importante compactación.

III.1.4. Temperatura de transición del vidrio (*Glass transition temperature*).

La temperatura de transición del vidrio (T_g^2 , *glass transition temperature*) es definida por Dingwell (1998) como el punto de transición entre la deformación viscosa (irreversible) y elástica del magma (reversible, puede terminar en ruptura frágil), en otras palabras es la temperatura en la cual el vidrio se encuentra en transición entre un estado fluido y rígido. Otra forma de verlo es considerar la T_g como la temperatura a la cual un vidrio volcánico empieza a dilatarse. Si una colada de lava es llevada súbitamente a la T_g o una temperatura menor, se formará un vidrio volcánico (eg., obsidiana). El soldamiento del vidrio volcánico ocurre a temperaturas iguales o mayores que la T_g . No todos los vidrios volcánicos tienen la misma T_g (Gottsmann et al., 2002; Giordano et al., 2005). La T_g es muy sensible a los cambios composicionales y de contenido de volátiles.



Figura 3.1. Ignimbrita soldada con textura eutaxítica y desarrollo de fiammes. Afloramiento de la ignimbrita Huichapan, sección 4 (sitio “Cas y Wright”).

² Esta abreviación es la usada para referirse a la temperatura de transición del vidrio en los artículos publicados en inglés, donde al concepto de *glass transition temperature* se le suele llamar simplemente “*glass transition*” de ahí el T_g .

III.1.5. Unidades de enfriamiento, zonas y variaciones zonales en ignimbritas soldadas.

Los trabajos seminales de Robert Smith (Smith, 1960a; Smith, 1960b; Ross y Smith, 1960) fueron un gran paso en la vulcanología debido a que se presentó una descripción sistemática de las características petrográficas de las rocas piroclásticas, así como una interpretación de los depósitos. Un depósito piroclástico que empieza a enfriarse tanto a la lateral como a la vertical se conoce como una unidad de enfriamiento simple, si otro depósito piroclástico se emplaza encima del primero cuando este ya ha sufrido un enfriamiento considerable se tiene una unidad de enfriamiento compuesta. Supongamos que muchos depósitos piroclásticos se emplazan en sucesión, si dicho emplazamiento es lo suficientemente continuo para que en la zona de contacto cada depósito esté más o menos a la misma temperatura, todos esos depósitos definen una unidad de enfriamiento simple. Si el emplazamiento de cada depósito ocurre en diferentes tiempos, de tal modo que la temperatura de cada depósito en la zona de contacto es considerablemente diferente, se define una unidad de enfriamiento compuesta.

Asociadas con las ignimbritas soldadas y las no soldadas, Smith (1960a) define las siguientes zonas:

- Zona de desvitrificación: Se caracteriza por el desarrollo de cristales pequeños en el vidrio, principalmente cuarzo micro-cristalino y feldespato alcalino para vidrios riolíticos. El vidrio desvitrificado se caracteriza por un aspecto radial y una baja birrefringencia, a veces se forman estructuras esféricas de aspecto radial conocidas como esferulitas de desvitrificación.
- Zona de cristalización por fase de vapor: Esta zona también muestra mucha desvitrificación, pero se caracteriza por la formación de cristales en poros (especialmente polimorfos del cuarzo) debido a la precipitación de disoluciones de vapores calientes.
- Zona granofírica: En tobas riolíticas soldadas, esta zona se caracteriza por el intercrecimiento de cristales de cuarzo con feldespato alcalino, ya sea en forma totalmente masiva o en forma de pequeñas estructuras ovoides (*blebs*). En esta zona el nivel de cristalización es muy alto, por lo cual las partículas originales de vidrio

(astillas o pómez) podrían no ser visibles. La textura de la roca es parecida a la de una roca hipabisal.

III.1.6. Reomorfismo e ignimbritas “Lava-like”.

El reomorfismo es la deformación de piroclastos los cuales han sido densamente soldados. Dicha deformación se alcanza en condiciones de flujo no-particulado y el estilo de deformación está dominado por estructuras de cizalla simple. La deformación puede ser causada por deslizamientos del depósito en paleo-pendientes (eg., Wolff y Wright, 1981) o bien puede ocurrir por procesos dinámicos antes y durante el depósito de los piroclastos (eg., Sumner y Branney, 2002). Existen casos en los cuales se ha documentado la presencia de ambos orígenes para la deformación (eg., Chapin y Lowell, 1979; Pioli y Rosi, 2005). Las ignimbritas LL (Lava-Like) son aquellas en las que la textura vitroclástica no es fácilmente distinguible, es decir las partículas individuales de vidrio se han fusionado completamente (eg., Henry et al., 1988). Las ignimbritas LL son el caso en el cual las partículas sólidas individuales se han fusionado en una sola masa.

III.1.7. Medidas del soldamiento en ignimbritas.

Establecer que tan soldadas son las ignimbritas ha propiciado la generación de diversas propuestas. Smith (1960a) propone que las ignimbritas soldadas pueden ser divididas en tres zonas: 1) Las ignimbritas de la zona sin soldamiento, que no muestran ningún grado de compactación; 2) Las ignimbritas de la zona parcialmente soldada, que en un extremo apenas muestran compactación hasta eventualmente mostrar una fuerte foliación y el desarrollo de fiammes tipo obsidiana; 3) la zona densamente soldada es aquella en la cual la pómez y las astillas se han fusionado completamente y prácticamente no se pueden distinguir en muestra de mano, la roca tiene un aspecto más parecido a una obsidiana que a una ignimbrita. La zona densamente soldada tal como la define Smith (1960a) es difícil de encontrar, de hecho el autor especifica que esa zona es hipotética pero que realmente nunca ha visto una ignimbrita tan densamente soldada, por esa razón y por la amplia variedad de texturas asociadas a la zona parcialmente soldada, la propuesta de Smith (1960a) es poco práctica, aunque debe reconocerse como un trabajo pionero.

Walker (1983) propone denominar ignimbritas de alto grado aquellas que son muy soldadas, más o menos de base a cima, a pesar de tener < 50 m de espesor. Las ignimbritas

de bajo grado son aquellas que no muestran zonas soldadas a pesar de tener > 50 m de espesor. Cuando se use el término de alto o bajo grado para ignimbritas con base a las consideraciones mencionadas anteriormente se especificara “Sensu Walker”.

Branney y Kokelar (1992) usan el término grado de forma similar a Walker (1983), definiendo las siguientes categorías:

- Muy alto grado: Ignimbritas intensamente soldadas incluso en la parte superior y pueden ser de tipo LL.
- Alto grado: Predominantemente soldadas y tienen zonas reomórficas.
- Grado moderado: Zonas soldadas y no soldadas.
- Bajo grado: Sin soldamiento.

En la figura 3.2 se muestra una de las variaciones zonales en soldamiento de Smith (1960a). En la figura 3.3 se presenta un esquema propuesto por Branney y Kokelar (1992) para clasificar a las ignimbritas como de alto o bajo grado, este esquema es útil cuando se trabaje con ignimbritas que muestran zonas reomórficas y/o “Lava Like” (alto o muy alto grado) pero no es útil para describir las variaciones en soldamiento de una ignimbrita de grado moderado.

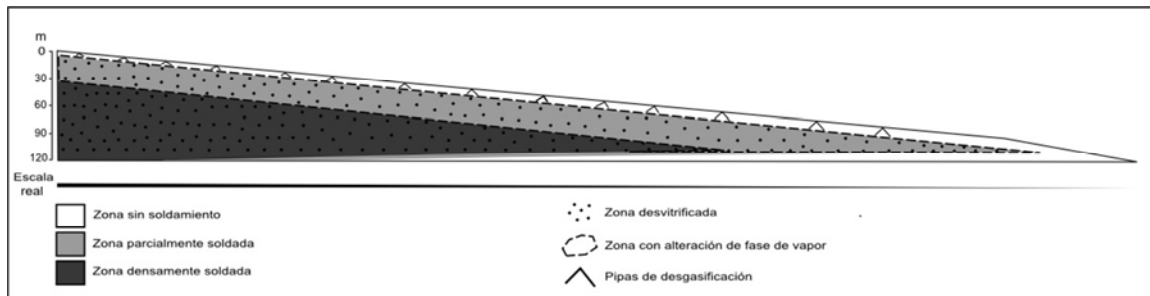


Figura 3.2. Patrón de soldamiento de una ignimbrita emplazada a suficiente temperatura, contenido de gas y espesor para desarrollar una zona densamente soldada y haber cristalizado durante el soldamiento. Modificado de Smith (1960a).

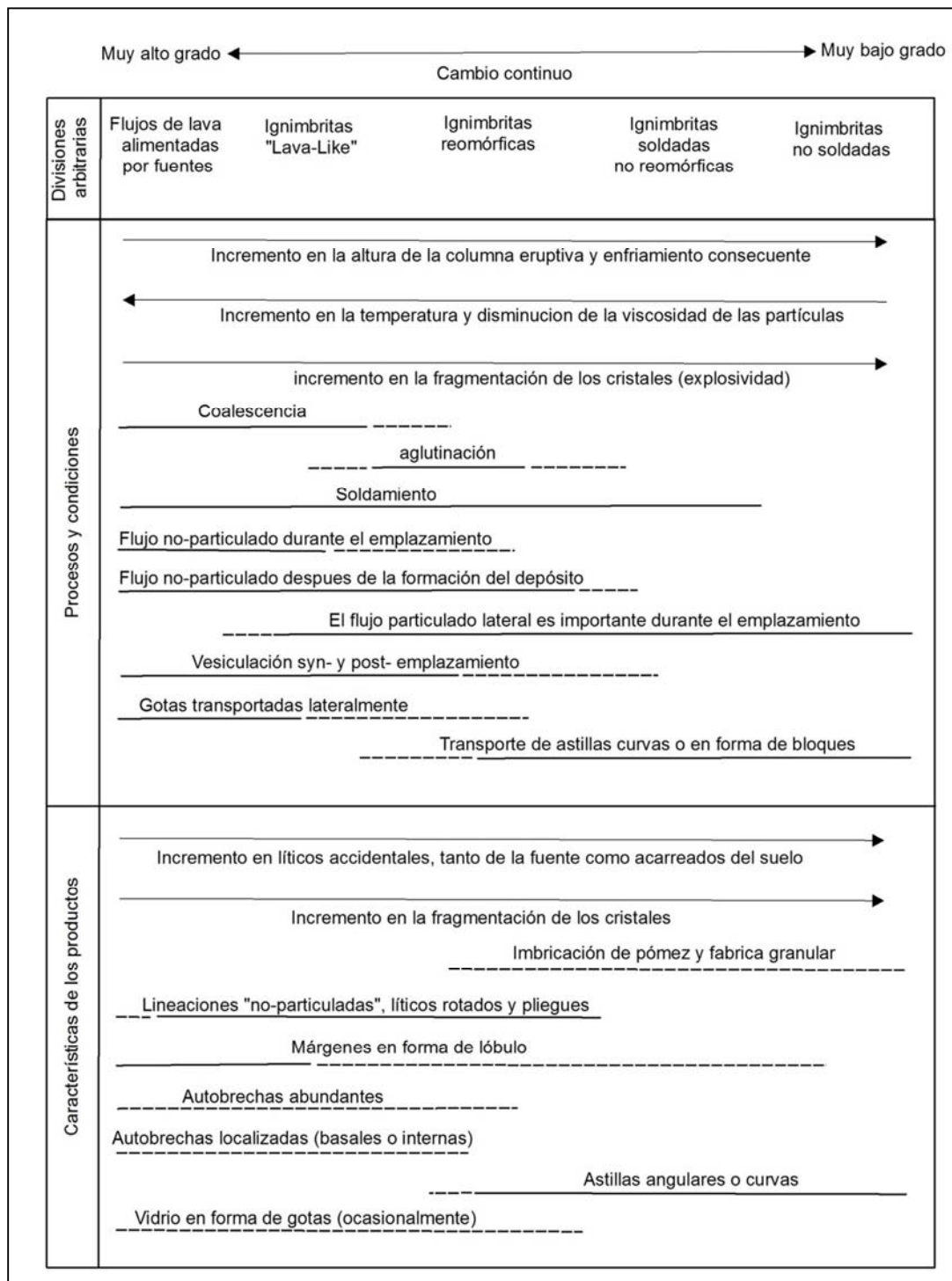


Figura 3.3. Cambio continuo de las ignimbritas de bajo grado a las de alto grado con base a procesos y productos, las líneas puntuadas hacen referencia a productos y procesos probables. (Modificado de Branney y Kokelar, 1992, para más detalles y referencias bibliográficas de las divisiones véase el trabajo original).

Quane y Rusell (2005a) proponen una clasificación de la intensidad del soldamiento que es aplicable a las ignimbritas, los mismos autores mencionan que el esquema no es útil para zonas que han sufrido deformación no coaxial (eg., zonas reomórficas) pero si lo es para zonas con diversidad en la intensidad del soldamiento y que han sido dominadas por presión litostática. La Tabla 3.1. Muestra la propuesta de dichos autores.

Nivel	Astillas de la matriz	Pómez lapilli
I	No consolidada, no coherente, poca o nula adhesión de las astillas de vidrio	Orientación al azar, carecen de deformación
II	Coherente, se alcanza a notar la adhesión entre astillas, sin coalescencia de vidrio	Orientación al azar, sin deformación, no eutaxítica, sin fracturas en la pómez
III	La roca aun es porosa y blanda, ligeramente lustrosa, las astillas de vidrio originalmente esfericas se vuelven ligeramente elipsoidales, algo de coalescencia del vidrio	Incipientemente aplastadas, sin fracturas en la pómez
IV	La roca aun es suave pero es moderadamente foliada, poca deformación de las astillas, incremento en los contactos de las astillas, clastos moderadamente adheridos.	Textura eutaxítica, hay tanto fiammes como pómez moderadamente deformadas.
V	Astillas fuertemente foliadas y adheridas unas con otras, deformación moderada.	Textura eutaxítica, fiammes tipo obsidiana aunque aun se pueden distinguir vesiculas dentro de las fiammes
VI	Vitrófiro tipo obsidiana, astillas colapsadas y completamente adheridas unas con otras.	La textura eutaxítica y las fiammes tipo obsidiana son dificiles de ver

Tabla 3.1. Características de muestra de mano y lamina para clasificar a las ignimbritas soldadas con base a 6 niveles (modificado de Quane y Rusell, 2005a).

Además de las características texturales de las rocas, los autores proponen una serie de parámetros físicos para los seis niveles de soldamiento, incluyendo porosidad, densidad, inclinación de las astillas de vidrio con respecto a la horizontal, además de otros parámetros como la resistencia a esfuerzos. El esquema de Quane y Rusell (2005a) es aplicable para rocas que no han sido modificadas por procesos como la desvitrificación y la alteración de fase de vapor. Solamente se consideran las rocas cuyas características físicas tienen que ver con el soldamiento, por lo cual antes de seleccionar las muestras a analizar deben llevarse a cabo estudios de la textura de las rocas a nivel muestra de mano y al microscopio. El criterio que debe tomarse en cuenta es que si la desvitrificación es tan intensa que empieza a borrar la textura vitroclástica, entonces las propiedades físicas de las rocas empiezan a

modificarse. Wilson y Hildreth (2003) proponen que si la textura vitroclástica es preservada en ignimbritas que muestran desvitrificación, entonces la densidad no ha sufrido cambios importantes.

Las características petrográficas (como la inclinación de las astillas respecto a una superficie de referencia o “*aspect ratio*” de las fiammes), la densidad y la porosidad son características que se han usado en muchos estudios a través de los años para cuantificar el soldamiento (eg., Ragan y Sheridan, 1972; Sparks y Wright, 1979; Streck y Grunder, 1995; Quane y Rusell, 2005a). Las variaciones en las propiedades físicas relacionadas a la intensidad del soldamiento pueden servir como referencia para identificar horizontes estratigráficos (eg., Peterson, 1979). En la tabla 3.2 se presentan los valores de inclinación de las astillas (IA), “*aspect ratio*” (AR) de fiammes, densidad y porosidad para los seis niveles de soldamiento de Quane y Rusell (2005a).

Nivel	Densidad (ρ) ¹	Porosidad (ϕ) ²	AR ³	IA ⁴
I	<1.45	>0.42	<0.58	>33.2
II	1.25-1.65	0.50-0.34	0.46-0.67	40.4-28.0
III	1.65-1.85	0.34-0.25	0.67-0.74	28.0-23.7
IV	1.85-2.15	0.25-0.13	0.74-0.80	23.7-19.5
V	2.15-2.3	0.13-0.07	0.80-0.82	19.5-17.8
VI	>2.3	<0.07	>0.82	<17.8

Tabla 3.2. Características físicas de los niveles de soldamiento de Quane y Rusell (2005a).

¹ Densidad expresada en g/cm³.

² La porosidad se expresa en porcentaje de espacios vacíos (multiplicando el valor dado en la tabla por 100 se obtiene dicho porcentaje).

³ Las medidas están expresadas en 1-AR, por lo cual las fiammes con un bajo AR dan valores cercanos a 1.

⁴ La inclinación se expresa con la horizontal como punto de referencia.

Las medidas que son más fácilmente reproducibles y representativas son las características petrográficas de la Tabla 3.1 y los valores de densidad y porosidad en la Tabla 3.2. En este trabajo se cuantifica el soldamiento con la descripción petrográfica y se puede hacer covariancia de las medidas de Quane y Rusell (2005a). Desde ahora. Al hacer mención al nivel de soldamiento, éste se hará con base al esquema de Quane y Rusell (2005a).

III.1.8. Depósitos de caída soldados y depósitos de salpicadura.

Los depósitos de salpicadura (*spatter*) son acumulaciones de material piroclástico que aún se encuentra muy fluido, esto permite que al momento del depósito los piroclastos se adhieran unos con otros mediante el impacto. Comúnmente este material piroclástico es formado durante erupciones de fuentes de lava. El proceso mediante el cual estos fragmentos se adhieren y eventualmente sufren coalescencia se denomina aglutinación (Wolff y Sumner, 2000). Con base a lo que se ha mencionado anteriormente, el proceso de aglutinación es un tipo de soldamiento, aunque algunos autores prefieren que el término soldamiento solo se use para la unión de piroclastos que ocurre después de la formación del depósito. Durante este trabajo no se hará esa distinción y cuando sea necesario se referirá al soldamiento *syn*-depósito como aglutinación y al *post*-depósito como compactación.

Para que el proceso de aglutinación se lleve a cabo el material piroclástico debe ser muy fluido, a su vez si se incrementa la magnitud del impacto se favorece dicho proceso. Una mayor magnitud de impacto puede ser causada por la presencia de clastos grandes y también por mayores ascensos, los cuales incrementan la energía potencial de los piroclastos ocasionando que aterricen con más fuerza. Sin embargo un mayor ascenso promueve que los piroclastos se enfríen mediante el contacto con la atmósfera.

En los depósitos de caída el proceso de aglutinación puede ocurrir, pero debido a que el enfriamiento por el contacto con la atmósfera no favorece la aglutinación, los depósitos de caída soldados siempre están cerca de la fuente (Houghton et al., 2000). Las columnas eruptivas que asciendan 5000 metros o más generalmente tendrán temperaturas menores de 600°C (Woods, 1988) y los depósitos de caída formados a partir de esas columnas difícilmente podrán soldarse.

Los depósitos de caída también pueden evolucionar a depósitos reomórficos (eg., Soriano et al., 2002), para que esto ocurra el proceso de aglutinación tiene que ser significativo y la tasa de acumulación debe ser rápida.

III.1.9. Juntas de enfriamiento.

Las juntas de enfriamiento se forman por contracción *post*-emplazamiento de diversos tipos de rocas volcánicas (Cas y Wright, 1987). Las juntas de enfriamiento se desarrollan de forma gradual y perpendicularmente a las isotermas, esto es paralelo a él

mayor gradiente térmico enfrente de las fracturas ya desarrolladas (Budkewitsch y Robin, 1994). Se puede predecir que la ruptura frágil que forma las juntas ocurre a temperaturas por debajo de la Tg. Debido a que las juntas son perpendiculares a las isotermas, pueden proveer información sobre la superficie en la que se emplazó el depósito o cualquier otro factor que afecte a las isotermas. En depósitos soldados la contracción que forma las juntas es la densificación por soldamiento, en depósitos no soldados la alteración de fase de vapor y la desvitrificación son mecanismos que pueden causar densificación del depósito y eventualmente formar juntas de enfriamiento (Wright et al., 2011). Wohletz (2006) propone que en zonas donde el espacio entre columnas es menor la tasa de enfriamiento era alta.

III.1.10. Soldamiento en otros tipos de rocas piroclásticas.

Los depósitos de flujo de bloques y ceniza muy rara vez, prácticamente nunca, están soldados (Cas y Wright, 1987). En buena medida esto se debe a que los flujos de bloques y ceniza sufren considerables inyecciones de aire y también suelen ser de un volumen pequeño, lo que promueve que sean más fáciles de enfriar, aunque hay excepciones en las cuales se han reportado un alto nivel de soldamiento en este tipo de depósitos, con rocas que podrían clasificar en el nivel 5 (Michol et al., 2008). El soldamiento también ha sido identificado en conductos volcánicos (eg., Kano et al., 1997) y en diques piroclásticos (eg., Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003; Aguirre-Díaz et al., 2008; Wolff, 1986).

III.2. Temperatura y soldamiento.

La temperatura es el factor más obvio a considerar cuando se trata de reducir la viscosidad de un vidrio volcánico. Si al momento del depósito la temperatura es alta (mayor a la Tg) es probable que los vidrios se puedan soldar. En algunas ocasiones es posible que los piroclastos se depositen a temperaturas muy cercanas a las del magma (Sheridan, 1979). La temperatura puede ser influenciada por gradientes térmicos en la cámara magmática (Hildreth, 1981; Marsh, 1989), pero también los procesos eruptivos pueden influenciar de forma muy importante a que temperatura se emplazan los piroclastos. Por ejemplo, durante erupciones explosivas, las corrientes piroclásticas de densidad formadas por el colapso de una columna eruptiva pueden ser enfriadas significativamente (Sparks y Wilson, 1976), tanto como 350°C (Sparks et al., 1978). A mayores tasas de emisión de material los

mecanismos formadores de corrientes piroclásticas de densidad serán del tipo “*boiling over*”, esto favorece que los materiales se mantengan calientes y sean propensos a soldarse (eg., Willcock y Cas, 2014). En erupciones submarinas se cree que las altas tasas de emisión de material han provocado la formación de depósitos soldados (Kokelar y Busby, 1992).

Debido a los efectos del enfriamiento por el contacto con la atmosfera, los depósitos de caída soldados suelen encontrarse sólo cerca de la fuente y son asociados a clastos de pómez que tuvieron un ascenso limitado. A mayores distancias de la fuente, sólo se pueden soldar los depósitos que no han sufrido una mezcla importante con la atmosfera (Wilson y Houghton, 2000), como podría ocurrir con las ignimbritas.

Podría pensarse que las más altas temperaturas siempre propiciarán que los vidrios volcánicos puedan soldarse, más sin embargo esto no siempre es así. Si un vidrio volcánico se mantiene a muy altas temperaturas por una cantidad de tiempo considerable se puede propiciar la formación de cristales (Smith, 1960; Riehle et al., 1995; Giordano et al., 2005). Este proceso de desvitrificación inhibe el soldamiento y también el reomorfismo (Wolff y Wright, 1982). A alta temperatura la desvitrificación puede ocurrir en días, la desvitrificación a temperatura ambiente puede tardar decenas de millones de años (Friedman y Long, 1984).

Si un magma de alta temperatura entra en contacto con uno de menor temperatura (eg., magma basáltico en contacto con uno riolítico) el magma de menor temperatura puede calentarse por los efectos de conducción de calor, mezcla de magmas y el calor latente de cristalización del magma de mayor temperatura (Sparks et al., 1977; Sparks y Marshall, 1986; Grove, 2000). La presencia de mezcla de magmas es un factor que se debe tomar en cuenta cuando se interpreta el soldamiento de un depósito, tal es el caso de los depósitos de caída soldados de la “toba Askja” y la “toba Santorini”, donde se interpreta un sobrecalentamiento de un componente silíceo por uno más máfico (Sparks y Wright., 1979).

La génesis de un evento explosivo puede influenciar considerablemente la temperatura a la que se emplazan los piroclastos. Durante erupciones freatomagmáticas puede haber una significativa transformación de energía térmica a cinética por el contacto del magma con agua no magmática (Morrisey et al., 2000; White y Houghton, 2000). Se estima que de un 6-32 % de la energía térmica puede ser transformada a energía cinética

(Wohletz y McQueen, 1984). Estos procesos propician que los piroclastos se emplacen a menor temperatura y por lo tanto será más difícil que se puedan soldar.

Como mencioné en la sección de nociones fundamentales, la T_g no es la misma para todos los vidrios volcánicos y sus variaciones con base a otros factores (eg., composición) se discutirán más adelante. Sin embargo, de forma general, el soldamiento de los vidrios riolíticos ocurre a temperaturas entre 600 – 750°C (Druitt, 1998).

Otro factor a tener en cuenta con respecto a la temperatura es el zoneamiento térmico en la cámara magmática, lo cual puede afectar las variaciones de soldamiento en los depósitos. Variaciones en la temperatura de la cámara magmática se pueden identificar usando termometría en minerales magmáticos y de esta forma ver si el soldamiento es afectado por esas variaciones (eg., Dávila-Harris et al., 2013). Un conocimiento de las temperaturas magmáticas asociadas a los depósitos soldados puede ayudar a hacer mejores interpretaciones. Por ejemplo las ignimbritas de Yellowstone (ampliamente estudiadas) suelen ser de muy alto grado (Branney et al., 2008 y referencias) y resulta ventajoso tener previo conocimiento de las temperaturas magmáticas asociadas a dichos depósitos, que varían de entre 810-940°C (Costa, 2008 y referencias).

Cuando se tienen rocas pobres en cristales se puede inferir que el magma estaba muy cerca de la temperatura de “*liquidus*” y por ende era poco viscoso (Marsh., 1989). Bajo esta consideración es posible pensar que las ignimbritas pobres en cristales serán las más propensas a soldarse, aunque hay muchos casos de ignimbritas ricas en cristales que son muy soldadas (eg., Toba Donguinyó, Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009) y a su vez hay ignimbritas sin cristales que no son soldadas (Walker, 1983).

Durante la interpretación de facies soldadas en ignimbritas se debe considerar cualquier característica que permita inferir que la zona donde se emplazó un depósito fue propensa a estar térmicamente aislada. Smith (1960a) menciona que la periferia de un depósito piroclástico es menos propensa a soldarse, debido a que no solo hay pérdida de calor hacia arriba (atmósfera) y abajo (substrato) sino que también hay una considerable pérdida de calor hacia la lateral.

III.2.1. Efectos térmicos de clastos externos y sobre clastos internos.

El contenido de líticos de una ignimbrita es un factor a considerar en el soldamiento del depósito. La incorporación de clastos calientes puede afectar el soldamiento de un depósito. En los depósitos de caída de la erupción de Askja, Islandia en 1875, la incorporación de bombas de lava causó incrementos de temperatura locales, formando “halos de soldamiento” en su periferia (Carey et al., 2008b). Durante el emplazamiento de coladas de lava, las autobrechas formadas en los márgenes del depósito pueden ser recalentadas por subsecuentes pulsos de lava, soldarse y eventualmente convertirse en rocas similares a las ignimbritas soldadas (eg., Manley, 1996; Sparks et al., 1992;).

Cuando los líticos dentro de una corriente piroclástica de densidad son calentados a temperaturas mayores a la de magnetización remanente, la alineación de los clastos con respecto al campo magnético será la misma que la del depósito que los contiene, en cambio si no llegan a esa temperatura los clastos tienen una alineación caótica. Si se identifica que los clastos y el depósito tienen la misma magnetización remanente entonces las corrientes piroclásticas de densidad tenían como mínimo la temperatura de magnetización remanente (eg., McClelland et al., 2004), que es alrededor de 580°C.

Estos estudios paleomagnéticos demuestran como los líticos pueden absorber gran parte de la energía térmica de una corriente piroclástica de densidad. Marti et al. (1991) sugieren que incluso una fracción de 12 % de líticos fríos (20-100°C) de tamaño de lapilli pueden absorben suficiente energía térmica para enfriar una corriente piroclástica de densidad centenas de grados. Cabe esperar que las ignimbritas muy ricas en líticos sean menos propensas a soldarse.

III.2.2. Notas sobre la Tg.

Si un depósito permanece muy poco tiempo por encima de la Tg, en principio es difícil que los piroclastos se puedan soldar, aunque hay modelos que sugieren que los vidrios volcánicos se pueden soldar en periodos muy cortos de tiempo cuando están considerablemente por encima de la Tg (Giordano et al., 2005). Si no se alcanza la Tg, los vidrios no pueden soldarse. La Tg es poco dependiente de la presión y muy dependiente de factores químicos (Giordano et al., 2005), pero es importante mencionar otros dos factores que afectan a la Tg.

- 1) La tasa de deformación influye en la Tg (Gonnermann y Manga, 2007). Es importante considerar la Tg como la temperatura límite entre la respuesta rígida y fluida de un material a determinada tasa de deformación. En un material sometido a cizalla se promueve la movilidad de las moléculas que lo componen, siendo más fácil llegar a la respuesta fluida de dicho material. Si la cizalla produce un considerable aumento de temperatura debido a la fricción, se puede promover aún más la respuesta fluida del material. La figura 3.4 muestra los efectos de la cizalla y la temperatura en la reología de magmas de diversa composición.
- 2) La tasa de enfriamiento o de calentamiento puede afectar los valores de la Tg (Gottsmann et al., 2002). El tiempo de relajación de un material es el tiempo que tarda dicho material en responder a una perturbación termodinámica. Supongamos un vidrio que se calienta a 580°C y se mantiene a dicha temperatura por una cantidad determinada de tiempo. Si esa cantidad de tiempo no es suficiente para generar una respuesta fluida del vidrio a la temperatura en cuestión entonces la Tg se medirá a una mayor temperatura³. Ahora, si el mismo vidrio está siendo calentado lentamente, al momento de llegar a 580°C el vidrio podría exceder su tiempo de relajación y generar una respuesta fluida a esa temperatura, entonces en ese experimento se mediría la Tg a una temperatura menor. De forma general, en los trabajos de petrología experimental se ha determinado que a menores tasas de cambio de la temperatura se mide la Tg a una temperatura menor (Giordano et al., 2005). En trabajos experimentales pioneros, como el de Friedman et al. (1960), se identificó la temperatura a la cual los piroclastos se empezaban soldar. Los autores la llamaban la temperatura mínima de soldamiento, pero no se tenía un control sobre la tasa de cambio de la temperatura y la tasa de deformación. Los valores más representativos de la Tg para modelar procesos volcánicos son aquellos que se han obtenido mediante el control de la tasa de cambio en temperatura y la tasa de deformación (eg., Gottsmann et al., 2002). Habiendo explicado el concepto de Tg, cómo se debe medir y el concepto del tiempo de relajación, podemos pasar a la

³ La Tg siempre se asocia a una misma viscosidad, para todos los vidrios volcánicos la viscosidad en la Tg es de 10^{12} Pa s (Rusell y Quane, 2005) pero no todos los vidrios volcánicos alcanzan esa viscosidad a la misma temperatura. La temperatura a la cual un vidrio volcánico alcanza una viscosidad de 10^{12} Pa s es la Tg de ese vidrio.

definición de soldamiento de Giordano et al. (2005), quienes lo definen como el proceso en el que los piroclastos se mantienen por encima de la T_g por un tiempo que excede el tiempo de relajación del vidrio.

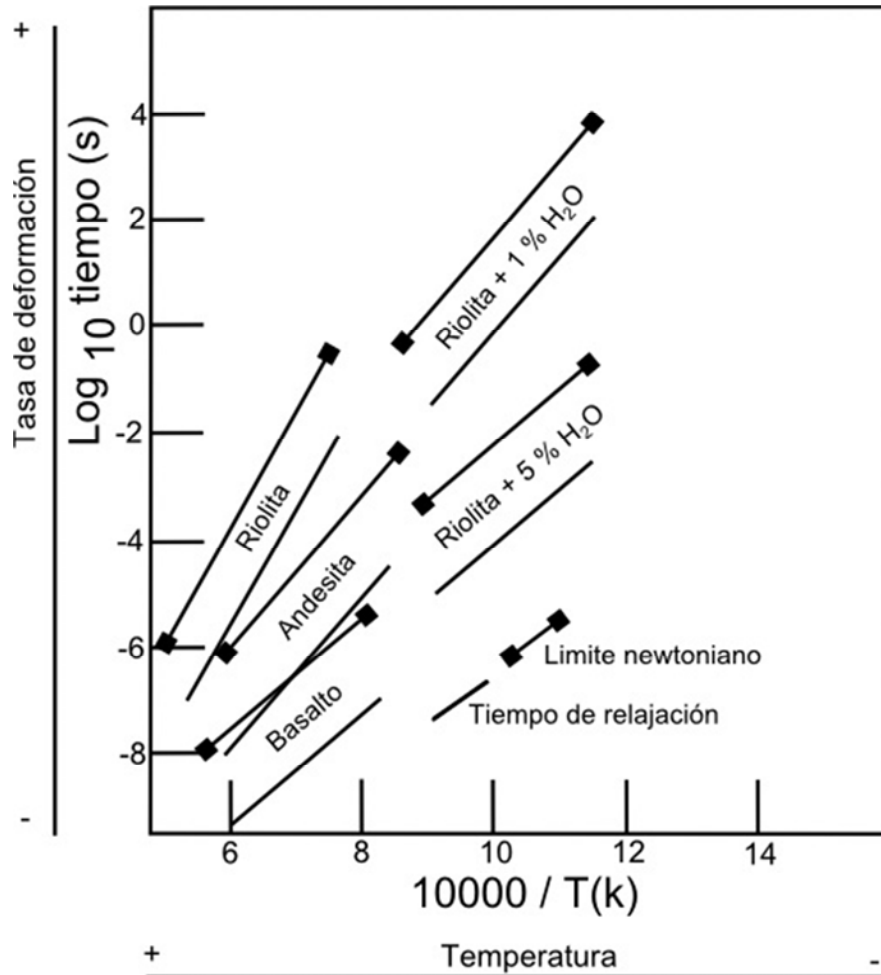


Figura 3.4. Efectos de la tasa de deformación y la temperatura en la reología de magmas de diversa composición. En esta figura en particular el tiempo de relajación representa las condiciones físicas en las que se alcanzó la T_g y no el tiempo que fue necesario, bajo esas condiciones físicas, para generar la respuesta fluida. También se muestra las condiciones en las cuales el magma empieza a mostrar un comportamiento newtoniano, en términos prácticos podemos considerar ese límite newtoniano como el punto en el que el magma se comporta de manera “muy fluida”. Al aumentar la temperatura se llega al tiempo de relajación y eventualmente se alcanza el límite newtoniano, esto es predecible ya que el aumento de temperatura disminuye la viscosidad, es notable que el incrementar la tasa de deformación tiene el mismo efecto, es decir promueve una respuesta fluida del material (algo que favorece el soldamiento). Modificado de Dingwell y Webb (1989).

III.3. Efectos de la composición química y los volátiles en el soldamiento.

III.3.1. Composición química.

Entre los óxidos que son formadores de cadenas de geo-polímeros en la estructura de líquidos silicatados destacan el SiO₂, TiO₂, Al₂O₃ (Giordano et al., 2008; Mysen, 1988). En cambio algunos cationes modificadores (NBO, *non bridging oxygen*) de cadenas de tetraedros (T) son el K⁺, Na⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, Fe²⁺ (Mysen et al., 1982; Mysen, 1988). En magmas con bajas concentraciones de SiO₂ se puede esperar una menor viscosidad, debido a que este óxido es el más importante formador de cadenas de geo-polímeros. Por ejemplo Boyce y Gertisser (2010) reportan depósitos de caída soldados asociados a una erupción con variaciones composicionales donde los más máficos tienden a soldarse más, debido a que son más fluidos y favorecen la aglutinación. Sin embargo, muchas veces los magmas basálticos son menos propensos a soldarse debido a que su baja viscosidad favorece la difusión de iones, facilitando el proceso de cristalización. En rocas piroclásticas andesíticas la formación de facies soldadas se complica cuando la erupción que las originó fue un colapso de columna de un estratovolcán, lo cual implica un volumen pequeño de material y un considerable enfriamiento por el tipo de mecanismo formador de corrientes piroclásticas de densidad.

Si bien los magmas riolíticos y dacíticos, en la mayoría de los casos, son altamente viscosos, la asociación con erupciones de calderas de gran volumen asociadas con fuentes piroclásticas de baja altura favorece que los piroclásticos sean aislados térmicamente después del depósito y se emplacen calientes respectivamente.

El tema de la viscosidad de magmas y las Tg es muy extenso y sería muy complicado hacer una revisión completa, además se ha mencionado anteriormente que los mecanismos eruptivos que comúnmente se relacionan a determinada composición del magma influyen en el soldamiento, en muchos casos más que la viscosidad relacionada a la composición del magma.

En este apartado se busca discutir los efectos de la composición química en el soldamiento sólo por los cambios en viscosidad asociados, por esa razón sólo se discutirá en detalle los cambios de viscosidad en vidrios riolíticos, que es lo más importante para el caso de estudio de esta tesis. Sin embargo, el soldamiento se ha reportado en rocas andesíticas (eg., Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009, caso de la toba Donguinyó),

traquiandesíticas (eg., Aguirre-Díaz, 1996), andesitas basálticas (eg., Caulfield et al., 2011), basálticas (eg., Freundt y Schmincke, 1993), komatíticas (eg., Brown et al., 2008) e incluso carbonatíticas (eg., Barker y Nixon, 1983).

III.3.2 Magmas riolíticos.

En esta sección se discutirá a detalle los cambios en la viscosidad de los magmas riolíticos, la pregunta más importante a responder es ¿Por qué los magmas hiperalcalinos son menos viscosos con respecto a los metaluminosos y los peraluminosos?

Cuando se forman los magmas riolíticos existe un incremento en elementos incompatibles como el K_2O y el Na_2O (eg., Hildreth, 1981). Las cadenas de geo-polímeros se constituyen principalmente por SiO_2 y Al_2O_3 , en dichas cadenas es necesario la incorporación de cationes de metales alcalinos y alcalinotérreos para que el balance de carga del compuesto sea 0. Específicamente el Ca^{2+} se ocupa cuando la relación de $Al/Si = 1$ (anortita) y el Na^+ y K^+ cuando la relación $Al/Si = 1/3$ (albita y ortoclasa).

En líquidos peraluminosos no hay suficiente cantidad de estos cationes para que el balance de cargas sea completado (hay Al^{3+} en exceso), a su vez en los magmas metaluminosos no hay un gran exceso de cationes alcalinos y alcalinotérreos con respecto al Al^{3+} . Esto es muy importante porque los cationes que están siendo usados para generar el balance de cargas no actúan como despolimerizadores (Mysen, 1990). Esto ocasiona que en magmas hiperalcalinos el exceso en cationes de K^+ y Na^+ aumente drásticamente el cociente NBO/T , disminuyendo considerablemente la viscosidad del líquido. Esto tiene serias implicaciones en el proceso del soldamiento, debido a que el cambio en viscosidad de los magmas (y por ende los vidrios) riolíticos calco-alcalinos contra los hiperalcalinos es muy marcado. La T_g de los vidrios riolíticos hiperalcalinos es más baja con respecto a los calco-alcalinos (metaluminosos y peraluminosos).

En la literatura se han reportado T_g para riolitas hiperalcalinas hidratadas de menos de $500^\circ C$ (Dingwell et al., 1998), mucho más bajo que la T_g de riolitas calco-alcalinas que varía entre 600 y $750^\circ C$ (Druitt., 1998). Schmincke y Swanson (1967) y Schmincke (1974) ha identificado que las riolitas hiperalcalinas con cocientes Na/K elevados suelen ser más fluidas, a su vez las comenditas son más viscosas que las panteleritas debido a sus mayores contenidos de alumina (T) y menores contenidos de Fierro (NBO).

A muy altas temperaturas las diferencias de viscosidad en los magmas en relación a la composición no es tan notoria, pero cerca de la T_g las riolitas hiperalcalinas son las menos viscosas (Giordano et al., 2006). Está bien identificado que las riolitas hiperalcalinas son las más propensas a formar ignimbritas de alto grado (Mahood, 1984), aunque hay ejemplos de ignimbritas de alto grado de afinidad calco-alcalina (eg., Branney et al., 1992; Chapin y Lowell, 1979).

III.3.3. Volátiles.

Algunos volátiles también funcionan como despolimerizadores (principalmente el H_2O) y otros tienen una acción contraria (eg., CO_2), aunque éstos últimos comúnmente se encuentran en menor proporción que los volátiles despolimerizadores. En este apartado se discutirá cuáles son los volátiles de importancia en los magmas riolíticos y cómo funcionan como despolimerizadores. Modelos recientes sugieren que en lo que respecta a causar despolimerización y reducir la viscosidad de un magma básicamente sólo el H_2O y el F^- importan (Giordano et al., 2008). En estudios experimentales la adición de agua favorece el soldamiento de los piroclastos (eg., Quane y Rusell, 2005b).

En magmas riolíticos sólo aquellos con química hiperalcalina tienen altas cantidades de F^- , esto es debido a que las valencias con las que trabajan los halógenos y los metales alcalinos hacen que siempre “anden juntos” (Railsback, 2003). El F^- quiebra el puente molecular que forman el Na^+ y el Al^{3+} en las moléculas silicatadas, causando una reducción en la viscosidad (Mysen y Virgo, 1985). A esto último podría deberse que los magmas hiperalcalinos ricos en Na sean aún menos viscosos, ya que la presencia de este catión quizás “potencializa” la acción despolimerizadora del F^- . Sin embargo, en general, los efectos del F^- y del H_2O en la disminución de la viscosidad son similares, es decir ninguno es mejor despolimerizador que el otro (Giordano et al., 2006). Un magma hiperalcalino rico en agua, el cual combina los efectos despolimerizadores de esta última con los del F^- y los elementos alcalinos se puede convertir en un magma muy poco viscoso (eg., Dingwell et al., 1998).

En magmas riolíticos calco-alcalinos básicamente sólo el agua importa en lo que respecta a disminuir la viscosidad de los líquidos. Es muy importante mencionar que el agua como tal (propiamente la molécula de H_2O) no es un modificador de cadenas de

geopolímeros, realmente es el agua en la forma del ion hidroxilo (OH^-) la que causa despolimerización y disminuye la viscosidad de los magmas (Stolper, 1982a). Conforme los líquidos silicatados sufren mucha despolimerización los efectos del OH^- como despolimerizador se vuelven menos importantes (Mysen y Cody, 2005). Por esta razón se ha identificado en experimentos que el cambiar, por ejemplo, de un 0.5 % de porcentaje en peso de agua a un 1 % se produce una disminución considerable en la viscosidad. Este cambio en viscosidad sigue siendo notorio aproximadamente hasta llegar entre 2 y 3 % de porcentaje en peso de agua, al continuar incrementando los valores la viscosidad es nulumamente afectada (Dingwell et al., 1996; Spera, 2000). Esto ha sido asociado a que cuando un líquido silicatado tiene poca agua, toda esta reacciona y se transforma en OH^- (lo cual sólo ocurre a bajas presiones). Sin embargo, la cantidad de OH^- no aumenta indefinidamente conforme se agrega agua al sistema, parte del agua está en forma de OH^- y parte en forma de H_2O (a esto se le conoce como especiación del agua). Cuando se llegan a altos valores de agua (más de 3% en peso) muy poca agua se transforma a OH^- , por lo cual los efectos despolimerizadores dejan de ser notorios (Stolper, 1982b).

En los trabajos de petrología experimental se ha comprobado que el tomar en cuenta la especiación del agua influye mucho en el cálculo de viscosidades (eg., Hess et al., 1995). En conclusión, para que datos relacionados al agua sean aplicados a la interpretación de una secuencia (aunque sólo sea en forma cualitativa) en primer lugar se debe tener certeza que el agua que se mide es la que estaba disuelta en el vidrio al momento del soldamiento. Para el soldamiento no es tan simple como medir el agua total en el vidrio, ni siquiera el medir el agua primaria vs. secundaria sería suficiente (lo cual ya es difícil, eg., Giachetti y Gonnerman, 2013), mucha agua secundaria se pudo incorporar después del soldamiento. Estudios en donde se ha interpretado que la reabsorción del agua ocurrió durante el soldamiento están apoyados en evidencia textural (eg., Sparks et al., 1999). Incluso si de alguna forma se pudiera medir el agua presente durante el soldamiento también se debería medir la especiación del agua.

Por todas estas consideraciones obtener datos sobre el agua disuelta en el vidrio que puedan ser aplicables al entendimiento del soldamiento de una secuencia de ignimbrita es muy complicado. El autor no conoce un trabajo en donde todos los factores mencionados anteriormente se hayan tomado en cuenta durante la interpretación del soldamiento de una

ignimbrita. Esto no se debe a que sean datos de poca importancia sino a las complejidades analíticas que implica.

De los procesos discutidos en el apartado anterior se obtienen dos conclusiones principales que se pueden aplicar al entendimiento de una secuencia riolítica con variaciones en el soldamiento.

- 1) Para poder interpretar que un cambio composicional es el responsable de las variaciones en el soldamiento se tendría que identificar que las rocas más soldadas son hiperalcalinas y las menos soldadas metaluminosas o peraluminosas. El cambio en viscosidad entre este tipo de rocas no se puede definir como gradual, en primer lugar porque los experimentos hechos en la actualidad no han sido realizados a tanto detalle como para identificar cambios en viscosidad conforme los materiales utilizados varían muy gradualmente en composición y también porque los efectos despolimerizadores del Na^+ y el K^+ se vuelven notorios cuando éstos están en exceso con respecto a la alúmina. Los magmas hiperalcalinos también muestran una baja viscosidad por sus altos contenidos de F.
- 2) Para poder interpretar el soldamiento con base a los cambios en el agua disuelta en el vidrio en rocas riolíticas metaluminosas o peraluminosas se tendría que medir el agua que estaba disuelta en el vidrio al momento que estaba ocurriendo el soldamiento, lo cual no es algo sencillo de hacer. También se tendría que medir la especiación del agua para cerciorarse que existía el ión hidroxilo, que es el que causa la despolimerización.

III.4. El factor de la presión en el soldamiento.

La presión se asocia al soldamiento por los esfuerzos que promueven que los piroclastos entren en contacto. Los efectos de la presión en la modificación de la Tg son nulos, especialmente a las presiones en las que comúnmente ocurre el soldamiento en la naturaleza (Giordano et al., 2008). Incluso en el trabajo seminal de Smith (1960a) se consideró un caso de las zonas de soldamiento en el cual una ignimbrita delgada pero emplazada a muy alta temperatura podría soldarse considerablemente teniendo a la presión como un factor de poca importancia (ver figura 20.b de Smith (1960a)).

Para que el soldamiento pueda ocurrir, la presión de las vesículas de gas debe de ser menor que la presión litostática (Riehle et al., 1995). Si la presión de las vesículas es mayor los piroclastos no se pueden colapsar debido a que no pueden vencer la presión ejercida por las vesículas (figura 3.5). Si las vesículas tienen menor presión interna que la litostática los piroclastos se pueden soldar, de hecho bajo estas condiciones el gas tenderá a escapar hacia la superficie para migrar a la zona de menor presión posible (Ragan y Sheridan, 1972), de esta forma se facilitara el soldamiento del depósito. Vesículas redondas en una ignimbrita indican que al momento del soldamiento en esa porción de la secuencia la presión de las vesículas era igual o ligeramente mayor a la presión litostática (Leat y Schmincke, 1993). Para que las vesículas se mantengan redondas es necesario que no exista un esfuerzo diferencial (cizalla pura o cizalla simple).

En secuencias de ignimbritas muy gruesas es común que se encuentren zonas muy soldadas (Smith, 1960a). Sin embargo, esto no implica que la presión favoreció el soldamiento, en secuencias gruesas el soldamiento es propiciado por la efectiva retención de calor. Por esta razón es común que las zonas más soldadas no se encuentren a la base del depósito, que es la zona de mayor presión, sino en zonas intermedias donde se favorece la retención de calor. En las zonas intermedias de secuencias gruesas es donde es más probable encontrar zonas intensamente soldadas o con texturas micropoikilítica o granofírica (Smith, 1960a; Ragan y Sheridan, 1972; McPhie et al., 1993).

En conclusión si las facies soldadas se encuentran en una secuencia gruesa esto no implica que la presión fue el factor determinante en el soldamiento, esto se ejemplifica bien en el trabajo de Carey et al. (2008a) en donde en la misma secuencia las zonas soldadas se encuentran tanto en los afloramientos de mayor espesor como en los de menor. Es

importante mencionar que hay una considerable cantidad de casos de estudio en donde se han encontrado rocas muy soldadas en secuencias muy delgadas, algunas de hasta menos de 5 metros (Walker, 1983; Branney y Kokelar, 2002 y referencias en esos trabajos).

Sparks et al. (1999) reporta un vitrófiro a la base de una ignimbrita el cual se formó por reabsorción de volátiles (agua) durante el soldamiento del depósito, dicho proceso pudo ocurrir solo a la base del depósito debido a que la alta presión no permitía que los volátiles migraran a zonas superiores en la secuencia. En este caso se podría decir que la presión favoreció el soldamiento de forma indirecta al no dejar escapar los volátiles, pero fueron estos últimos los que al reabsorberse en el vidrio redujeron la viscosidad y causaron el soldamiento.

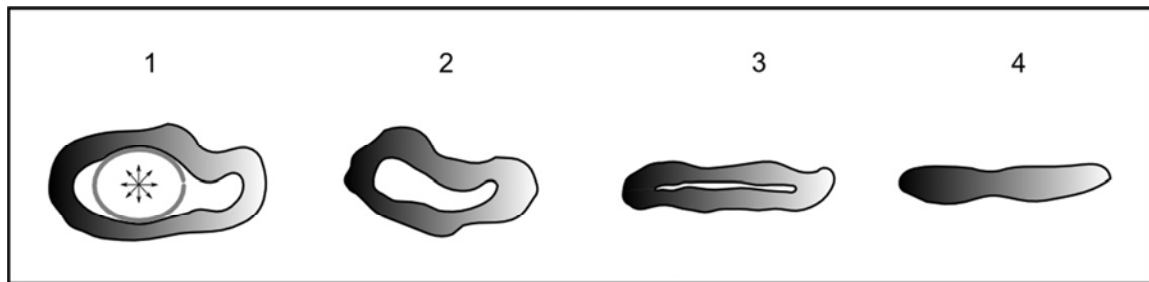


Figura 3.5. Evolución idealizada del colapso de una astilla de vidrio. En 1 se muestra una astilla en donde una vesícula de gas con una alta presión interna no permite que el colapso de la astilla ocurra libremente. En 2 es el caso en el cual la vesícula tiene menor presión o aumenta la presión litostática, bajo esas condiciones la vesícula escapa, de esta forma la astilla puede colapsar con libertad. En 3 se muestra un mayor colapso de la astilla, lo que conlleva a la formación de foliación y en 4 hay coalescencia, por lo cual se pierde la foliación y la roca se vuelve muy densa.

Para que el soldamiento pueda ocurrir lo más importante es que el vidrio volcánico tenga una baja viscosidad, para alcanzar este estado es necesaria una alta temperatura, a su vez la composición química y los volátiles pueden promover la baja viscosidad del vidrio. Los efectos de la presión en la modificación de la viscosidad son menores, especialmente en el rango de presión a la que ocurre el soldamiento en la naturaleza que varía entre la presión atmosférica equivalente a ~ 100000 Pa (pascales) y 20 MPa (10^6 pascales, 20 Mpa equivalen a 886 metros de vitrófiro riolítico con densidad de 2300 kg/m^3 o 1360 metros de toba con densidad de 1500 kg/m^3). Fisher y Schmincke (1984) consideran que la presión es un factor de menor importancia en determinar el soldamiento de una ignimbrita.

En estudios experimentales realizados por Grunder et al. (2005) ha sido muy difícil producir facies soldadas a presión atmosférica a menos que se usen temperaturas de 900-1000 °C, las cuales muy difícilmente serán alcanzadas en sistemas naturales. A mayores presiones si se puede favorecer el soldamiento, pero es un factor de menor importancia en relación a la temperatura de emplazamiento y los factores químicos (composición y volátiles). 5 MPa de presión (equivalente a 340 metros de toba con densidad de 1500 kg/m³) es el límite en el cual se produjeron rocas artificiales similares a las naturales en los experimentos de Grunder et al. (2005). Sin embargo, esos resultados funcionan bien para el caso de estudio de los autores que es la “*RattleSnake Tuff*” en Oregon, EUA (ignimbrita riolítica calco-alcalina con menor presencia de pómez de dacita ligeramente alcalina (Streck y Grunder, 1995)). La presencia de un vitrófiro en una ignimbrita riolítica calco-alcalina no es indicativa de que la presión en ese punto fue de 5 MPa.

Finalmente, es importante mencionar que la presión a la que se someten los piroclastos durante el soldamiento es una presión litostática. Se debe tener cuidado al hacer interpretaciones de la fábrica de una ignimbrita soldada que impliquen cizalla simple o cizalla pura. La presencia de ambos tipos de deformación debe estar fundamentada en evidencia textural clara (se recomienda leer Kobberger y Schmincke (1999) para ver cómo se usaron sombras de presión asimétricas y simétricas para inferir la presencia de cizalla simple y pura (respectivamente) en una ignimbrita reomórfica).

III.5. Dinámica de emplazamiento y soldamiento.

El proceso de aglutinación puede ocurrir en corrientes piroclásticas de densidad. El impacto generado por los piroclastos que se acumulan rápido cuando una corriente piroclástica de densidad se deposita puede causar aglutinación. La cizalla también puede causar que los piroclastos interactúen y sufran aglutinación, aunque si la cizalla es muy alta las superficies de contacto soldadas durante la aglutinación pueden ser rotas (Branney y Kokelar, 2002). El proceso de aglutinación incrementa el tamaño y densidad de las partículas por lo cual favorece una mayor tasa de sedimentación (Branney y Kokelar, 2002; Sumner y Branney, 2002).

La formación de estructuras sedimentarias como la estratificación, formación de capas (*bedding*) y la estratificación cruzada requiere de interacciones elásticas de los componentes de una corriente piroclástica. Procesos como la saltación, deslizamiento y rodado de clastos requieren interacciones elásticas. En corrientes diluidas donde la tracción es un importante mecanismo de soporte de granos dichos procesos no se pueden dar si las partículas son muy poco viscosas (Branney y Kokelar, 2002; Freundt, 1998). Por esta razón es muy difícil poder ver depósitos estratificados soldados. Es probable que las corrientes piroclásticas diluidas compuestas por partículas poco viscosas no desarrollen estructuras de tracción debido a que la aglutinación no implica colisiones elásticas (Branney y Kokelar, 1992). Si hay soldamiento en un horizonte con estructuras sedimentarias típicas de las corrientes de baja concentración es probable que el soldamiento en ese horizonte sea totalmente post-depósito (Branney y Kokelar, 1992).

Maeno y Taniguchi (2009) proponen que depósitos estratificados soldados se pueden formar a partir de corrientes piroclásticas de densidad diluidas de alta energía y temperatura las cuales tienen tanto partículas fluidas como partículas sólidas. A mayor cantidad de partículas fluidas (generalmente material juvenil vítreo) la aglutinación es mayor y la tracción es inhibida (Branney y Kokelar, 1992).

Branney y Kokelar (1992) sugieren que la presencia de *fiammes* imbricadas es evidencia de soldamiento *syn-depósito*, argumentan que en el soldamiento *post-depósito* las rocas se someten a cizalla pura lo cual causa el desarrollo de una foliación a la horizontal (si el soldamiento fuera totalmente *post-depósito* las *fiammes* serían llevadas a la horizontal). Es importante mencionar que en cierta medida el argumento de la cizalla pura de Branney y Kokelar (1992) es erróneo, los piroclastos se someten a presión litostática durante el soldamiento (deformación coaxial), eventualmente puede haber cizalla pura muy localmente donde hay líticos o cristales (Smith, 1960a). La presencia de cizalla pura bien identificada por evidencia textural se ha encontrado en la base de ignimbritas reomórficas (Kobberger y Schmincke, 1999).

Una pómez elongada desarrollará la foliación durante el soldamiento en la misma dirección en la que se encuentra orientada inicialmente, esto se ejemplifica bien en diques piroclásticos soldados donde las *fiammes* están verticales y no se mueven a la horizontal (eg., Sparks et al., 1999; Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003). Por supuesto no se

puede evadir la interpretación de que esto es efecto de la aglutinación en el conducto volcánico durante la formación del dique. Grunder et al. (2005) realizó experimentos en ceniza volcánica la cual fue sometida a presión litostática, eventualmente se formaron rocas foliadas, demostrando que en condiciones de deformación coaxial las rocas desarrollan una foliación siguiendo la orientación inicial de las partículas y llenando los espacios vacíos, al conseguir coalescencia la foliación fue borrada en los experimentos de Grunder et al. (2005).

Durante el soldamiento la tendencia de llenar los espacios vacíos rotara la foliación a la horizontal, aunque para que esto ocurra el soldamiento por compactación tiene que ser muy avanzado. Las fiammes imbricadas por si solas no son evidencia de aglutinación, tienen que estar asociadas con fábricas muy densamente soldadas, por ejemplo en zonas donde se tengan fiammes imbricadas en asociación con fiammes horizontales de muy bajo *aspect ratio* (Branney y Kokelar, 1994), las cuales suelen encontrarse en ignimbritas de alto o muy alto grado.

En ignimbritas de grado moderado la presencia de fiammes imbricadas con el mismo ángulo de reposo que pómez imbricada en las zonas no soldadas del mismo sitio podría ser evidencia de aglutinación (Branney y Kokelar, 1994). Una pómez inicialmente imbricada en una ignimbrita de grado moderado puede sufrir compactación sin rotar totalmente a la horizontal, por lo cual una fiamme imbricada no es evidencia de que la aglutinación fue el proceso predominante en el soldamiento de la ignimbrita pero es posible que dicho proceso ocurriera en cierta medida.

En ignimbritas de alto grado hay evidencias muy contundentes para el soldamiento syn-depósito como la ocurrencia de ignimbritas emplazadas en pendientes que exceden el ángulo de reposo de materiales fluidos (Branney y Kokelar, 1992 y referencias) o el cambio a la vertical en la dirección de la lineación en secuencias reomórficas (Branney et al., 2004). Otras evidencias de soldamiento syn-depósito son lineaciones en vitrófiros basales que no son paralelas a la pendiente en la cual se emplazaron las rocas (Sumner y Branney., 2002) o pliegues en ignimbritas reomórficas cuyo plano axial se inclina en contra de la pendiente y también la presencia de echados más pronunciados que el echado de la pendiente (Chapin y Lowell, 1979). Las vesículas estiradas comúnmente se interpretan en

lavas como efecto de la deformación por cizalla simple (eg., Rust et al., 2002), en ignimbritas de alto grado se puede aplicar la misma interpretación.

III.6. Interpretación de las facies soldadas en ignimbritas.

III.6.1. Ignimbritas reomórficas.

En muchos casos las ignimbritas reomórficas de muy alto grado sólo se llegan a distinguir de las lavas mediante el análisis petrográfico, esto es posible mediante la identificación de zonas donde la coalescencia no ha sido completada. La presencia de autobrechas localizadas no necesariamente es evidencia para considerar un depósito como producto de una colada de lava, aunque cuando se encuentran autobrechas de gran extensión las rocas entonces muy seguramente representan coladas de lava (Henry y Wolff, 1992), especialmente si las brechas están a la base del depósito. La cizalla asociada a la formación de las ignimbritas reomórficas puede ocurrir tanto por deslizamiento post-depósito (eg., Leat y Schmincke, 1993; Wright y Wolff, 1981) como en el proceso de aglutinación (eg., Sumner y Branney, 2002; Andrews y Branney, 2011) o incluso una combinación de ambos (eg., Pioli y Rosi, 2005).

III.6.2. Vitrófiros.

En muchas de las referencias consultadas en este trabajo se menciona que los vitrófiros basales, superiores o ambos son muy comunes en ignimbritas de alto grado, ya sean ignimbritas reomórficas (eg., Andrews y Branney, 2011; Kobberger y Schmincke, 1999; Pioli et al., 2008; Mundula et al., 2013; Sumner y Branney, 2002; Williams et al., 2014) o ignimbritas con fiammes muy alargadas (eg., Ukstins-Peate et al., 2005). Comúnmente, esos vitrófiros muestran lineaciones en el plano de foliación, esto indica que en los vitrófiros los efectos de la cizalla fueron importantes durante el soldamiento. Algunos autores comúnmente interpretan los vitrófiros piroclásticos como zonas rápidamente enfriadas (eg., Andrews y Branney, 2011).

En las coladas de lava que tienen vitrófiros en la cima y en la base dicha interpretación es perfectamente válida, para formar un vitrófiro a partir de una lava esta última tiene que ser llevada súbitamente a temperaturas menores que la T_g . Para formar un vitrófiro a partir de piroclastos el material tuvo que estar por encima de la T_g por un

periodo de tiempo que le permitió soldarse intensamente (Giordano et al., 2005), si los piroclastos son llevados súbitamente por debajo de la T_g es imposible formar un vitrófiro. Mucho vidrio volcánico distribuido en un volumen pequeño (baja porosidad, alta BD) adquiere el aspecto de obsidiana. Por ejemplo, una ignimbrita recientemente formada y que está sufriendo el proceso de compactación puede desarrollar un vitrófiro en una zona donde el calor se preserve de forma efectiva (eg., la parte central del depósito), entonces no es una zona rápidamente enfriada la que se puede asociar al vitrófiro, es todo lo contrario. Los experimentos de Grunder et al. (2005) han logrado producir vitrófirios únicamente cuando las partículas de vidrio usadas en dichos experimentos se mantuvieron a muy altas temperaturas por considerables cantidades de tiempo. Por supuesto, la retención de calor no debe durar mucho tiempo, debido a que eso causaría desvitrificación.

En el caso de los piroclastos sometidos a altas cantidades de cizalla el tiempo necesario para formar el vitrófiro puede ser reducido. Los vitrófirios basales y superiores formados en zonas reomórficas representan zonas donde los piroclastos se soldaron rápidamente debido a altas temperaturas, posiblemente potenciado por factores químicos y también por la cizalla aplicada. Al estar esas zonas en la parte superior e inferior los materiales sufrieron enfriamiento relacionado al contacto con el sustrato y la atmosfera, sin embargo posiblemente ya estaba muy soldados debido al proceso de aglutinación. Los piroclastos pueden ser muy densamente soldados de forma casi inmediata durante el emplazamiento si se tiene una muy baja viscosidad (Freundt, 1998), bajo esas condiciones cuando los piroclastos comienzan a depositarse la parte basal ya estará muy soldada y/o se soldara rápidamente, posteriormente se enfriara por el contacto con el sustrato, por esa razón se formará un vitrófiro que no evolucionara a una ignimbrita reomórfica, algo similar ocurre en la parte superior. En ignimbritas de alto grado el nivel de soldamiento puede ser muy alto antes de que se forme el depósito, por eso la interpretación de los vitrófirios como zonas rápidamente enfriadas puede funcionar, aunque dicha interpretación no funciona para ignimbritas de grado moderado.

La esencia de un vitrófiro de una colada de lava es que el material fue llevado súbitamente por debajo de la T_g (enfriamiento súbito o “*chilling*”), la esencia de algunos vitrófirios piroclásticos podrían ser zonas de efectiva retención de calor (sin alcanzar condiciones que favorezcan la desvitrificación) y la esencia de otros vitrófirios piroclásticos

podría ser que el vidrio fue intensamente soldado durante el emplazamiento de las corrientes piroclásticas a las que pertenecía (proceso de soldamiento rápido por aglutinación) y al contacto con la atmosfera o el substrato se “congeló” y no evoluciono a una zona reomórfica. Condiciones que no favorezcan la evolución a ignimbritas reomórficas en ignimbritas de alto grado también pueden ocurrir en zonas intermedias de la secuencia (eg., Pioli y Rosi, 2005).

III.6.3. Facies soldadas como horizontes de referencia.

En principio las facies soldadas se podrían asociar solamente a los afloramientos cercanos a la fuente, pero como se discutió en la sección de temperatura y soldamiento realmente las corrientes piroclásticas de densidad pueden viajar grandes distancias sin sufrir un considerable enfriamiento por el contacto con la atmosfera. Incluso en ignimbritas de grado moderado se han reportado facies intensamente soldadas hasta 80 km de la fuente (Streck y Grunder, 1995). En el caso de la ignimbrita Huichapan la distancia a la fuente no controla las variaciones en soldamiento.

En resumen, la distancia a la fuente no necesariamente debe ser tomada en cuenta para establecer un horizonte de referencia con respecto al soldamiento, eso depende de cada caso de estudio, de igual forma usar el soldamiento como horizonte de referencia ya sea tanto a la lateral como a la vertical debe estar justificado por un caso de estudio analizado a detalle (eg., Peterson, 1979). No se recomienda establecer reglas generales para la localización de las facies soldadas en ignimbritas (como en el caso de Smith., 1960a). Cada caso de estudio es diferente, más adelante se verá como la ignimbrita Huichapan es un buen ejemplo de esto. En el caso de los depósitos de caída las facies soldadas si pueden servir para establecer reglas generales que sirvan como horizontes de referencia. De forma general los depósitos de caída soldados se encuentran cerca de la fuente (ver discusión en las secciones de “soldamiento: introducción” y “temperatura y soldamiento”).

III.6.4. Importancia de las facies soldadas en depósitos piroclásticos.

Las facies soldadas en ignimbritas son una herramienta muy importante para obtener información acerca de procesos durante y después del depósito de los piroclastos (Grunder y Rusell, 2005; Cashman y Sparks, 2013). Si bien este trabajo está enfocado a la

importancia de las facies soldadas desde el punto de vista de la estratigrafía volcánica y la vulcanología física, hay otras razones por la cual el soldamiento es importante y vale la pena mencionarlas brevemente. Anteriormente, se mencionó que las rocas volcánicas soldadas pueden ser encontradas en conductos volcánicos y diques piroclásticos. El modelado de las condiciones físico-químicas que favorecen el soldamiento dentro de un volcán ha tomado mucha importancia en los últimos años.

A mayor intensidad de soldamiento en una roca piroclástica la porosidad de la misma aumenta y si la roca en cuestión es poco porosa es poco permeable, esto puede ocasionar que en el conducto volcánico se forme un “tapón” que no permita el escape de gases. La acumulación de gases por estos sellos asociados al soldamiento puede inducir actividad volcánica explosiva (Quane et al., 2009). En conductos volcánicos las rocas se pueden romper, eventualmente estas fracturas tanto en las rocas formadas en el conducto como en las encajonantes pueden favorecer el escape de gases (Gonnermann y Manga, 2003), pero las rocas emplazadas en el conducto pueden soldarse ahí mismo (Tuffen et al., 2003; Okumura y Sasaki, 2014) por lo tanto sellan las fracturas. Las rocas encajonantes también se pueden soldar por el contacto con el magma caliente (eg., McPhie y Hunns, 1995).

El soldamiento en el conducto volcánico puede formar zonas poco permeables que inhiben el escape de gases, este proceso puede explicar bien la actividad explosiva cíclica de algunos centros eruptivos (eg., Kolzenburg y Rusell, 2014; Okumura y Sasaki, 2014). Este tipo de consideraciones han propiciado que se actualmente se lleven a cabo mediciones más precisas sobre la permeabilidad de las rocas piroclásticas conforme varía la intensidad de soldamiento (eg., Wright y Cashman, 2013). El soldamiento también es importante en los estudios geotécnicos en tobas (eg., Quane y Rusell, 2003; Schultz y Li, 1995).

En la figura 3.6 se presentan algunas diferencias importantes en la estratigrafía de zonas soldadas de ignimbritas de grado moderado vs ignimbritas de alto grado o muy alto grado. Es importante entender que la figura 3.6 es un resumen generalizado, cada caso de estudio debe ser descrito a detalle e interpretarse con base a criterios como los presentados en la revisión de este trabajo. Las secciones de la figura 3.6 son ejemplos muy idealizados.

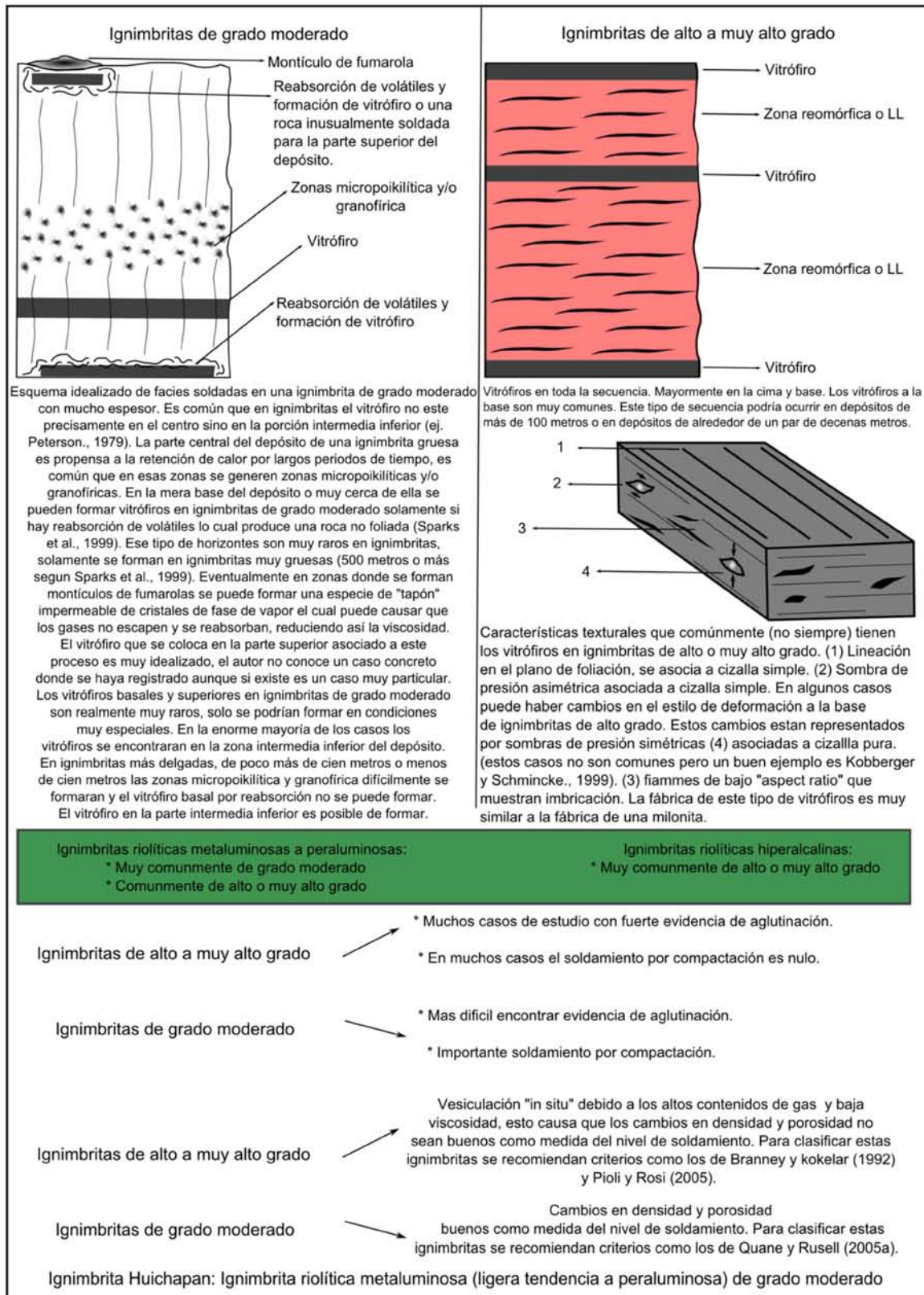


Figura 3.6. Resumen de algunas diferencias importantes entre ignimbritas de grado moderado y las de alto o muy alto grado.

III.7. Terminología y código de litofacies.

Una revisión sobre las corrientes piroclásticas de densidad no se hará en este trabajo. Con respecto a este tema existen en la literatura artículos de revisión pertenecientes a diferentes generaciones (Sheridan, 1979; Carey, 1991; Sulpizio y Dellino, 2008; Sulpizio et al., 2014). En este apartado sólo se mencionará la terminología usada y algunos conceptos propuestos por Branney y Kokelar (2002), tanto descriptivos como interpretativos. Dichos conceptos fueron utilizados durante la realización de este trabajo, por lo que son la base de las secciones de descripción e interpretación, donde se utilizarán terminologías que no se describirán en dichas secciones.

Branney y Kokelar (2002) proponen un esquema de litofacies no genético para la descripción de las rocas piroclásticas, principalmente ignimbritas. El termino litofacies se refiere a las características de un depósito o parte de ese depósito. Cada litofacies se asigna con base a la granulometría, estructuras sedimentarias primarias, fábrica o composición. Los dos componentes principales de las litofacies son la litología basada en la granulometría del depósito y las estructuras sedimentarias primarias presentes, a su vez aspectos como el nivel de soldamiento o alteración de fase de vapor se pueden incluir en las litofacies. La existencia de fábrica (orientación preferencial de los componentes) también se puede incluir en las litofacies, aunque dicha orientación tiene que estar relacionada con los mecanismos de depósito de las ignimbritas por lo cual la foliación por soldamiento no se considera una fábrica. La figura 3.7 muestra las litologías de rocas piroclásticas con base a las proporciones de lapilli, ceniza y bloques y/o bombas.

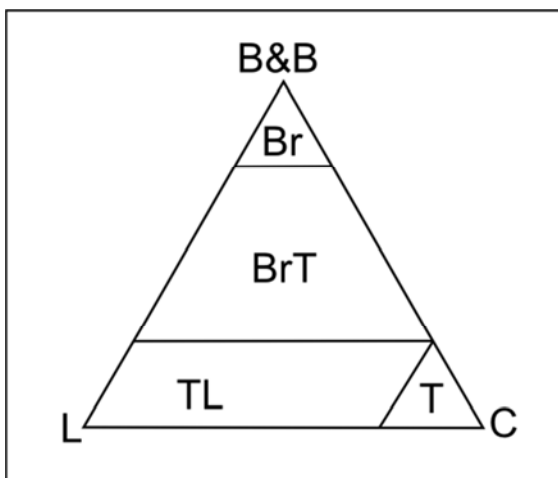


Figura 3.7. Litologías de rocas piroclásticas con base a sus características granulométricas. B&B = Bloques y Bombas, C = Ceniza y L = Lapilli. T = Toba; L = Lapillita; BrT = Brecha de Toba; Br = Brecha. Los límites verticales denotan 25 % y 75 % de bloques y/o bombas. La distinción entre toba y toba de lapilli (ambas rocas con < 25% de bloques y/o bombas) está dada por la presencia de 25 % de lapilli. Modificado de White y Houghton (2006).

La escala granulométrica presentada en las secciones es generalizada. Se incluyen los términos de bloques, lapilli y ceniza con base a Fisher (1961) y son presentados en la tabla 3.3.

Tamaño (mm)	Fragmento piroclástico	
256	Bloques y Bombas	Grueso
		Fino
64	Lapilli	
2	Ceniza	Gruesa
1/16		Fina

Tabla 3.3. Límites en tamaño de grano para rocas piroclásticas. Modificado de Fisher (1961).

En este trabajo no se es estricto en las proporciones propuestas en la figura 3.1, si una roca tiene 10 % de lapilli o incluso un poco menos se considerará llamarla toba de lapilli, o bien una roca que tiene cerca del 10 % de bloques podría considerarse llamarla brecha de toba. Esto es debido a que esos porcentajes son significativos granulométricamente, son muy notorios en los depósitos.

Por ejemplo, considérese una roca compuesta 100 % por ceniza y que encima tiene una roca de 80-90 % de ceniza y 10-20 % ya sea de bloques o lapilli, ese cambio es tremendamente notorio y sin embargo ambas rocas son tobas, por lo tanto en el aspecto granulométrico la propuesta de White y Houghton (2006) no se considera práctica. Cuando existan cambios muy notorios en aumentos de los porcentajes de los clastos más grandes, por ejemplo en una toba de lapilli, dichos cambios se documentan bien al describir si el soporte de la roca es por matriz o por clastos. Las litofacies y abreviaciones utilizadas se presentan en la tabla 3.4.

La utilización de litofacies es una práctica común entre los sedimentólogos (eg., Miall, 1978). El esquema de litofacies es independiente de cualquier modelo de facies para ignimbritas. El esquema es independiente para cada punto estudiado en un depósito y no

importa que en una determinada sección se hayan encontrado litofacies muy afines a un modelo de facies, esto no implica que todas las variaciones de litofacies en la ignimbrita bajo estudio se deban de adaptar al modelo de facies en cuestión.

Con este esquema se puede abordar cualquier ignimbrita sin conocer un modelo de facies, a su vez las ignimbritas en las cuales se ha desarrollado uno (eg., Taupo, ver Walker et al., 1981; Wilson y Walker, 1982; Walker y Wilson, 1983; Wilson, 1985) pueden ser abordadas mediante esta metodología. Cualquier depósito piroclástico puede ser descrito correctamente mediante este esquema, independientemente de que su génesis se relacione a depósitos de caída o a corrientes piroclásticas de densidad (dentro de las cuales podemos incluir los depósitos asociados a “flujos piroclásticos” y “oleadas piroclásticas” en la terminología vulcanológica clásica). La presentación de las litofacies constata las características del depósito y se pueden excluir adecuadamente de la interpretación. La presentación de datos con base a un modelo de facies es muy dependiente de una interpretación.

Durante la presentación de los datos se excluirá cualquier término que implique una interpretación (eg., “*ground surge*”, “*ground layer*”). Las secciones más importantes incluyen una interpretación y discusión después de que la descripción ha sido presentada.

La metodología de litofacies podría ser de poca utilidad para la estratigrafía regional de una zona, esto debido a que toma más tiempo describir los afloramientos de forma detallada. Una vez identificado un horizonte estratigráfico de rocas piroclásticas que se quieran estudiar a detalle es cuando es recomendable usar esta propuesta y justamente eso es lo que se ha hecho en este trabajo, donde se busca hacer una descripción detallada de la ignimbrita Huichapan.

Una vez descritas las variaciones en litofacies se puede decidir si explicarlas con base a un modelo de facies (eg., Sparks et al., 1973) o bien se pueden tratar de explicar mediante el concepto de la zona límite del flujo (*FBZ*, *flow boundary zone*) propuesto por Branney y Kokelar (2002). En este trabajo dicho concepto será abordado durante la interpretación de las variaciones de litofacies en la ignimbrita Huichapan. En la sección IV.2 se presenta una discusión sobre el concepto de FBZ.


código de litofacies y abreviaciones	Significado
mLT	Toba de lapilli masiva
emLT	Toba de lapilli masiva eutaxítica
pmBr	Brecha masiva rica en pómez
p	Rico en pómez (ej. pmT = Toba masiva rica en pómez)
db	Capas difusas (ej. dbLT = Toba de lapilli con capas difusas)
sLT	Toba de lapilli estratificada
plensL	Lentes ricos en pómez lapilli
llens	Lentes ricos en líticos (usado para líticos menores a .5 cm)
dsLT	Toba de lapilli con estratificación difusa
dev	Desvitrificado (ej. devemLT = Toba de lapilli masiva eutaxítica desvitrificada)
vap	Alterado por fase de vapor (ej. vapmLT = Toba de lapilli masiva alterada por fase de vapor)
v	Litofacies transformada a vitrófiro (ej. vemLT = Vitrófiro de Toba de lapilli masiva eutaxítica)
(n)	Gradación normal (ej. (nl) gradación normal de líticos)
(i)	Gradación inversa (ej. (ip) gradación inversa de pómez)
pip	Tubos pobres en finos (ej. mLTpip = Toba de lapilli masiva con tubos pobres en finos).
f	Fábrica (ej. mLTf = Toba de lapilli masiva con fabrica). A las rocas sin fábrica en vez llamarlas isotrópicas simplemente no se les especificará nada.
	Rocas que no muestran fábrica pero que mediante análisis de fábrica direccional se ha detectado la existencia de la misma.
—	Litofacies que cambia lateralmente a otra en un intervalo
+	Litofacies que cambia lateral y verticalmente a otra en un intervalo

Tabla 3.4. Código de litofacies. Se siguen muchas de las recomendaciones de Branney y Kokelar (2002). Los criterios para definir la presencia de fábrica de granos y estructuras sedimentarias primarias se basan en los ejemplos de litofacies presentados en los capítulos 5 y 6 de Branney y Kokelar (2002). Los códigos de litofacies son esquemas no genéticos para la descripción (eg., Miall, 1978, 1985; Brown y Branney, 2004a; Brown et al., 2007; Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014).

Durante este trabajo se empleará el concepto de arquitectura de un depósito, la cual se define como la geometría y orden interno de dicho depósito (Miall, 2006). La arquitectura puede considerarse como el arreglo 3D de un depósito en particular, puede aplicarse para una secuencia en escala regional o bien para un punto en particular. Miall (1985) menciona diversos aspectos que afectan la arquitectura de un depósito, incluyendo la naturaleza de los contactos, superficies de erosión, variaciones de espesor, lentes, cuñas y muy importante de mencionar, el orden interno de las litofacies. El estudio de Miall (1985) está enfocado en depósitos fluviales.

En el caso de las ignimbritas la arquitectura del depósito también se debe al orden interno de litofacies y demás aspectos como los descritos por Miall (1985), pero la historia de enfriamiento de las ignimbritas también puede afectar significativamente su arquitectura, un buen ejemplo de esto son las zonas donde se desarrolla un complejo fracturamiento columnar (en este caso la arquitectura no provee información sedimentológica). Debido a que los elementos arquitecturales son una interpretación la cual es muy dependiente de la cantidad de exposiciones 2D que se hayan estudiado y también su extensión tanto vertical como lateral, solamente se utilizará este concepto cuando se considere que realmente permite visualizar un aspecto importante de los depósitos que es difícil de ver en una sección o en fotos de un determinado punto. La arquitectura de un depósito es comúnmente utilizada en el estudio de rocas sedimentarias aunque también hay casos donde ha sido utilizada en el estudio de ignimbritas con el fin de entender mejor los procesos físicos que dan origen a las variaciones en litofacies (eg., Brown y Branney, 2004b, 2013).

En este trabajo a veces resulta muy complicado hacer traducciones de términos comúnmente utilizados en el idioma Inglés. A continuación se hace una recopilación de términos importantes para la interpretación de la sedimentología de la ignimbrita Huichapan. Además, se presenta la forma en que serán traducidos y algunas notas sobre el significado de los mismos. En algunos casos se presentarán oraciones las cuales incluyen una traducción al Inglés con el fin de dar a entender correctamente lo que se trata de decir.

- *Unsteady*: Cambio continuo en el tiempo en algún parámetro (ej. velocidad, cizalla, capacidad de carga, etc), será traducido como inestable. Por ejemplo, una corriente piroclástica de densidad que en un determinado punto incrementa o disminuye su

velocidad es inestable. La actividad vulcaniana muchas veces se describe como altamente inestable (“*highly unsteady*”) porque en el tiempo la cantidad de material expedido en el volcán aumenta, luego disminuye, luego vuelve a aumentar, la velocidad de salida cambia con el tiempo etc.

- *Steady*: Sin cambio en el tiempo en algún parámetro, será traducido como estable. Por ejemplo, si una corriente piroclástica de densidad pasa por un punto pero nunca cambia de velocidad entonces es estable con respecto a la velocidad (parámetro) en ese punto (referencia).
- *Quasi-Steady*: Semi-estable. Es decir es un tipo de actividad inestable pero que está muy cerca de ser estable.
- *Waning* y *Waxing*: El primero es la disminución de un parámetro con el tiempo (eg., velocidad) con respecto a una referencia, por ejemplo un punto fijo, se traducirá como disminución. El segundo es un aumento y se traducirá de esa forma. Por ejemplo, una corriente piroclástica de densidad que disminuye de velocidad en un punto se describe como “*waning current*” (se puede traducir como “corriente de disminución”). En pocas palabras para la traducción simplemente se harán oraciones largas usando el término disminución o aumento y especificando de qué parámetro. En la literatura en inglés *waxing* y *waning* se usan comúnmente y con oraciones cortas se puede especificar sobre qué se habla. La única consideración es que los términos aumento y disminución siempre tendrán implícito el cambio en el tiempo con respecto a una referencia. Cuando se hable simplemente de disminución o aumento de un parámetro la referencia será el punto geográfico en el cual se realizó una sección. Cuando se hable de disminución o aumento en un parámetro con respecto a una referencia que no sea un punto en particular entonces esa referencia será especificada. Por ejemplo para describir que el aporte de clastos gruesos aumentó durante la erupción (*waxing in coarse clast supply*).
- *Coarse-Tail Grading*: Gradación inversa, normal o simétrica en la cual todos o la gran mayoría de los clastos más grandes que se estén considerando (eg., pómez o líticos) se encuentran concentrados en un horizonte, a veces el término se usa para describir concentraciones laterales de los clastos más grandes. Será traducido como gradación de horizonte de gruesos.

- *Yield strenght*: Esfuerzo mínimo necesario para generar deformación en un fluido no-newtoniano tipo “Bingham”. Será traducido como esfuerzo de sumisión.
- *Plug flow*: Flujo no turbulento con una zona superior que no está siendo afectada por cizalla, esto es debido a que en esa zona el esfuerzo de sumisión no es superado, por lo tanto es una zona relativamente inmóvil. La parte basal si está siendo afectada por cizalla, tiene un gradiente de velocidad y es la que controla el movimiento de todo el flujo. En este caso no se ha podido evitar el anglicismo y se mencionara como “*plug flow*”.
- *Sustained y Surge*: El primero es un término para corrientes que se mantienen en existencia, es decir se prolongan a través del tiempo, se traduce como sostenido (a). el caso contrario sería una corriente tipo “*surge*” que se puede traducir como “oleada”. Generalmente el término oleada en vulcanología se usa para corrientes de baja concentración que generan depósitos estratificados (eg., Cas y Wright, 1987). En sedimentología el término oleada se refiere a un aumento en un parámetro (eg., velocidad, capacidad de carga, concentración, etc) que alcanza un punto máximo y que es seguido por la disminución en ese parámetro. Una corriente compuesta por una sola entidad de sedimento (un solo pulso, cf., corriente sostenida) que, naturalmente, sufre una oleada puede generar un depósito masivo. En este trabajo se usa el término oleada en su significado en sedimentología⁴ (i.e. se usa el termino sin implicar ninguna relación con la concentración de partículas).
- *Fully dilute pyroclastic density current*: Dentro de una corriente sostenida las condiciones pueden variar lateral y verticalmente entre alta y baja concentración, esto puede producir variaciones en un mismo depósito entre estructuras de tracción (eg., estratificación cruzada) y zonas masivas. Depósitos estratificados se pueden producir mediante una serie de pulsos individuales (una sola oleada) o mediante corrientes piroclásticas de baja concentración y sostenidas (pueden tener varias oleadas), de igual forma depósitos de una o varias oleadas pueden ser masivos (ver algunos ejemplos en Lowe, 1982). Por esa razón Branney y Kokelar (2002) proponen usar el término “*Fully dilute pyroclastic density currents*” para corrientes

⁴ Es importante notar que en mucha de la literatura de vulcanología se usa de forma diferente el término oleada, en este trabajo no se está haciendo ninguna propuesta nueva solamente se está usando el termino en su significado comúnmente usado en sedimentología (eg., Lowe, 1982).

piroclásticas de densidad en donde incluso hacia la base el principal mecanismo en el transporte es la turbulencia y en donde las interacciones entre clastos tienen poco efecto en el soporte de clastos, segregación y reología de la corriente. Se traduce como corrientes piroclásticas de densidad diluidas. Los depósitos de estas típicamente muestran estructuras de tracción. En este trabajo no se hace la común simplificación de que “oleada piroclástica” es sinónimo de corriente piroclástica de densidad diluida.

- *Granular fluid-based pyroclastic density current*: Corriente piroclástica de densidad en la cual la concentración de clastos hacia la parte basal es suficientemente alta para que el soporte de granos este dominado por el momentum generado por colisiones entre partículas o por el escape de fluido (ver sección IV.2). La turbulencia no es un proceso dominante en la base de este tipo de corrientes piroclásticas. Se traduce como corriente piroclástica de densidad de alta concentración⁵. Es notable que el término “flujo piroclástico” se puede conceptualizar como una corriente piroclástica de alta concentración, sin embargo el “flujo piroclástico” se puede interpretar como una “*granular fluid-based pyroclastic density current*” (termino propuesto por Branney y Kokelar, 2002) y también se puede visualizar como un “*plug flow*” de alto esfuerzo de sumisión, de hecho en muchos casos esta última es la interpretación implícita en el término “flujo piroclástico”. En este trabajo corriente piroclástica de densidad de alta concentración no es sinónimo de “flujo piroclástico”⁶.
- *Progressive aggradation*: Modelo que sugiere que una unidad de ignimbrita fue emplazada de forma gradual en el tiempo, es decir un incremento en el grosor de la secuencia ocurría a través del tiempo. En una sola unidad de ignimbrita los materiales no se sedimentaron en ese punto exactamente al mismo tiempo con base a este modelo, aunque pudieron sedimentarse muy rápido (*rapid progressive aggradation*). Sera traducido como agradación progresiva.

⁵ En este tipo de corriente la alta concentración de partículas es requisito a la base, las zonas superiores pueden tener alta o baja concentración.

⁶ Muchas de las interpretaciones de “flujo piroclástico” (eg., “*plug flow*”) implican alta concentración en toda la corriente piroclástica.

- *En masse deposition*: Modelo de emplazamiento que sugiere que un flujo fue emplazado en determinado punto de forma instantánea. Será traducido como emplazamiento “en masa”. En vulcanología hablar de emplazamiento “en masa” en una sola unidad de ignimbrita es decir que todos los piroclastos ahí presentes se emplazaron en ese punto exactamente al mismo tiempo (eg., Wilson, 1984). Este modelo es muy consistente con un “plug flow” debido a que si el esfuerzo de sumisión de la parte basal deja de ser superado todo el flujo de detendrá. Este modelo de emplazamiento es el tipo de sedimentación más inestable que pueda existir debido a que implica que todos los sedimentos (tanto a la vertical como a la lateral) que están siendo transportados en un punto de manera instantánea o casi instantánea pasan de una determinada velocidad a velocidad cero.
- *Splay and fade stratification*: Término propuesto por Branney y Kokelar (2002) para describir una estratificación que se extiende a la lateral o vertical y que eventualmente se desvanece. Se aplica simplemente diciendo que una litofacies se extiende y se desvanece.
- *Diachronous*: Término usado en sedimentología para sedimentos de similares características pero emplazados en tiempos diferentes, será traducido como diacrónico. La palabra viene del griego y significa “a través del tiempo”. En rocas sedimentarias la escala de tiempo para el uso del término puede ser de millones de años, en rocas piroclásticas se han considerado escalas de tiempo mucho menores, del orden de la duración de una erupción (eg., Brown y Branney, 2004b).
- *Ground surge*: Término discutido en la sección III.9, se traduce como “oleada de terreno”. Para evitar confusiones con el uso del término oleada en este trabajo, la “oleada de terreno” será referida como “capa 1 tipo Sparks”.
- *Division*: Se traduce como división. Término descriptivo para una porción arquitectural de un depósito. Puede ser un horizonte o un lente que comparte características en común o una superficie límite (*bounding surface*). Una división puede representar, más no necesariamente, una unidad de flujo y puede comprender una o varias litofacies.

III.8. Concepto de la zona límite del flujo.

La zona límite del flujo (*“flow boundary zone”* FBZ) se define como una zona no muy bien delineada la cual incluye la parte inferior de una corriente piroclástica y la parte superior de un depósito recién formado (Branney y Kokelar, 2002). El emplazamiento “en masa” implicaría que al momento en que una corriente piroclástica llegó a un punto todos los piroclastos entraron súbitamente por debajo de la FBZ, de hecho en ese caso realmente no hay una FBZ porque no se puede conceptualizar una transición entre depósito-corriente.

Branney y Kokelar (2002) proponen que en la FBZ es donde se forman las litofacies de las ignimbritas durante la agradación progresiva de los piroclastos. Los autores proponen 4 procesos de FBZ que dominan la sedimentación de las ignimbritas (ver figura 3.8). Estos procesos están controlados por la concentración, tasa de acumulación y cizalla aplicada. A continuación se presenta un resumen sobre cómo funcionan esos procesos en condiciones estables. Las figuras 3.9 y 3.10 son un esquema diagramático sobre las FBZ.

FBZ de caída directa: La caída directa implica que los clastos se depositan directamente cuando los procesos de saltación, deslizamiento y rodado son despreciables (efecto de la baja velocidad). La interacción entre clastos y los efectos del escape de fluido también son despreciables (efecto de la baja concentración). La pequeña cantidad de clastos que entran por debajo de la FBZ en determinada cantidad de tiempo en el régimen de caída directa en conjunto con la baja cantidad de fluido intersticial (gas y polvo) provocan que el escape de fluido sea despreciable.

FBZ dominada por tracción: Los gradientes de reología y de velocidad son muy marcados entre el flujo y el depósito. La cizalla en la FBZ provoca que los clastos sean movidos por los fluidos presentes de manera que los clastos ruedan, se deslizan o saltan antes de depositarse. La presencia de remolinos de turbulencia y la clasificación por tracción provocan que ciertos sedimentos se depositen y otros sean segregados, el producto de estos procesos son litofacies con estratificación y estratificación cruzada los cuales están moderadamente bien clasificados.

FBZ de escape de fluido: El soporte de clastos es principalmente el efecto del escape de fluido hacia arriba como consecuencia del depósito. Una corriente tiene una determinada relación de clastos vs fluido intersticial (compuesto de gas y polvo), cuando hay depósito los clastos están más empaquetados y para acomodarse desplazan hacia arriba el fluido intersticial. Esta FBZ se asocia con corrientes de alta concentración. No existe una interface reológica abrupta entre la parte superior del depósito y la parte inferior del flujo.

Donde la tasa de escape de fluido es alta los fluidos que escapan pueden ser canalizados formando zonas de elutriación de finos (formando las estructuras conocidas como tubos de desgasificación). Si se forman tubos de desgasificación por encima de la FBZ estas serán borradas o deformadas si hay cizalla. La alta concentración en la FBZ de escape de fluido inhibe la turbulencia.

FBZ de flujo granular: La concentración y la tasa de cizalla son suficientes para que las interacciones entre granos dominen el soporte de clastos. La fricción entre la corriente y el substrato causa que los granos se frenen. Este proceso puede ser referido como una serie de continuos “congelamientos en masa” de los granos a partir de la base del depósito.

Si se visualizan una serie de “pequeños emplazamientos en masa” una y otra vez en la zona inferior de la FBZ la cual va subiendo de nivel, entonces hablaríamos de un tipo de agradación progresiva del depósito, debido a que la secuencia incrementa de grosor con el tiempo. Por esa razón es que en la sección III.7 se hace énfasis en cómo funciona el emplazamiento “en masa” en una sola unidad de ignimbrita.

Este modelo implica un sólo “congelamiento en masa” para una unidad, así funciona el modelo tal y como ha sido descrito en vulcanología (eg., Wilson, 1984). Por esta razón Branney y Kokelar (2002) no usan el concepto de sedimentología de turbiditas conocido como “*en masse deposition from an upward migratin surface*” (eg., Carter, 1975) debido a que en vulcanología el término en “en masa” está muy arraigado a lo descrito en la sección III.7. La alta concentración en la FBZ de flujo granular inhibe la turbulencia y no permite que los sedimentos se puedan clasificar de forma efectiva, por lo cual se pueden formar depósitos masivos y mal clasificados. La cizalla en la FBZ de flujo granular puede causar el desarrollo de fábrica e imbricación de clastos.

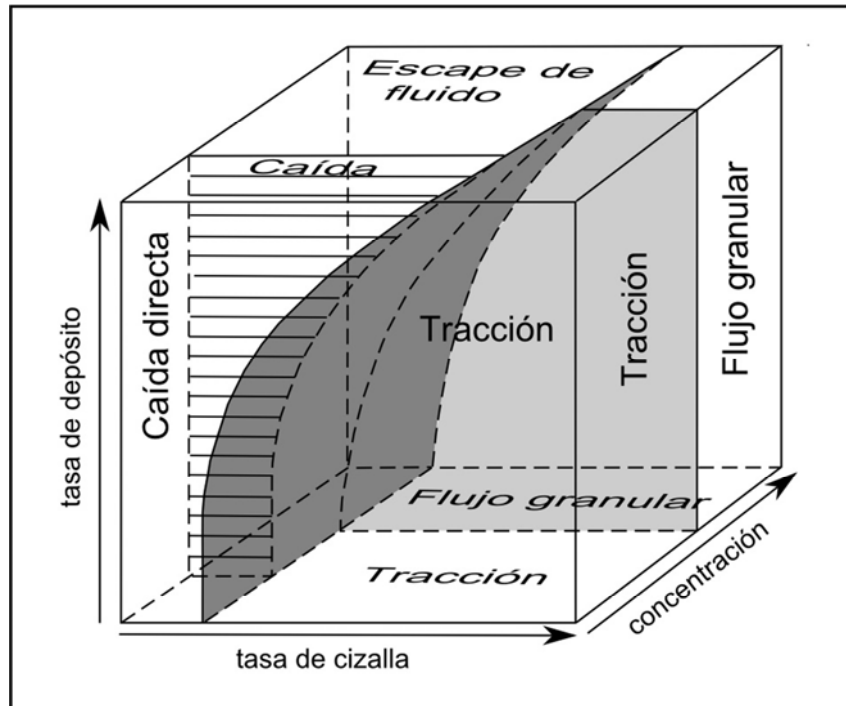


Figura 3.8. Procesos de FBZ propuestos por Branney y Kokelar (2002) con base al cambio en concentración, tasa de depósito y cizalla. El capítulo 4 de estos autores está enfocado a discutir a detalle el concepto de FBZ. En el capítulo 5 los autores muestran como las variaciones en litofacies pueden ser interpretadas mediante el concepto de la FBZ. Figura modificada de Branney y Kokelar (2002).

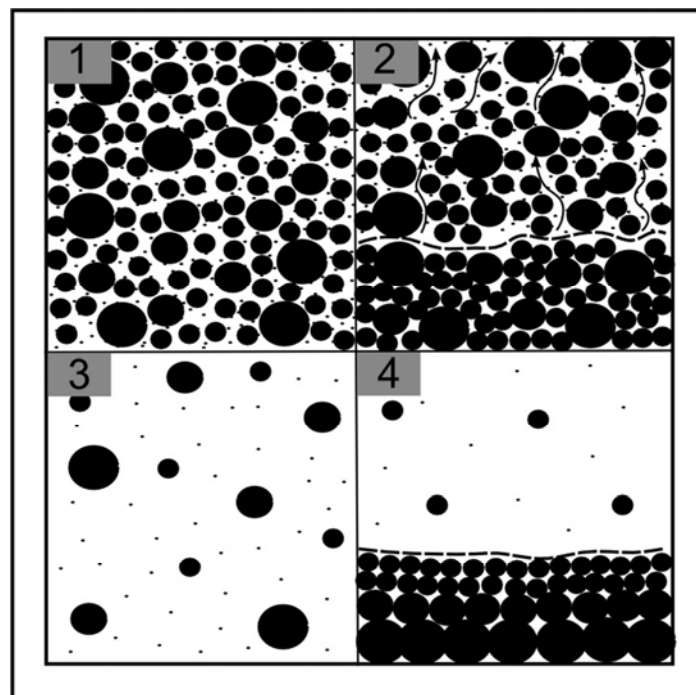


Figura 3.9. (FBZ en línea punteada)

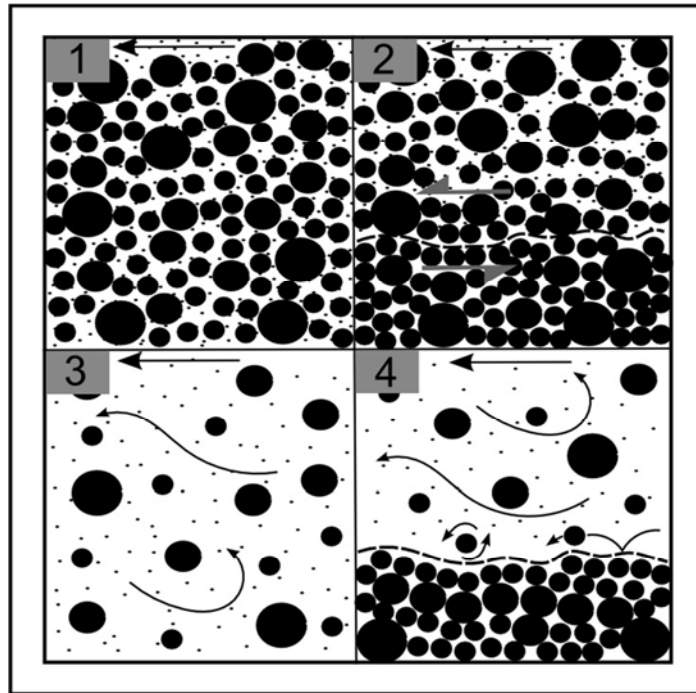


Figura 3.10. (FBZ en línea punteada)

En la figura 3.9 se muestra una corriente de alta concentración (1) la cual al empezar a depositarse en la FBZ dominada por escape de fluido (2) desarrolla un depósito masivo y mal clasificado. Los fluidos que escapan pueden provocar flotación de clastos. En (3) la concentración es muy baja, esto favorece el depósito en la FBZ de caída directa (4), lo cual facilita que los clastos se clasifiquen con base a su tamaño y/o densidad formando depósitos bien clasificados. La figura 3.10 muestra los casos de corrientes de alta y baja concentración cuando existe un desplazamiento lateral importante. En (1) se tiene una corriente de alta concentración, esta puede empezar a depositarse en una FBZ dominada por flujo granular (2). Cerca de la FBZ hay una alta tasa de cizalla lo que puede favorecer la formación de depósitos masivos mal clasificados con fábrica (si hay clastos elongados). En 3 se tiene una corriente turbulenta de baja concentración. Bajo estas condiciones el depósito puede ocurrir en una FBZ dominada por tracción (4). Los depósitos muestran estratificación y una clasificación moderada. Nótese que en (2) tanto en la figura 3.9 como en la 3.10 no se puede discernir un cambio importante entre el depósito y el flujo, este hecho es la esencia de la formación de capas masivas por agradación progresiva tanto para turbiditas (Kneller y Branney, 1995) como para ignimbritas (Branney y Kokelar, 1997).

III.9. Modelos de facies.

III.9.1. Unidad estándar de una ignimbrita (*standard ignimbrite flow unit*).

En 1973 se propuso un modelo de facies de ignimbritas que ha sido ampliamente aplicado, se le conoce como “la unidad estándar de una ignimbrita”. Este modelo se propuso principalmente con base a las observaciones hechas en diversos depósitos de ignimbritas en Azores, Italia y Grecia durante los proyectos doctorales de Stephen Self y Stephen Sparks. Con el paso de los años el modelo original ha sufrido algunas modificaciones. Muchos ejemplos se podrían citar sobre ignimbritas en las cuales se interpreta que este modelo es aplicable, un ejemplo es la ignimbrita Huichapan (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009).

En el trabajo original una facies importante del modelo es la llamada “oleada de terreno” (*ground surge*), aunque es importante mencionar que inicialmente Sparks y Walker (1973) propusieron el término “oleada de terreno” para referirse a lo que hoy en día se conoce como “oleada piroclástica” en la terminología volcánica clásica. Posteriormente el término “oleada de terreno” fue restringido para los “depósitos de oleadas” que ocurren a la base de las ignimbritas.

El trabajo de Sparks y Walker (1973) es donde se distinguió a los “depósitos de oleadas” de las ignimbritas con base a las estructuras de tracción formadas en los primeros, interpretando que provenían de flujos análogos a los torrentes o flujos de inundación, mientras que las ignimbritas provenían de flujos piroclásticos que eran análogos a los flujos de escombros. Sparks y Walker (1973) mencionan que las “oleadas de terreno” ocurren a distancias de 5-10 km de la fuente, por lo cual el modelo de Sparks et al. (1973) inicialmente fue calibrado con “depósitos de oleada” cercanos a la fuente.

El modelo de Sparks et al. (1973) consiste de dos capas que no son parte integral de la ignimbrita, la capa 1 que es la “oleada de terreno” (ahora referida como “capa 1 tipo Sparks”) y la capa 3 que es un depósito de caída compuesto por ceniza fina. La unidad de ignimbrita se llama capa 2, la cual puede subdividirse en la capa 2a que es un depósito rico en ceniza (pobre en líticos y lapilli de pómez, comúnmente con gradación inversa) y la capa 2b que ocupa al menos 90% del volumen de la ignimbrita y suele tener líticos y pómez lapilli. El modelo también tiene las capas llamadas 2bL y 2bP, la primera es una gradación normal

de horizonte de gruesos de líticos y la segunda es una gradación inversa de horizonte de gruesos de pómez. La figura 3.11 muestra el modelo de facies de Sparks et al. (1973).

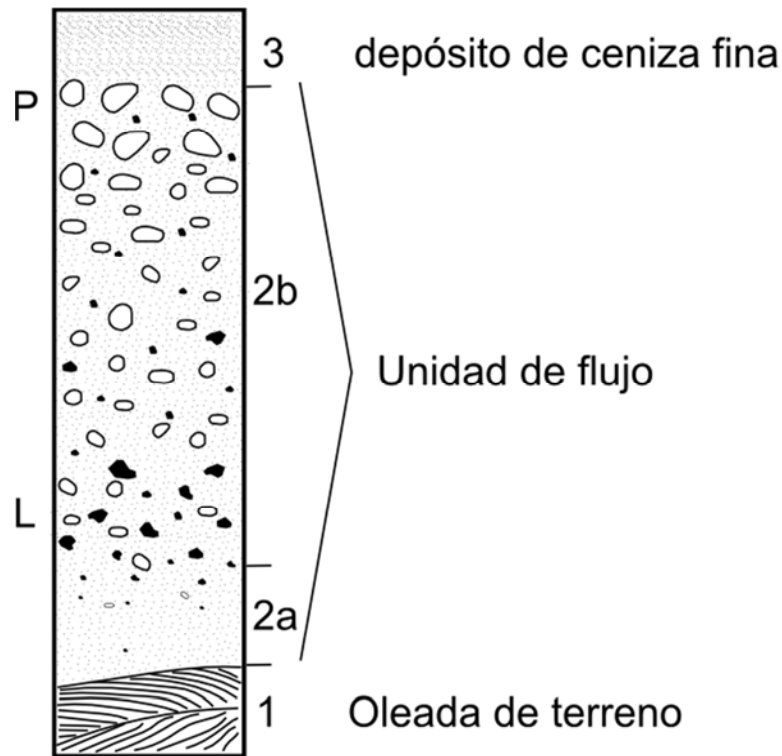


Figura 3.11. “Unidad estándar de una ignimbrita” (modificado de Sparks et al., 1973).

Algunas características clave del modelo de Sparks et al. (1973) son:

- La capa 1 suele ser de sólo unos cm de grosor, el contacto con la capa 2 puede ser abrupto o transicional. La capa 1 es mejor clasificada que la capa 2 y comparada con la ignimbrita no tiene ni los componentes más finos ni los más gruesos.
- La capa 2a suele ser progradacional y tiene contacto abrupto a transicional con la capa 2b. La capa 2a es la mejor referencia para distinguir unidades de flujo.

Sparks (1976) menciona que la característica más distintiva de la “capa 1 tipo Sparks” es que está enriquecida en líticos y cristales con respecto a la ignimbrita. Sparks (1976) encontró que la gradación en los depósitos piroclásticos tiene un límite de tamaño de grano en la cual es notable, este límite varía en cada depósito, en los casos de estudio de este autor variaba entre 32-2 mm. Un método muy simple y efectivo usado por Sparks (1976) es

cuantificar la gradación del depósito usando la media de los 5 clastos más grandes en un horizonte, pueden ser pómez o líticos.

Después de una mayor acumulación de datos en la literatura, Wright et al. (1980) definen que las “capas 1 tipo Sparks” se caracterizan por depósitos estratificados, de menos de 1 metro de espesor, encontrados a la base de una ignimbrita. Si está asociada genéticamente a la ignimbrita, la “capa 1 tipo Sparks” tiene fragmentos vesiculados (al igual que la ignimbrita), si se asocia a un pulso previo relacionado con freatomagmatismo no necesariamente tiene fragmentos vesiculados. Con el paso del tiempo se identificó que en la parte superior de las ignimbritas también puede haber depósitos estratificados, por eso la “capa 3” se dividió en “3a” (“oleada de nube de ceniza” o “*ash-cloud surge*”) y “3b” (“ceniza de caída co-ignimbrítica” o “*co-ignimbrite fall ash*”). La figura 3.12 muestra el modelo de Sparks et al. (1973) con ligeras modificaciones propiciadas por la documentación de un mayor número de ignimbritas con el paso de los años.

Los orígenes de la “capa 1 tipo Sparks” pueden ser un “*blast*” que precede a la ignimbrita, colapso parcial de columna eruptiva que precede la formación de la ignimbrita o expansión al frente de un “flujo piroclástico” (Cas y Wright, 1987), lo cual se puede relacionar a ingesta de aire, combustión de vegetación o adición de agua externa.

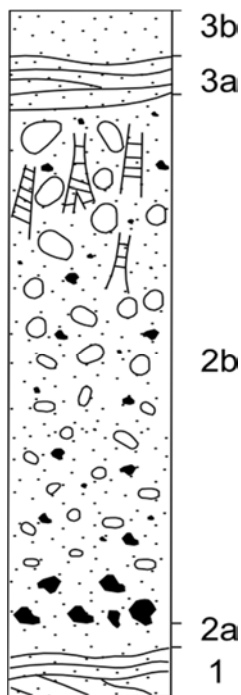


Figura 3.12. Modelo de Sparks et al. (1973) con la subdivisión de la capa 3 en 3a y 3b (ver discusión en texto). En este esquema se muestra que los tubos de desgasificación pueden encontrarse en la parte superior de la capa 2b (zona 2bP). Figura modificada de Cas y Wright (1987) y Carey (1991).

IV. METODOLOGÍA

IV.1. Petrografía.

Se prepararon 53 láminas delgadas de la ignimbrita Huichapan y rocas relacionadas a la misma. Las láminas fueron elaboradas en el taller de laminación del Centro de Geociencias bajo la supervisión del técnico Juan Tomas Vázquez Ramírez. A partir de la roca se preparan talones mediante diversas cortadoras, estos se pegan a un portaobjetos y mediante cortadoras y abrasivos se desbastan a 30 micras. Las ignimbritas soldadas fueron cortadas en planos perpendiculares a la foliación con el fin de observar las texturas de colapso de astillas y pómez.

IV.2. Difracción de Rayos X.

Se realizaron análisis de difracción de rayos X en polvos con el fin de comprobar la existencia de mineralización de fase de vapor de alta temperatura en la ignimbrita Huichapan. El análisis se llevó a cabo en el laboratorio de fluidos corticales del Centro de Geociencias. Se inició moliendo rocas por debajo de malla 100, después los polvos fueron montados en portaobjetos especiales para colocarse en un difractómetro de rayos X modelo Rigaku Miniflex (figura 4.1). Se hizo un barrido del ángulo 2θ de $5-80^\circ$ con un paso de 0.02 grados y a una velocidad de 2° por minuto. El equipo funcionó a 30 kV y 15 mA. Después de obtener las medidas se analizan los espectros obtenidos y se comparan con una base de datos para identificar las posibles fases minerales presentes (ver apéndice 3).



Figura 4.1. Porta muestras para montar los polvos usados para el análisis de difracción de rayos X. Las muestras son de zonas desvitrificadas de la ignimbrita Huichapan.

IV.3. Fábrica direccional.

La fábrica se refiere a la orientación preferencial de los sedimentos por el efecto de los mecanismos de depósito. Dentro de un flujo las partículas elipsoidales tenderán a rotar su eje de mayor longitud a partir de su centro de simetría, a mayor número de rotaciones las partículas elipsoidales tenderán a orientar su eje de mayor longitud de forma paralela a la dirección del flujo. Este concepto es el que justifica los estudios de fábrica direccional en rocas como las ignimbritas.

El método más comúnmente usado para estos estudios de fábrica en ignimbritas es la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS por sus siglas en inglés). Otro tipo de metodología que ha generado resultados prometedores para la interpretación de la fábrica de ignimbritas son los estudios de análisis de imágenes digitales (eg., Capaccioni et al., 2001; Valentini et al., 2008).

En este trabajo se ha decidido usar el método de fábrica direccional por medio del análisis de imágenes digitales. Se busca explorar más a detalle este método, ya que son pocos los trabajos que lo han usado. En el futuro una mayor cantidad de análisis basados en los trabajos pioneros sobre fábrica direccional en ignimbritas por medio de imágenes digitales (Capaccioni y Sarocchi, 1996; Capaccioni et al., 1997) podrá generar tiempos de análisis más cortos, un proceso de preparación de muestras más sistemático, utilización de muestras más pequeñas y lo más importante de todo la oportunidad de manipular muchas variables de importancia sedimentológica (eg., esfericidad, redondez).

Este método permite a la persona hacer cortes de rocas donde puede observar diversos aspectos texturales que puede combinar con el análisis digital para afinar sus interpretaciones sedimentológicas. Este tipo de análisis no se pueden hacer con un método como la AMS. Debido a que con el método de imágenes digitales se trabaja directamente con la textura de la roca, se considera que es el mejor complemento para los datos de campo. A veces los métodos geofísicos que tienen mucho tiempo de desarrollo tienden a interpretaciones implícitas. Pocos trabajos han combinado el uso de AMS e imágenes digitales para la fábrica direccional en ignimbritas aunque en algunas muestras se han encontrado resultados similares con ambos métodos (eg., Olguín-Villa et al., 2013).

Los objetivos en este trabajo son buscar el desarrollo de una metodología de fábrica direccional que implique un tamaño de muestra lo más pequeño posible, para que de esa

forma los estudios de fábrica no sean un aspecto logístico complicado en el campo cuando los esfuerzos están enfocados en la descripción sedimentológica de los depósitos. Se han realizado diversas pruebas con software gratuito y de fácil uso para generar un método sistemático y semiautomático en el cual se requiera un tiempo de análisis corto. La metodología ha sido aplicada a la fábrica direccional y análisis de texturas sin un tratamiento estadístico detallado sino más bien de forma cualitativa. Un tratamiento estadístico detallado y análisis puntual del significado sedimentológico de los datos de fábrica excede la extensión de este trabajo.

IV.3.1. Metodología: Descripción general.

El método consiste en tomar una muestra orientada marcando rumbo y echado en el plano de foliación y el norte, en muestras horizontales o sub-horizontales se puede marcar sólo el norte. Después se hace un prisma rectangular de roca con un eje paralelo a la dirección del echado o el eje norte-sur, las caras del prisma son planos paralelos al plano de foliación o a la horizontal en rocas no foliadas (ver figura 4.2). Usando un procedimiento de muestreo similar Elston y Smith (1970) preparaban láminas delgadas orientadas y median la dirección del máximo eje de elongación de partículas como pómez, astillas, líticos y cristales. En esta tesis en vez de preparar láminas se usa la metodología de escanear los prismas (Pacheco-Hoyos et al., 2009) y usando un software se mide la orientación del máximo eje de elongación de la elipse que mejor se adapta a cada partícula (figura 4.3). En el apéndice 1 se discute el proceso semiautomático de selección de partículas. Con base a estos datos se puede determinar la dirección del flujo, es decir se puede saber si el flujo se dirigía por ejemplo en dirección norte-sur. Para saber si el flujo se desplazaba en dirección norte o sur (a esto se le denominara “sentido de emplazamiento”) se puede hacer un corte perpendicular a la foliación y paralelo a la dirección de flujo que fue determinada previamente, en esta cara (a diferencia de caras arbitrarias) los indicadores cinemáticos como la imbricación se puedan identificar para inferir el sentido de emplazamiento.

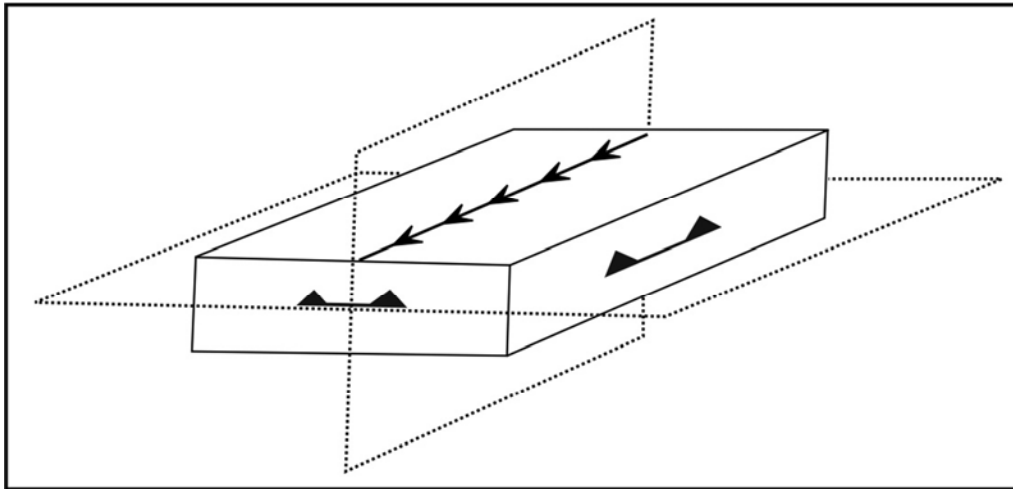


Figura 4.2. Prisma de roca para fábrica direccional. A partir de la muestra orientada se debe cortar un prisma de este tipo. Este caso es para una roca sub-horizontal donde solo se marcó hacia donde está el norte (línea con flechas). Las líneas con triángulos representan la foliación o bien la horizontal en dado caso que se trabaje con ignimbritas no foliadas. Se marcan los triángulos porque es fundamental no perder cual era la parte superior del depósito, es decir la que en campo se podría ver en planta. El objetivo de este prisma es generar pequeños rectángulos que tengan caras paralelas a la foliación o a la horizontal, que tengan un eje paralelo a la dirección norte-sur y que se sepa si representan la parte basal o superior del depósito.

La figura 4.4 es un ejemplo de las imágenes que se obtienen a partir del escaneo de los rectángulos obtenidos del prisma descrito en la figura 4.2. La figura 4.5 son una serie de criterios para identificar el sentido de emplazamiento los cuales fueron obtenidos de forma empírica por Elston y Smith (1970).

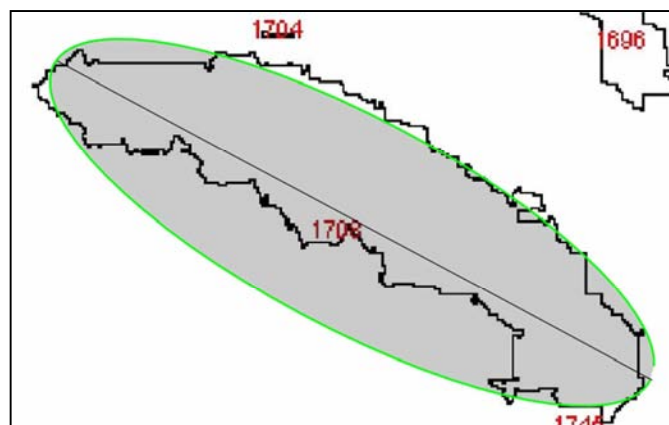


Figura 4.3. El software imageJ mide la dirección del máximo eje de elongación de la elipse que mejor se adapta a una partícula. En la imagen se muestra una aproximación (claramente no perfecta) de la elipse que mejor se adapta a esta partícula y su eje de máxima elongación. Hacer este tipo de análisis de forma manual es tremendamente laborioso.

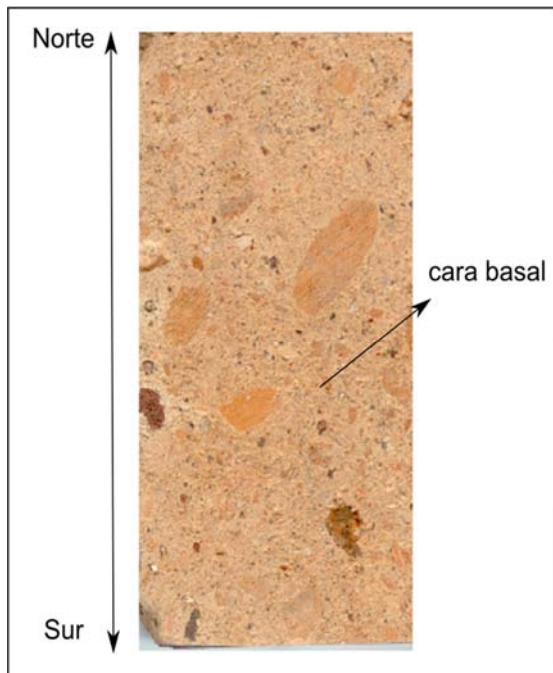


Figura 4.4. El proceso de preparación de muestras tiene como fin obtener este tipo de imagen. Un eje de la imagen es paralelo a la dirección norte-sur, de preferencia se busca que la parte superior de la imagen se dirija al norte. Esta imagen representa un plano paralelo a sub-paralelo con respecto a la foliación, adicionalmente se sabe que esta imagen representa la cara basal de la roca. La pómez más grande en esta imagen, ubicada cerca de la parte central de la imagen parece estar orientada hacia el NE-SW, pero debido a que esta es la cara basal esa pómez realmente está orientada hacia el NW-SE, porque al escanear la imagen esta se invierte.

Dirección del flujo

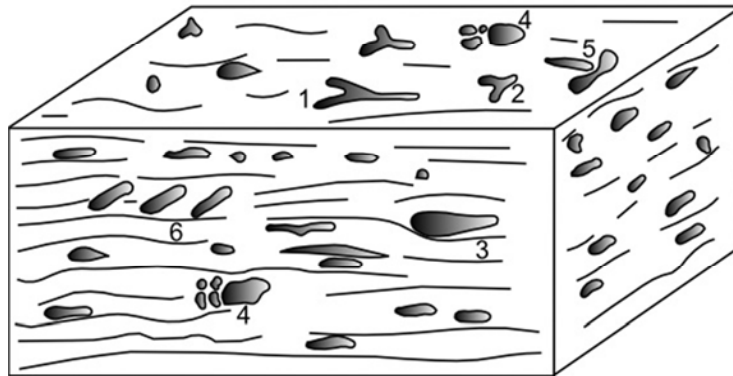


Figura 4.5. Criterios para identificar el sentido de emplazamiento según Elston y Smith (1970). Criterios encontrados en el plano de foliación: 1 astillas en forma de Y (62.9 % de confiabilidad); astillas en forma de Y equidimensionales (66.3 % de confiabilidad); 4 efecto de bloque (cerca del 50 % de confiabilidad en esta cara); 5 efecto de penetración (cerca del 100 % de confiabilidad aunque es raro encontrar esta textura). Criterios encontrados en el corte perpendicular a la foliación y paralelo a la dirección de flujo: 3 astillas en forma de “baston” (68.2 % de confiabilidad); 4 efecto de bloque (90 % de confiabilidad en esta cara); 6 imbricación (80 % de confiabilidad). Modificado de Elston y Smith (1970).

A partir de los análisis de las rocas por medio de imágenes digitales no sólo se pueden obtener datos de fábrica direccional sino también de granulometría (Cappaccioni y Sarocchi, 1996). Es importante mencionar que el tamaño de muestra depende mucho de la roca con la que se trabaje, por ejemplo, Valentini et al. (2008) usó prismas de roca de 100 a 300 cm², pero en sus rocas había muchos líticos grandes y la matriz en algunas muestras tenía mucha desvitrificación lo cual puede afectar el análisis de fábrica direccional (Cappaccioni et al., 1997). En este trabajo se usan prismas de aproximadamente 10-50 cm², lo cual está en el rango de área de entre 1 a 5 láminas delgadas. La mayoría de las rocas de la ignimbrita Huichapan analizadas no tienen gran abundancia de lapilli grueso.

En los estudios de fábrica de la ignimbrita Huichapan se analizan mayormente partículas en el rango de ceniza y en menor medida lapilli finos, la mayoría de las partículas provienen de astillas de vidrio y líticos pequeños. Se considera que el método de fábrica aplicado en este trabajo es una combinación de los trabajos de Elston y Smith (1970) y los de Cappaccioni y Sarocchi (1996) y Cappaccioni et al. (1997). Usando los conceptos aprendidos de los dos últimos se analizan principalmente las partículas que podrían ser descritas en una lámina delgada, sólo que sin necesidad de preparar la misma, ni de tomar nota de los datos, ni hacer las medidas y tampoco la gráfica de datos de forma manual, aunque el proceso de selección de partículas no tiene constantemente como base el criterio del operador (se recomienda ver el Apéndice 1 para una discusión más detallada del método).

Algunas consideraciones importantes con respecto a la fábrica por imágenes digitales son:

- 1) Hay que tener cuidado al interpretar el grado de anisotropía de una muestra con base a la roseta generada. Si en una imagen se analizan muchas partículas y además de esto son elongadas y en cambio en una segunda imagen se analizan pocas partículas y con forma esférica la anisotropía de la primera imagen será mayor y no necesariamente por que los mecanismos de sedimentación favorecieron la anisotropía en la primera muestra, sino porque el tipo de análisis lo favoreció. Para comparar la anisotropía entre muestras se necesita un análisis estadístico especial (eg., Cappaccioni et al., 1997).

- 2) No existe un valor específico de partículas a analizar para que el análisis sea estadísticamente representativo, depende de cada muestra y de los filtros de características físicas que se apliquen durante el análisis. Buenos niveles de anisotropía se han obtenido con análisis de 1500-2000 partículas por Capaccioni et al. (1997) y 1194-2221 por Valentini et al. (2008).
- 3) Los valores de orientación provienen de partículas tridimensionales pero el análisis se hace por medio de imágenes en 2D. Capaccioni et al. (1997) proponen que las orientaciones de partículas 3D de forma elipsoidal contenidas en un plano (en nuestro caso la foliación o la horizontal en ignimbritas no foliadas) es similar a las orientaciones de elipses en 2D obtenidas a partir de cortes oblicuos de hasta 50° para elipsoides prolatos y 10° para elipsoides oblatos. Por esta razón si se es un poco impreciso durante el corte de los prismas de todas formas se pueden obtener direcciones representativas.

Se grafican los datos en una roseta que los agrupa en grupos de 10 azimut, cuantos más datos hay en un intervalo de 10 azimut más largo y grueso se ve ese grupo en la roseta (figura 4.6).

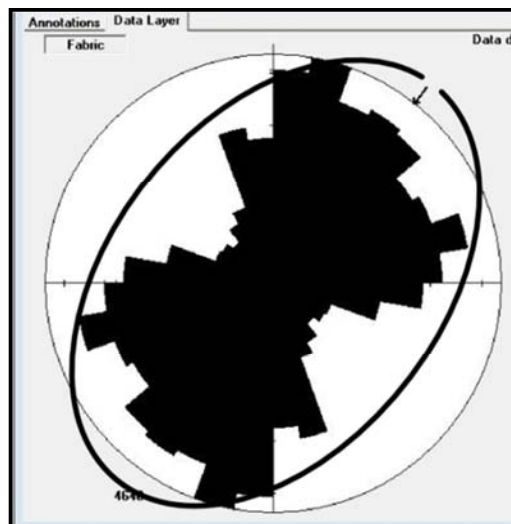


Figura 4.6. Roseta de datos de direcciones. El programa usado para hacer la roseta (GeoOrient) automáticamente considera que la dirección principal que representa a estos datos es la dirección del máximo eje de elongación de la elipse que mejor se adapta a la roseta. Esta dirección no es útil en casos donde se genera más de una moda de datos o donde la roseta se adapta a una superficie sub-esférica

V. ESTRATIGRAFÍA

V.1. Estratigrafía de la ignimbrita Huichapan.

V.1.1. Estratigrafía de la ignimbrita Huichapan.

Se realizaron 35 secciones estratigráficas, los datos de ubicación de las mismas se encuentran en el apéndice 4. En algunos sitios no se levantaron secciones pero se hizo trabajo de campo para verificar la presencia de la ignimbrita Huichapan. Se estima que la ignimbrita Huichapan se extiende por al menos 2158 km² (incluyendo la distribución inferida de la ignimbrita Huichapan, ver figura 2.4) y el volumen mínimo calculado para la ignimbrita Huichapan es de 111 km³ (ver Apéndice 4). Este volumen no considera a la ignimbrita intra-caldera y tampoco la ceniza co-ignimbrítica.

El objetivo del capítulo de estratigrafía es presentar las características de las litofacies de la ignimbrita Huichapan en el contexto regional. Es decir, cómo es que está compuesta a grandes rasgos, incluyendo el patrón de gradación de la ignimbrita, como cambian los niveles de soldamiento y desvitrificación, que tipo de componentes tiene la ignimbrita y sus características petrográficas. La ignimbrita Huichapan es un depósito muy grande y disperso, por lo cual es importante resumir sus características físicas más notables. A continuación, se presentan algunas generalidades de la estratigrafía, texturas y componentes de la ignimbrita Huichapan, posteriormente se describe en detalle la secuencia estratigráfica en secciones seleccionadas de este depósito. En este trabajo cuando se hable de distancia a la fuente el punto de referencia será la cima del domo Hualtepec (ver figuras 2.3 y 2.4).

V.1.2. Generalidades de la ignimbrita Huichapan.

El objetivo de este apartado es resumir algunas características de la ignimbrita Huichapan con el fin de simplificar subsecuentes descripciones y evitar que dichas características se mencionen de forma repetitiva en varias secciones.

En las secciones presentadas en este trabajo se hace poco énfasis en el contenido de cristales de la ignimbrita, debido a que siempre es muy bajo (no más de 5% en zonas donde los cristales están concentrados por efecto de soldamiento por compactación). Los líticos de la ignimbrita son predominantemente andesitas de textura afanítica (algunas están oxidados) aunque localmente se han encontrado andesitas cloritizadas (sitio 23), ignimbritas eutaxíticas de color marrón con fiammes de obsidiana (sitio 24), clastos de

obsidiana (sitios 4,14, 29) y escoria (sitio 14). Muchos de estos líticos pudieron ser acarreados del substrato en la parte inferior de la ignimbrita, que es donde mayor variedad de líticos se ha encontrado.

Es común que en diversos sitios se encuentren contactos quemados. Son zonas alteradas térmicamente que afectan a la ceniza o arcilla transformándola en una masa negra y deforme. Esas zonas de ven bien en el sitio 3 donde penetran en los cambios de litofacies de la ignimbrita, juntas de enfriamiento y en diversas capas fluvio-lacustres debajo de la ignimbrita. Ocurre lo mismo en los cambios de litofacies y juntas de enfriamiento en las secciones 25 y 35 y localmente en la base de la sección 4. Posiblemente estos contactos quemados se relacionan a la presencia de fluidos. Esta característica de la ignimbrita es común en varias secciones aunque realmente no tiene mucho significado para los motivos de este trabajo.

En algunas secciones del oeste (sitios 4, 14 y 10) hay horizontes de .5-2 cm de pmT (*pumice- rich massive tuff*) a la base de la ignimbrita. Se caracterizan por tener buena clasificación, presencia de ceniza gruesa y lapilli finos (usualmente < 1 cm), presencia de pómez subredondeada, son lateralmente discontinuos y no muestran una variación sistemática en espesor ni en tamaño de grano con respecto a la fuente. Estos horizontes posiblemente representan materiales acarreados al frente de las corrientes piroclásticas, ya sea que hayan sido derivados de las corrientes o que hayan sido extraídos del subsuelo. No se considera que representen un horizonte estratigráfico de la ignimbrita Huichapan pero se debe tener cuenta su presencia como una litofacies de referencia.

V.1.3. Secuencia estratigráfica: Ignimbrita Huichapan superior e ignimbrita Huichapan inferior.

La propuesta estratigráfica de este trabajo incluye dividir a la ignimbrita Huichapan en una secuencia inferior y una superior, las características que distinguen a estas dos porciones son las siguientes.

Ignimbrita Huichapan superior: Parte superior de la ignimbrita Huichapan. Esta porción de la ignimbrita difiere del resto debido a que es rica en pómez, con clastos que varían de 4 a 60 cm. Los líticos también son más abundantes, con diámetros máximos de hasta 9 cm. La

ignimbrita Huichapan superior es distintiva por la ausencia total de soldamiento, desvitrificación y juntas de enfriamiento, abundante presencia de pómez tubular, pómez globular (vesículas redondas) y transicionales entre ambas, presencia de algunas pómez con mezcla de magmas y por tener abundantes tubos de desgasificación muy bien formados, en algunos casos estos tubos de desgasificación miden cerca de 5 metros.

Ignimbrita Huichapan inferior: Debajo de la ignimbrita Huichapan superior, los depósitos muestran una amplia variedad de soldamiento, desde facies sin soldar hasta facies intensamente soldadas (vitrófiros). La ignimbrita Huichapan inferior no es rica en pómez, aunque hay horizontes donde localmente se tienen litofacies ricas en pómez y con clastos de hasta 12 cm, aunque nunca clastos de más de 20 cm como los que se pueden encontrar en la ignimbrita Huichapan superior.

La ignimbrita Huichapan inferior varía desde litofacies sin ningún grado de desvitrificación hasta litofacies completamente desvitrificadas y con alteración de fase de vapor. Los tubos de desgasificación en la ignimbrita Huichapan inferior son casi inexistentes y los pocos que se han observado suelen ser de sólo unos centímetros. Los minerales, la mayoría de los líticos y tipos de pómez (tubular, globular y transicional entre estas) son los mismos en la parte inferior y superior de la ignimbrita, aunque en la parte inferior son menos abundantes y la pómez está fuertemente alterada debido al soldamiento y a la oxidación. En la parte inferior de la ignimbrita no se han observado pómez con mezcla de magmas. A la base de la ignimbrita Huichapan inferior, litofacies ricas en ceniza son comunes. En muchos sitios, la ignimbrita Huichapan inferior muestra juntas de enfriamiento, característica que no se observa en la ignimbrita Huichapan superior

Un rasgo importante de la ignimbrita Huichapan inferior es que las litofacies intensamente soldadas, desvitrificadas y alteradas por fase de vapor de alta temperatura desaparecen lateralmente. La porción de la ignimbrita Huichapan inferior que muestra las facies intensamente soldadas, desvitrificadas y alteradas a fase de vapor sigue un patrón definido en la ocurrencia de litofacies. Por esta razón, estas litofacies se han agrupado en tres zonas, que se describen a continuación.

- Zona 1:

Descripción: Parte inferior de la ignimbrita Huichapan. Es la zona debajo de la zona 2 y sólo aflora en el sitio 4. Los primeros 30 cm son una toba no soldada, cambia gradualmente a emLT y vemLT. No es posible saber cómo es la zona 1 en cualquier otro sitio de la ignimbrita Huichapan. Una descripción detallada de estas litofacies se presenta en la sección 4 (figura 5.1).

Interpretación: El hecho de que la base no está soldada indica enfriamiento con el substrato. Las partículas de vidrio en las corrientes piroclásticas no tenían una viscosidad lo suficiente baja para que se formara un vitrófiro basal por aglutinación. La presencia de textura eutaxítica y facies de vitrófiro por varios metros indican que los depósitos se mantuvieron a una temperatura superior a la T_g durante un periodo que excedió considerablemente el tiempo de relajación del vidrio, debido a esto se generó un importante soldamiento por compactación (eg., Gottsmann et al., 2002; Giordano et al., 2005). (Nota: La temperatura de transición del vidrio, T_g , al igual que el tiempo de relajación, es algo que se discute en detalle en el marco teórico).

- Zona 2:

Descripción: Se caracteriza por la litofacies devemLT. Presenta textura axiolítica y esferulítica. Todo el vidrio, incluyendo las fiammes, está totalmente desvitrificado. En algunas fiammes hay esferulitas de más de 1 cm de diámetro. Las rocas de esta zona son muy duras y a veces presentan fractura concoidea. Mediante el análisis de difracción de rayos X se ha encontrado tridimita y cristobalita en las litofacies de esta zona.

Interpretación: La formación de textura eutaxítica y fiammes bien desarrolladas indican que las rocas permanecieron por encima de la T_g por un tiempo considerablemente mayor al tiempo de relajación, formando una roca densamente soldada (eg., Gottsmann et al., 2002; Giordano et al., 2005). Posteriormente las altas temperaturas se prolongaron, debido a que la textura axiolítica y presencia de tridimita y cristobalita en estas litofacies indican recristalización a alta temperatura (Smith, 1960; Lofgren, 1970, 1971; Cas y Wright, 1987; Wright et al., 2011).

- Zona 3:

Descripción: Las litofacies son devmLT y vapmLT. La primera litofacies hace referencia a una toba masiva altamente desvitrificada, en cambio la vapmLT se da cuando la cristalización en los poros de la roca es evidente en lámina delgada y/o cuando los bordes de la pómez se confunden con la matriz debido a la intensa desvitrificación. vapmLT es la litofacies más común en esta zona. Ambas litofacies muestran texturas axiolítica y esferulítica. En la zona 3 son comunes las ignimbritas tipo sillar. La tridimita y la cristobalita han sido encontradas en la zona 3 (se analizaron muestras del sitio 21 y 4) por medio de DRX en polvos.

Interpretación: La ausencia de textura eutaxítica indica que los depósitos no fueron soldados previamente a la desvitrificación. Las texturas axiolítica, esferulítica, intensa desvitrificación y presencia de tridimita y cristobalita en las rocas indican recristalización a alta temperatura (Smith, 1960; Lofgren, 1970, 1971; Cas y Wright, 1987; Wright et al., 2011). La cristalización de pequeños cristales de cuarzo en poros se interpreta como efecto de la precipitación de disoluciones de vapores de alta temperatura (Smith, 1960; Cas y Wright, 1987).

A continuación se presenta la descripción e interpretación de las secciones 4 y 8 (figuras 5.1 y 5.4 respectivamente). Estas dos secciones son en las que mejor se puede observar el cambio entre la zona 1, 2 y 3 de la ignimbrita Huichapan inferior y el cambio hacia la ignimbrita Huichapan superior, parcialmente expuesto. Se indica en las secciones que porciones corresponden a las zonas 1, 2 y 3.

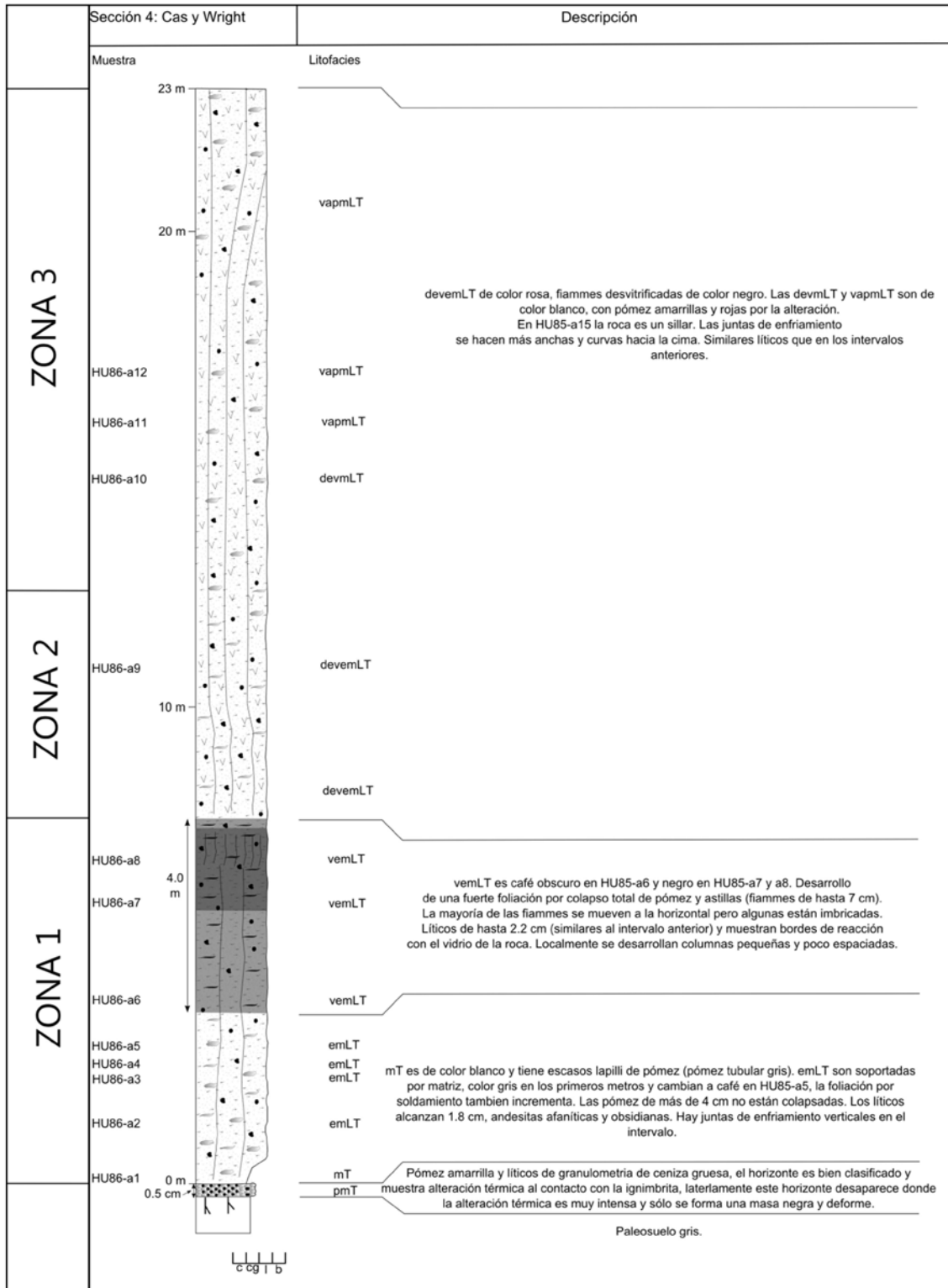


Figura 5.1. Sección 4: “Cas y Wright” (zonas 1,2 y 3, facies del oeste, 41.8 km de la fuente).

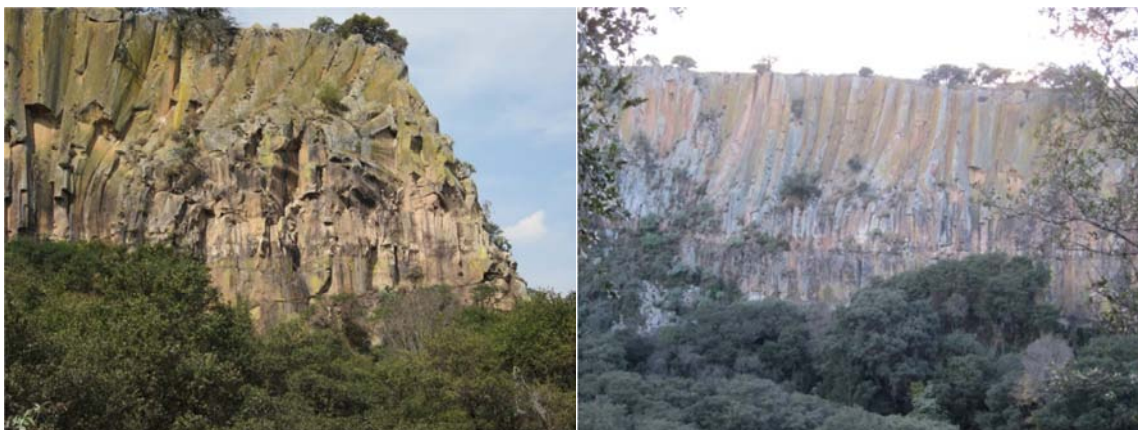


Figura 5.2. Complejos patrones en juntas de enfriamiento en el sitio 4. La imagen de la izquierda es a la altura de la muestra HU85-a12.



Figura 5.3. Localmente en la zona de la muestra HU85-a6 se desarrollan lajas en la ignimbrita.

Interpretación: La formación de emLT, con facies de vitrófiro y zonas alteradas por fase de vapor y altamente desvitrificadas indican que los depósitos permanecieron por encima de la T_g por un tiempo considerable. Las juntas de enfriamiento en la base siempre son verticales, indicando depósito en una zona plana. Como ha sido mencionado por Aguirre-Díaz y López-Martínez (2009) un proceso que pudo causar la perturbación de las isothermas es la actividad fumarólica, esto se confirma con las texturas desvitrificadas y axiolíticas en las rocas. La muestra HU85-a12 fue tomada viendo directamente a la roseta de la izquierda en la figura 5.2, en una zona que está a unos cuantos metros a la horizontal. Dicha muestra

es de tipo de sillar, está totalmente desvitrificada y ha sido detectada la presencia de tridimita mediante DRX de polvos. En otros sitios de la ignimbrita, la zona 3 no muestra un complejo patrón de juntas de enfriamiento, tanto en sitios relativamente cercanos a la fuente (eg., 21, 20 km) como en sitios a similar distancia del 4 (eg., sitio 8, 39 km, ver figura 5.4) sugiriendo que esos patrones se deben a condiciones muy locales, posiblemente alteración de las isothermas por el canalización de fumarolas de gas (eg., Sheridan, 1970).

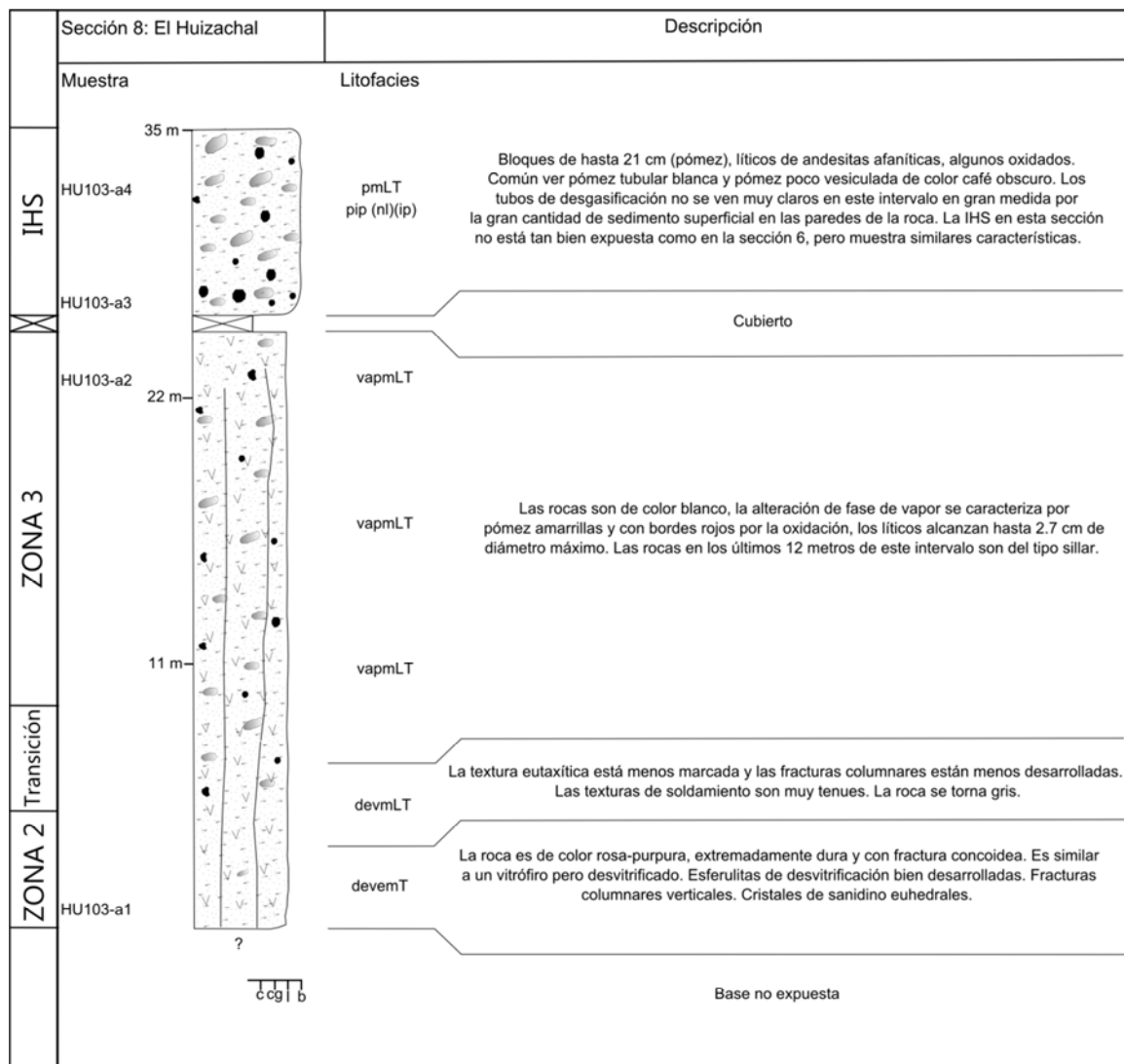


Figura 5.4. Sección 8: Huizachal (zonas 2, 3 e ignimbrita Huichapan superior (IHS), facies del oeste, 39 km de la fuente).



Figura 5.5. Base de la ignimbrita Huichapan superior en la sección 8. Hay algunos líticos grandes de andesitas afaníticas de hasta 8 cm, algunas están muy oxidadas.

Interpretación: Para la ignimbrita Huichapan superior la interpretación es la misma que en el sitio 6 (ver sección de sedimentología, figura 6.8). La devemLT (zona 2) es una roca que en su historia de enfriamiento sufrió una importante compactación, por eso se volvió eutaxítica y seguramente en un momento fue vítrea, esto se reconoce por la fractura concoidea de la roca. En algún momento la roca fue similar a un vitrófiro, sin embargo las temperaturas se prolongaron por encima de la T_g por más tiempo lo cual promovió la desvitrificación. La zona 3 no muestra un claro patrón de juntas de enfriamiento, aunque en gran medida esto se debe a que esa zona aflora en una superficie de baja pendiente por lo cual sólo se pueden observar las juntas en planta y en cortes oblicuos (i.e., las juntas de enfriamiento de la zona 3 de este sitio existen pero son difíciles de observar con claridad). La zona 3 de este sitio también debe haberse formado por remanencia de alta temperatura (mayor a T_g) por tiempos que lograron favorecer la desvitrificación (eg., Lofgren, 1970, 1971). Evidencia en este sitio que sugiera que la presencia de fluidos favoreció en cierta medida la desvitrificación incluye la presencia de cristalización de cuarzo en poros. Es notable que las zonas desvitrificadas desaparezcan abruptamente de la zona superior de la zona 3 a la zona inferior de la ignimbrita Huichapan superior. Esto podría ser efecto de que la ignimbrita Huichapan es una unidad de enfriamiento compuesta.

V.1.4. Correlación regional de unidades estratigráficas.

En la figura 5.6 muestra una serie de secciones estratigráficas en las que se observa la transición entre la ignimbrita Huichapan superior y la ignimbrita Huichapan inferior. También se seleccionaron secciones que permiten visualizar como es que lateralmente en la ignimbrita Huichapan inferior las facies intensamente soldadas, desvitrificadas y alteradas a fase de vapor (las cuales definen las zonas 1, 2 y 3) desaparecen.

En la figura 5.6 se muestra un ejemplo de cómo se presentan las transiciones entre ignimbrita Huichapan superior e inferior y la desaparición lateral de las zonas 1, 2 y 3 de esta última. En la figura 5.7 se presenta la correlación regional de las zonas 1, 2 y 3. Esta figura tiene el objetivo de resaltar que por un área de centenas de kilómetros cuadrados, la ignimbrita Huichapan superior sobreyace a la ignimbrita Huichapan inferior compuesta por las zonas 1, 2 y 3 (es importante notar que existen sitios en los que observa a la ignimbrita Huichapan superior sobreyaciendo a las porciones de la ignimbrita Huichapan inferior que no contienen las zonas 1, 2 y 3).

Sin embargo, un aspecto notable es que la desaparición lateral de las zonas 1, 2 y 3 en ignimbrita Huichapan inferior ocurre a 42 km hacia el oeste de la caldera (las secciones de la figura 5.6 son de la parte oeste) mientras que en la zona norte ocurre a sólo 22 km. La correlación regional de las zonas 1, 2 y 3 sugiere una historia térmica de los depósitos (en este caso facies de alta temperatura) que fue común por centenas de kilómetros cuadrados.

En este trabajo se discutirá más adelante cuáles son las razones por las que se interpreta que dicha historia térmica regional se presenta a 42 km de la fuente hacia el oeste pero sólo a 22 km en el norte. Por el momento, se presenta la descripción de estos rasgos estratigráficos de la ignimbrita Huichapan en la figura 5.7. Detalles específicos de las zonas 1, 2 y 3 se presentan en las figuras 5.1 y 5.4. Fotografías representativas de las texturas de las zonas 1, 2 y 3 se pueden encontrar en la sección V.2.

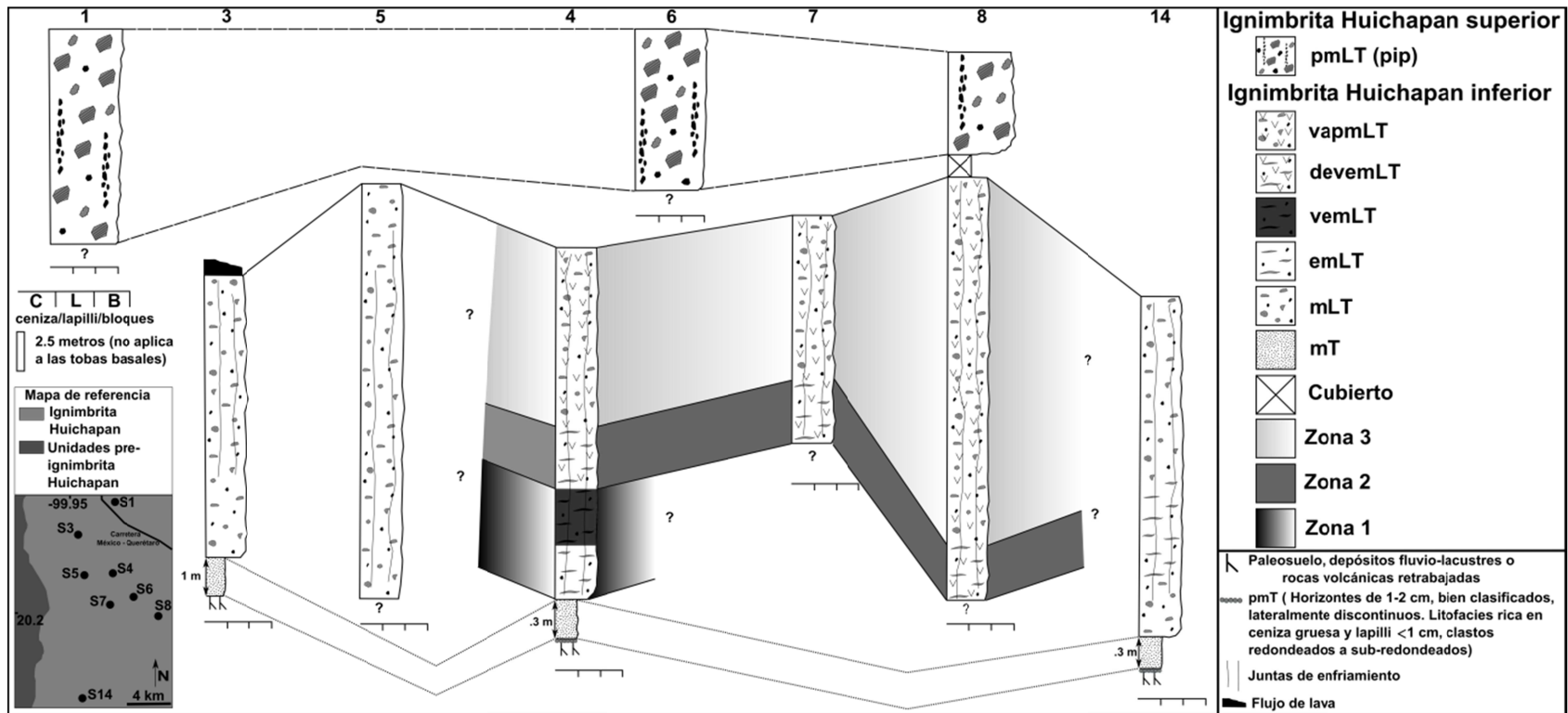


Figura 5.6. Transición entre ignimbrita Huichapan superior e inferior. También se muestra el cambio transicional en la ignimbrita Huichapan inferior en el cual las zonas 1, 2 y 3 desaparecen lateralmente. En la sección 7, las rocas tipo sillar, típicas de la zona 3 de la ignimbrita Huichapan inferior, sólo se observan en los márgenes de las juntas de enfriamiento, por lo cual el sitio 7 marca el punto en el que las zonas altamente desvitrificadas empiezan a desaparecer a la lateral.

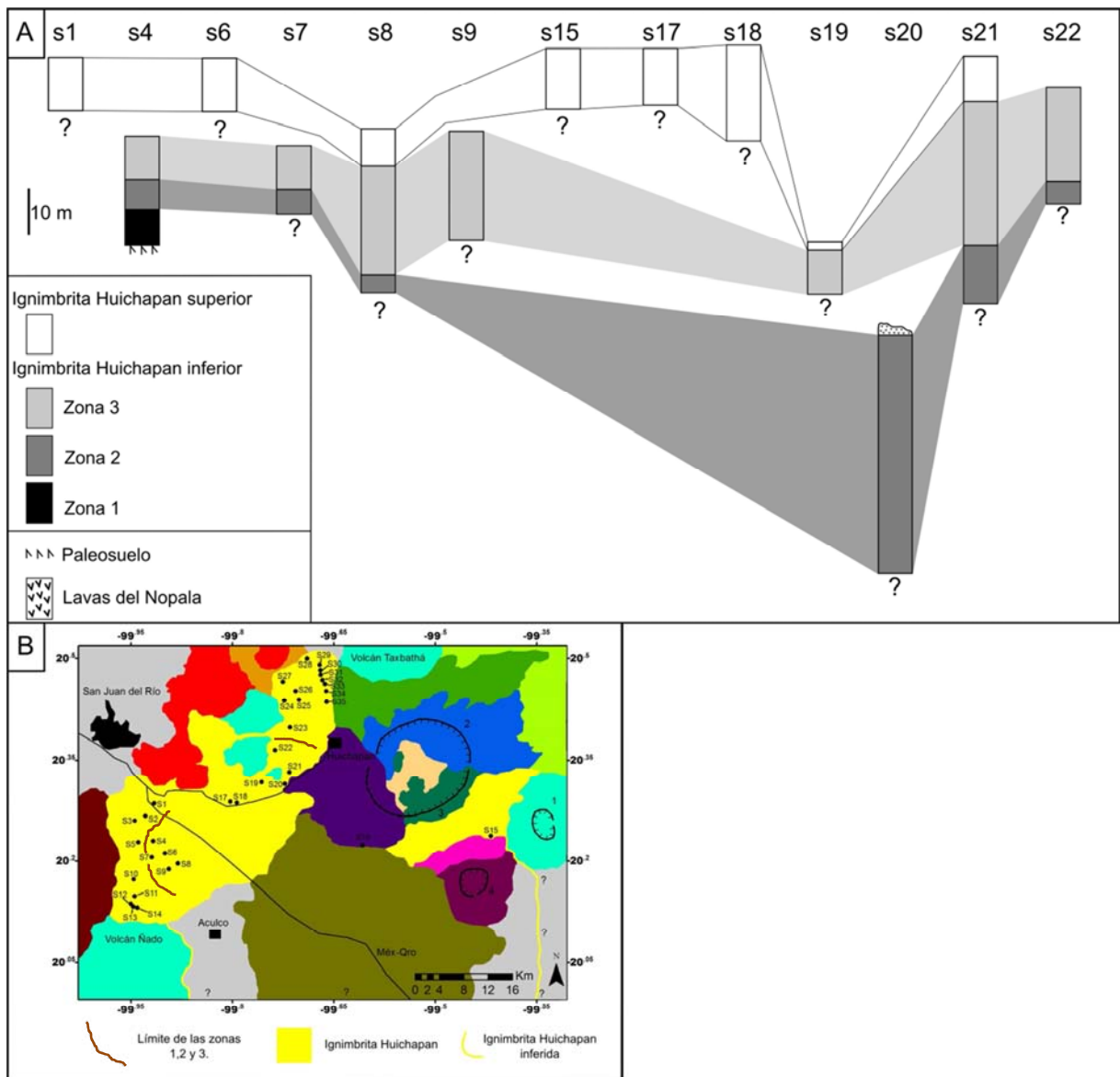


Figura 5.7. A) Correlación regional entre las zonas 1, 2 y 3 de la ignimbrita Huichapan inferior. También se muestra la correlación de varias secciones de la ignimbrita Huichapan superior. En B) se muestra que al oeste las zonas 1, 2 y 3 desaparecen de la ignimbrita Huichapan inferior en el área comprendida por las secciones 2 a 9 aproximadamente. En el norte esto ocurre en la transición de la sección 22 y 23. Misma leyenda que en mapa geológico de la figura 2.4.

V.2. Petrografía y mineralización de fase de vapor.

V.2.1. Características generales.

La ignimbrita Huichapan se caracteriza por ser muy pobre en cristales. Las rocas más ricas en cristales son los vitrófiros del sitio 4 con cerca de 5% de cristales, esto debido en gran medida a los efectos de la compactación. Generalmente la ignimbrita tiene menos de 5% de cristales y el porcentaje de cristales dentro de la fiamme es aproximadamente 1%. Las ignimbritas muy ricas en cristales con respecto a los porcentajes en la fiamme podrían ser efecto de grandes cantidades de elutriación de ceniza (Sparks y Walker, 1977), aunque en la ignimbrita Huichapan posiblemente esto no ocurrió en gran medida. Los líticos de la ignimbrita son predominantemente andesitas afaníticas. En lámina delgada se ha identificado que son mayormente compuestas por plagioclasa y piroxeno. Muy comúnmente los cristales de la ignimbrita Huichapan muestran estructura en rompecabezas (figura 5.8), la cual ha sido interpretada por Best y Christiansen (1997) como efecto de los cambios abruptos de presión que sufren los cristales durante el ascenso y eventual erupción.

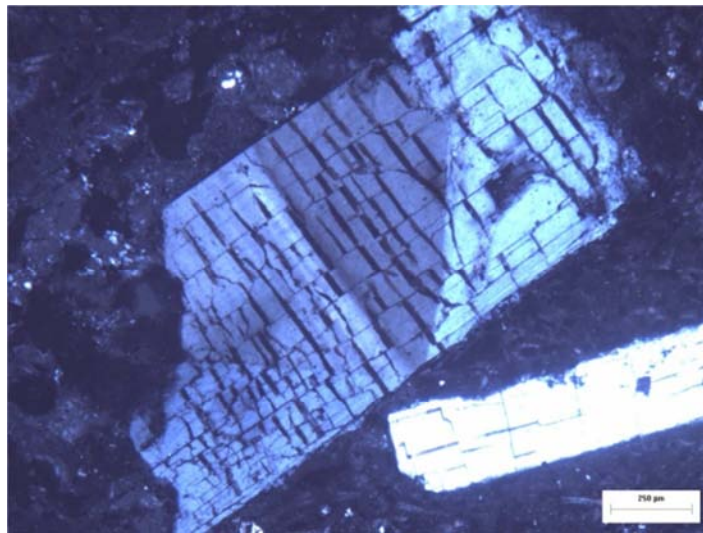


Figura 5.8. Estructura de rompecabezas en feldespato (escala: 250 μm).

La mineralogía de la ignimbrita se compone de cuarzo, plagioclasa y sanidino. Dentro de la pómez sólo se ha encontrado el cuarzo y el sanidino por lo cual son los únicos minerales que con seguridad con magmáticos. La ignimbrita Huichapan no muestra alteración aparte de la desvitrificación y la fase de vapor de alta T.

V.2.2. Zonas eutaxíticas desvitrificadas.

Las zonas desvitrificadas aun muestran textura eutaxítica en la zona 2 (figura 5.9). En cambio en la zona 3 la textura eutaxítica desaparece y domina la cristalización de polimorfos de cuarzo en los poros.

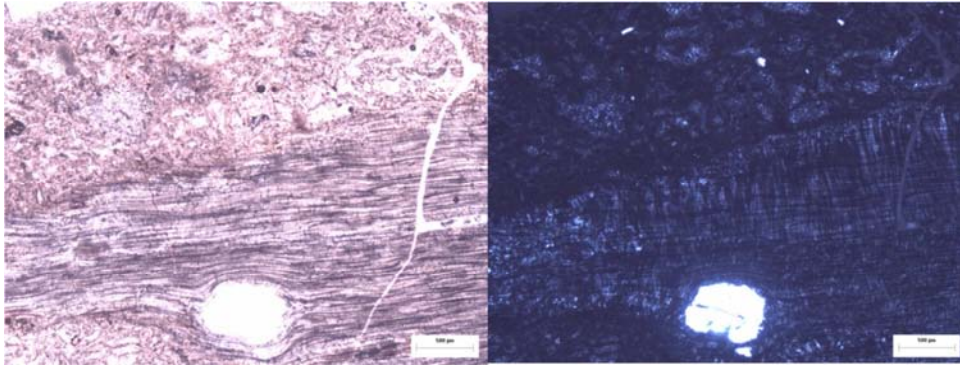


Figura 5.9. devemLT del sitio 21 (Los arcos). A la izquierda en LPP se nota el carácter eutaxítico de la fiamme, mostrando mayor deformación cerca del cristal de cuarzo dentro de la pómez. Sin embargo a la derecha en NC se puede ver la desvitrificación, nótese la textura axiolítica en la fiamme. Este tipo de texturas son las que comúnmente se pueden encontrar en la zona 2 de la ignimbrita Huichapan (escala: 500 µm).

V.2.3. Sitio Cas y Wright (4).

Este sitio es donde mejor se pueden observar las características petrográficas de las zonas 1, 2 y 3 de la ignimbrita Huichapan inferior. Cerca de la base del sitio “Cas y Wright” (figura 5.1) se va migrando de zonas de emLT de nivel 3-4 hasta llegar a las zonas de vitrófiros de nivel 5-6 (ver figura 5.10). Estas litofacies representan la zona 1 de la ignimbrita Huichapan. Eventualmente el vitrófiro cambia a una ignimbrita eutaxítica de color rosa, la cual está totalmente desvitrificada (muestra hu85-a9, zona 2). Más arriba en la sección las rocas aun están totalmente desvitrificadas como en la zona 2 pero sin texturas de compactación. Se tienen tobas de lapilli masivas las cuales en lámina delgada muestran total desvitrificación de las astillas de vidrio y la pómez. En la muestra hu85-a12 (ver figura 5.1) las rocas muestran desvitrificación y cristalización de cuarzo en los poros (figura 5.11). Esta zona marca el límite donde la alteración de fase de vapor fue más intensa (zona 3). En el vitrófiro del sitio “Cas y Wright” se desarrolla textura perlítica sólo en las fiammes (figura 5.12). Esto posiblemente indica la presencia de fluidos durante el soldamiento.

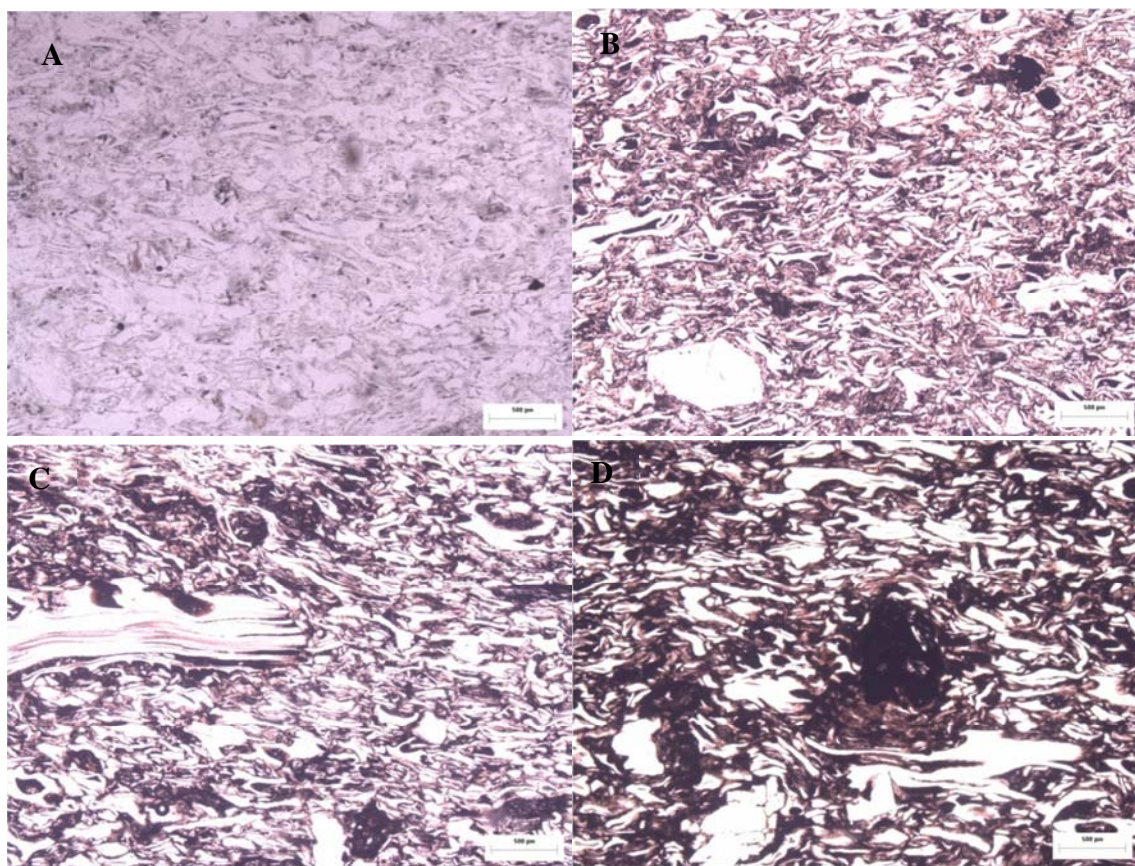


Figura 5.10. Fotos en LPP. En A se tiene la muestra hu85-a3, una ignimbrita de nivel de soldamiento entre 2 y 3. En B se tiene una ignimbrita de nivel 4 (muestra hu85-a4), en C una de nivel 5 (entramos a la zona de vitrófiros, muestra hu85-a6) y en D entre el nivel 5 y 6 (hu85-a8). Estas muestras son representativas de la zona 1 de la ignimbrita Huichapan inferior (escala: 500 μm).

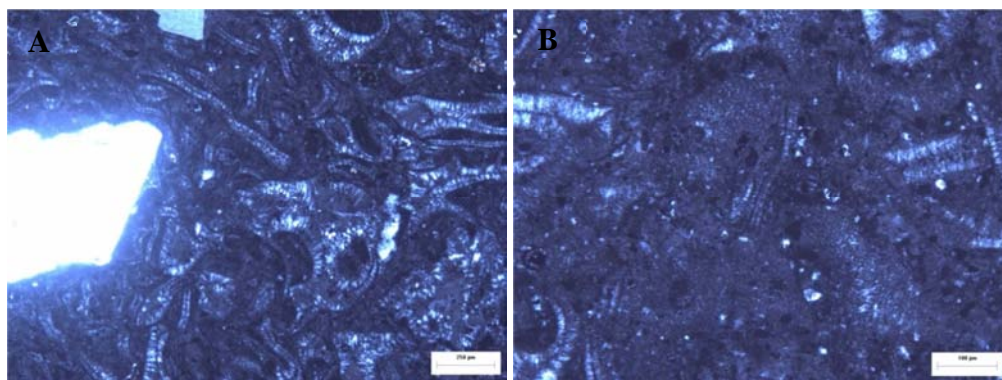


Figura 5.11. Fotos en NC. A es la muestra hu85-a10 donde se ven las astillas desvitrificadas. En la muestra hu85-a12 se nota la cristalización en poros (B). En estas muestras se ha encontrado evidencia de tridimita por medio de DRX de polvos, indicando alteración de fase de vapor de alta temperatura. Muestras representativas de las texturas encontradas en la zona 3 de la ignimbrita Huichapan inferior (escala: 250 μm en A y 100 μm en B).

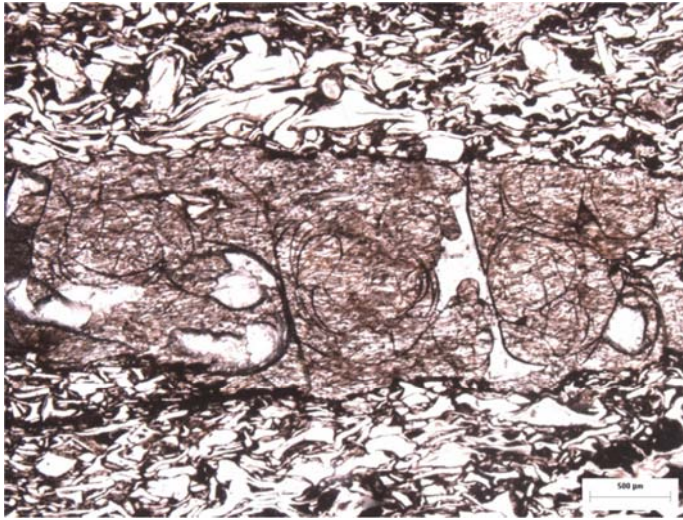


Figura 5.12. Foto en LPP. Textura perlítica en fiamme del vitrófiro del sitio “Cas y Wright” (escala: 500 μm).

V.3. Patrón de gradación de la ignimbrita Huichapan.

En este trabajo se han descrito diversos patrones de gradación dentro de la ignimbrita Huichapan. A veces la ignimbrita Huichapan tiene gradación normal de pómez (eg., sitio 28, Pahñu) que incluso llega a ser del tipo horizonte de gruesos (eg., sitio 35, Dothi), en otros casos tiene gradación normal de pómez (eg., sitio 27, San Francisco), etc. En el caso de la ignimbrita Huichapan superior es lo mismo, a veces hay gradación inversa de líticos y pómez sin ser del tipo horizonte de gruesos (eg., sitio 26, Bondojito superior) y en otros casos hay gradación normal de líticos del tipo horizonte de gruesos en conjunto con gradación normal de pómez del tipo horizonte de gruesos (eg., sitio 6, Atlacomulco-Palmillas). Sin embargo, a pesar de que la gradación en cada sitio es única y tiene su respectiva interpretación, también es importante obtener un dato sobre la gradación de toda la ignimbrita. En el caso de la pómez es muy obvia, en la ignimbrita Huichapan inferior la pómez generalmente es del tamaño de lapilli, en sitios muy particulares hay zonas de acumulación de pómez que no excede los 12 cm (eg., sitio 35 Dothi), en cambio en la ignimbrita Huichapan superior la pómez de 4-12 cm es muy abundante y es muy común encontrar pómez de 15-65 cm. Toda la ignimbrita Huichapan tiene gradación inversa de pómez del tipo horizonte de gruesos.

En el caso de los líticos la gradación no es clara a simple vista. En la figura 5.13 se presentan las medidas de los 5 líticos más grandes de sitios de las partes inferior y superior de la ignimbrita. Para que las medidas sean representativas de la gradación de toda

la ignimbrita es mejor tomar sitios que estén a la misma distancia de la fuente, sino ese factor estaría afectando el patrón de la gradación. Puede verse que el patrón de gradación de toda la ignimbrita con respecto a los líticos también es inverso, aunque no tan fuertemente marcado como en el caso de la pómez. Las desviaciones estándar son muy variadas en el caso de los líticos, esto se debe a que en ciertos sitios a veces se encuentra uno o dos muy grandes de entre los 5 que se miden y esto tiende a cambiar la desviación estándar de forma significativa.

Las medidas de líticos que fueron tomadas sistemáticamente en sitios seleccionados incluyen aproximadamente 145 para la ignimbrita Huichapan superior y aproximadamente 215 para la ignimbrita Huichapan inferior. Los 100 clastos más grandes medidos en la ignimbrita Huichapan inferior tienen una media de 2.01 cm con una desviación estándar de 1.13, para la ignimbrita Huichapan superior la media de los 100 líticos más grandes es de 3.13 cm con una desviación estándar de 1.57. También se debe tomar en cuenta que la ignimbrita Huichapan inferior es la más propensa a acarrear líticos del substrato, de hecho muchos de los líticos que han incrementado las medidas de la ignimbrita Huichapan inferior suelen ser únicos para diversos sitios, como las andesitas cloritizadas del sitio 23. Esto sugiere que es probable que muchos de los líticos más grandes fueran acarreados del substrato (eg., sitio 27, ver figura 6.19).

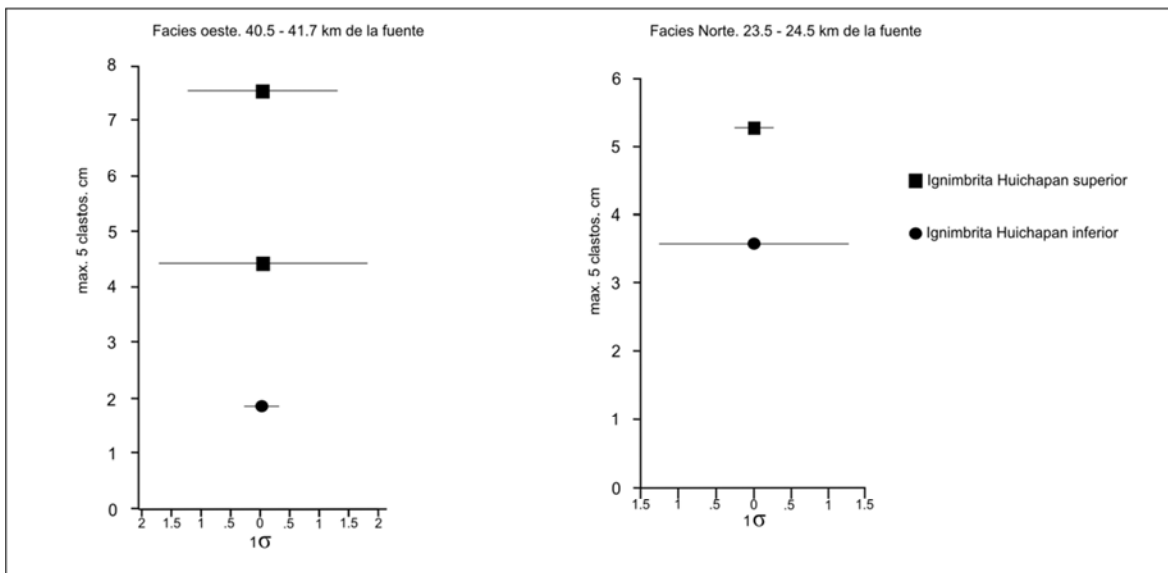


Figura 5.13. Patrón de gradación de líticos para toda la ignimbrita Huichapan, que es inverso. Las variaciones entre la ignimbrita Huichapan inferior con respecto a la distancia seguramente se deben a los efectos de acarreo de clastos del substrato.

V.4. Reinterpretación de unidades.

En este estudio, mediante descripción de facies de roca y análisis petrográfico, se han identificado facies de la ignimbrita que previamente no fueron encontradas, como las zonas 2 y 3 (ver sección VI.1.). Adicionalmente, nuevos datos texturales obtenidos en este trabajo han propiciado la reinterpretación de algunas unidades relacionadas a la ignimbrita Huichapan.

V.4.1. La base del sitio “Cas y Wright”.

Aguirre-Díaz y López-Martínez (2009) proponen que debajo de la ignimbrita Huichapan aflora una ignimbrita gris rica en ceniza, la cual representa un pulso piroclástico previo a la formación de la ignimbrita Huichapan. El sitio “Cas y Wright” es la sección tipo de la Toba Huichapan, donde también se encuentran depósitos de caída y depósitos piroclásticos estratificados debajo de la ignimbrita gris. La ignimbrita gris, ahora referida como la “roca gris”, se compone únicamente por material muy fino, casi 100% de arcilla. Estudios en lámina delgada de la roca gris confirman que está compuesta al menos en un 99% por arcilla, con escaso contenido de cristales (cuarzo que varía de angular a sub-angular). La roca muestra en su parte superior una especie de estratos de color negro a gris oscuro, interpretados por Aguirre-Díaz y López-Martínez (2009) como una “capa 1 tipo Sparks” asociada a la ignimbrita Huichapan. Lateralmente, estos estratos desaparecen o muestran alteración térmica muy extensiva. Imágenes al microscopio de estas muestras se presentan en la figura 5.13.

Una característica distintiva de las ignimbritas riolíticas es que están compuestas por pómez y astillas de vidrio del tipo “*bubble Wall*” (eg., Smith, 1960; Cas y Wright, 1987; Branney y Kokelar, 2002). La roca gris no está formada por astillas de vidrio como sería el caso para una ignimbrita rica en ceniza. La roca tampoco tiene texturas relacionadas a actividad freatomagmática (eg., Lapilli acrecional, astillas de vidrio amorfas, etc), es decir, la roca no tiene ninguna evidencia de piroclastos.

La roca también muestra estructuras verticales en forma de tubo, a veces formando bifurcaciones (figura 5.11). Estas estructuras se interpretan como marcas de raíces. Estructuralmente, la roca gris se caracteriza por la formación de patrones columnares de textura rugosa (figura 5.14). Estas estructuras se interpretan como “*soil peds*” de tipo

columnar. La roca gris tiene abundantes orificios (figura 5.12), interpretados como bioporos o estructuras de escape de gas. Estos orificios están muy bien redondeados, lo cual podría favorecer la hipótesis de los bioporos (García-Calderón, 2015. Comentario personal). La roca gris reacciona al entrar en contacto con peróxido de hidrógeno al 8%, lo cual es indicativo de C orgánico (García-Calderón, 2015. Comentario personal). La roca gris, al ser rota en muchos pedazos, tiende a formar grumos redondeados, esto es un aspecto estructural típico de los paleosuelos (García-Calderón, 2015. Comentario personal).

La ausencia de material que pueda ser interpretado de origen piroclástico, la presencia de 99% de arcilla, la formación de estructuras tipo “peds”, la marcas de raíces, los orificios (posibles bioporos) y la reacción con el peróxido de hidrógeno sugieren que la roca gris es un paleosuelo y no una ignimbrita (una segunda interpretación de esta unidad de roca). La zona laminada debajo de la ignimbrita (interpretada previamente como una “capa 1 tipo Sparks”) se interpreta como parte del paleosuelo (ver figura 5.13).



Figura 5.11. Fragmento de la roca gris con textura rugosa, abundantes orificios y estructuras en forma de tubo con bifurcaciones, interpretados como marcas de raíces.



Figura 5.12. Fragmento de la roca gris que muestra una textura rugosa y la formación de orificios que posiblemente sean bioporos.

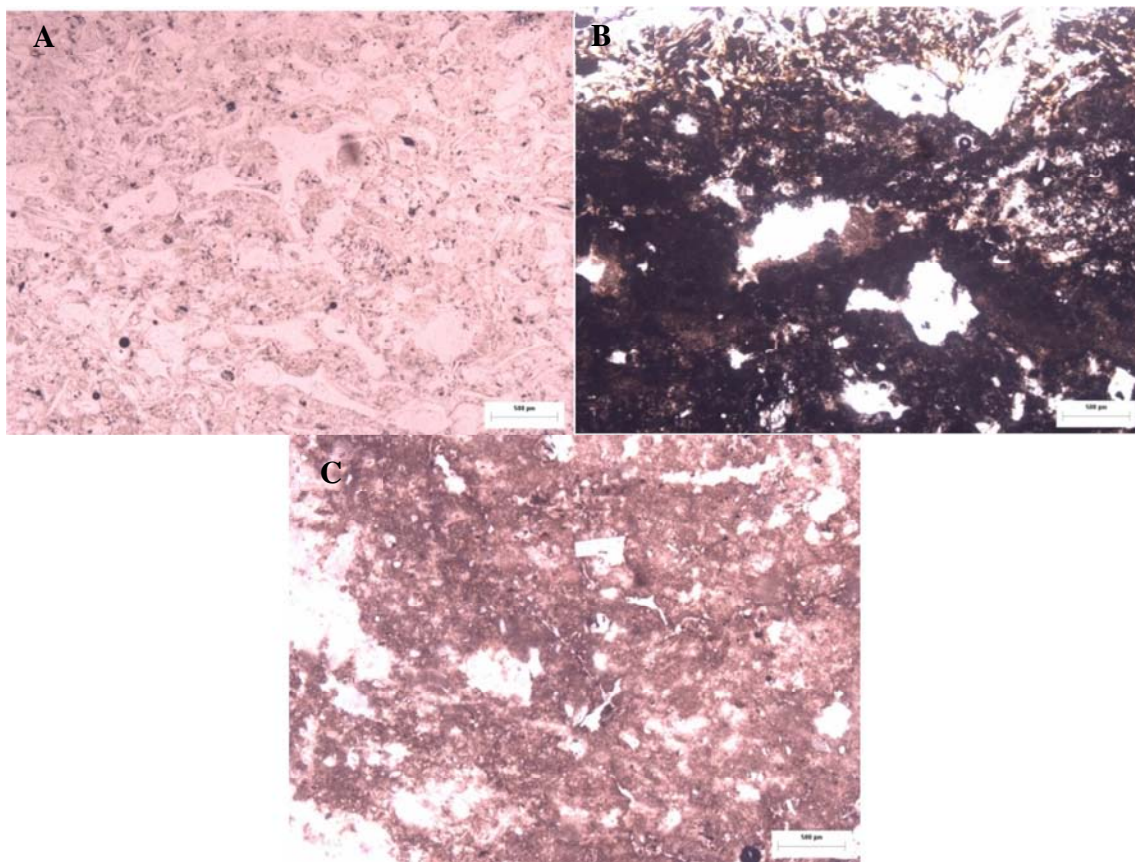


Figura 5.13. Variaciones de texturas en las rocas a la base del sitio “Cas y Wright” (sitio 4, ver figura 5.1). Ver discusión en texto. Fotos en LPP (escala: 500 µm).

En la figura 5.13 se muestra en A la litofacies mT en la base de la ignimbrita Huichapan (o “capa 2a” de Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009), en este caso en el sitio “Cas y Wright”. Aquí se muestra una de las características más distintivas de las ignimbritas, especialmente de las ignimbritas silíceas de calderas, que son las típicas astillas de tipo “*bubble Wall*”, las cuales se ven en todas las láminas de la ignimbrita Huichapan (la cual no tiene facies granofirícas o “*lava-like*” donde se pueden destruir estas astillas). En C, se tiene la roca gris, o ignimbrita de la toba Huichapan de Aguirre-Díaz y López-Martínez (2009). La roca es casi en su totalidad sólo arcilla (mínima cantidad de cristales) y demás evidencia presentada anteriormente sugiere que es un paleosuelo. En B, se tiene la “capa 1 tipo Sparks” de Aguirre-Díaz y López-Martínez (2009), la cual está compuesta de la misma arcilla que el paleosuelo gris, solo que más negra. Esta característica seguramente se debe a un proceso de alteración térmica o compactación local por el contacto con la ignimbrita, lo que localmente da el aspecto de láminas. Arriba en B se muestra la pómez

que separa esta roca de la ignimbrita (litofacies pmT, ver sección 4, figura 5.1). Las “capas 1 tipo Sparks” se caracterizan por sufrir elutriación de finos y también por tener los mismos componentes que la ignimbrita que las acompaña (eg., Wright et al., 1980; Cas y Wright, 1987). La roca laminada a la base de la ignimbrita Huichapan en el sitio 4 es rica en finos y está compuesta del mismo material que el paleosuelo. Se interpreta que este cuerpo de roca es la parte superior del paleosuelo la cual localmente se ve laminada y no una “capa 1 tipo Sparks” de la ignimbrita Huichapan. Este horizonte del paleosuelo lateralmente no tiene laminación y en otros casos muestra una fuerte alteración térmica.

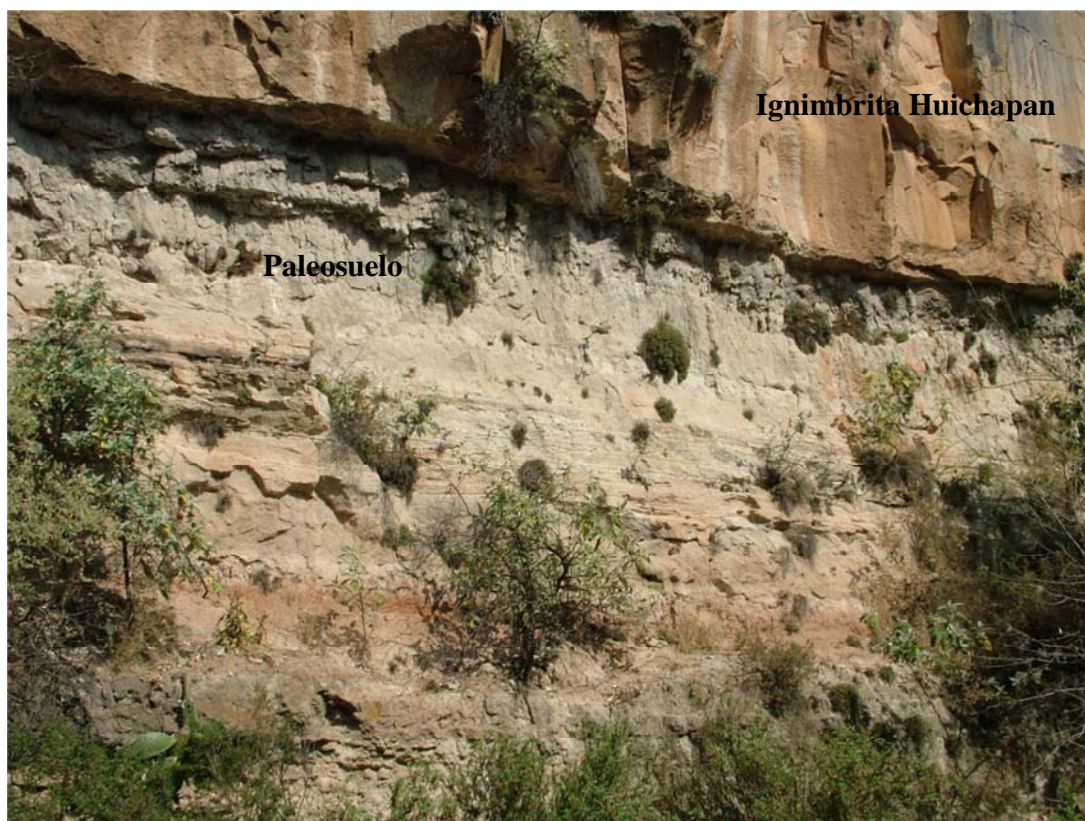


Figura 5.14. La ignimbrita Huichapan está directamente encima de un paleosuelo gris que muestra “soils peds” (en este caso del tipo columnar).

V.4.2. La base del sitio Piedras Largas.

Algo similar al sitio “Cas y Wright” ocurre en el sitio Piedras Largas (sitio 14, ver figura 6.10). Se analizó una muestra de roca de lo que anteriormente fue llamado una “capa 1 tipo Sparks” por Aguirre-Díaz y López-Martínez (2009). La roca fue descrita en este

trabajo como material volcánico reabajado. La lámina delgada muestra una roca con cuarzo y plagioclasa (unas más alteradas que otras y sin sanidino). De forma muy escasa la muestra tiene algo que parece ser micro-pómez, muy redondeada y totalmente oxidada. La roca tiene muchos cristales totalmente oxidados y redondeados, la matriz de la roca es solo arcilla oxidada. De nuevo, si la roca fuera una “capa 1 tipo Sparks” compartiera los componentes de la ignimbrita y no estaría enriquecida en material fino, que se supone sufre elutriación durante la formación de este tipo de capa 1 (eg., Cas y Wright, 1987). La ausencia de piroclastos en la roca sugiere que no es piroclástica, mucho menos piroclástica y derivada de la ignimbrita Huichapan específicamente. La roca se interpreta mejor como material volcánico reabajado o un suelo mal desarrollado. La roca no está muy reabajada, debido a que muchos minerales de cuarzo y plagioclasa, que son relativamente resistentes a la meteorización, no están redondeados.

V.4.3. Diferencias fundamentales.

- 1) No se ha encontrado evidencia de una serie de depósitos estratificados ni tampoco un depósito de caída extensivo directamente a la base de la ignimbrita Huichapan. En 9 sitios, distribuidos por un amplia área (3, 4, 10, 14, 27, 28,29, 30, 31), se ha encontrado la base. En la zona de estudio existen depósitos de caída ubicados en horizontes estratigráficos debajo de la ignimbrita Huichapan. Sin embargo, estos depósitos de caída están separados de la ignimbrita por rocas epiclasticas, depósitos fluvio-lacustres o paleosuelos. Es posible que estos depósitos de caída provengan de la caldera Huichapan (aunque de un evento eruptivo anterior al que dio origen a la ignimbrita Huichapan), pero también podrían provenir de otros volcanes. Para probar que esos depósitos de caída están relacionados con la caldera de Huichapan se necesitarán hacer mapas de isopleas y/o isopacas a partir de muchas secciones.
- 2) Se propone que la secuencia estratigráfica de la ignimbrita Huichapan comienza propiamente con la ignimbrita Huichapan, tomando como referencia la línea de tiempo que marcan los depósitos fluvio-lacustres, rocas reabajadas y paleosuelos que son el tipo de depósitos que siempre están debajo de la ignimbrita.

Hasta el momento no se han encontrado depósitos de caída plinianos directamente a la base de la ignimbrita (9 sitios ampliamente distribuidos) lo cual puede deberse a: 1) Los depósitos se dispersaron hacia el N-NW-E, donde la ignimbrita no aflora y por lo tanto no se hizo trabajo de campo en esas zonas; 2) Los depósitos de caída sólo se acumularon cerca de la fuente. Si bien hay depósitos de caída cerca de la caldera Huichapan que podrían estar relacionados a la erupción que dio origen a la misma, estos depósitos sólo podrían corresponder a una fase tardía de la erupción, debido a que la base de la ignimbrita Huichapan no aflora en ningún sitio cerca de la caldera; 3) No se formó una fase pliniana previa a la erupción de la ignimbrita Huichapan, es decir la erupción comenzó directamente con corrientes piroclásticas de densidad. Ignimbritas extensas que aparentemente carecen de depósitos de caída a la base son comunes en el registro geológico (eg., Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003; Aguirre-Díaz et al., 2008; Sparks et al., 1985; Folkes et al., 2011; Cas et al., 2011; Willcock et al., 2013).

VI. SEDIMENTOLOGÍA

VI.1. Fábrica direccional.

En el capítulo de sedimentología, primero se presentan los resultados de fábrica direccional, debido a que los mismos serán utilizados en la interpretación sedimentológica de algunos sitios de la ignimbrita Huichapan mientras que en la discusión se presenta un modelo sobre su significado en el contexto regional. Las figuras 6.1 y 6.2 muestran los resultados de fábrica para las zonas norte y oeste respectivamente. Para poder visualizar de mejor forma los datos se presenta una barra en cada sitio en el cual se realizaron análisis de fábrica. La barra representa el espesor del sitio (ver escala abajo a la derecha en cada figura). En donde se presenta un signo de interrogación significa que la base no estaba expuesta. Se presenta el nivel en cual se tomaron las muestras. En el mapa geológico de la figura 2.4 se indican las áreas que comprenden las figuras 6.1 y 6.2. La leyenda de las figuras 6.1 y 6.2 es la misma que en el mapa geológico (figura 2.4). En la figura 6.3 se presentan los resultados de fábrica del sitio Piedras Largas. Todas las muestras de fábrica son de la ignimbrita Huichapan inferior.

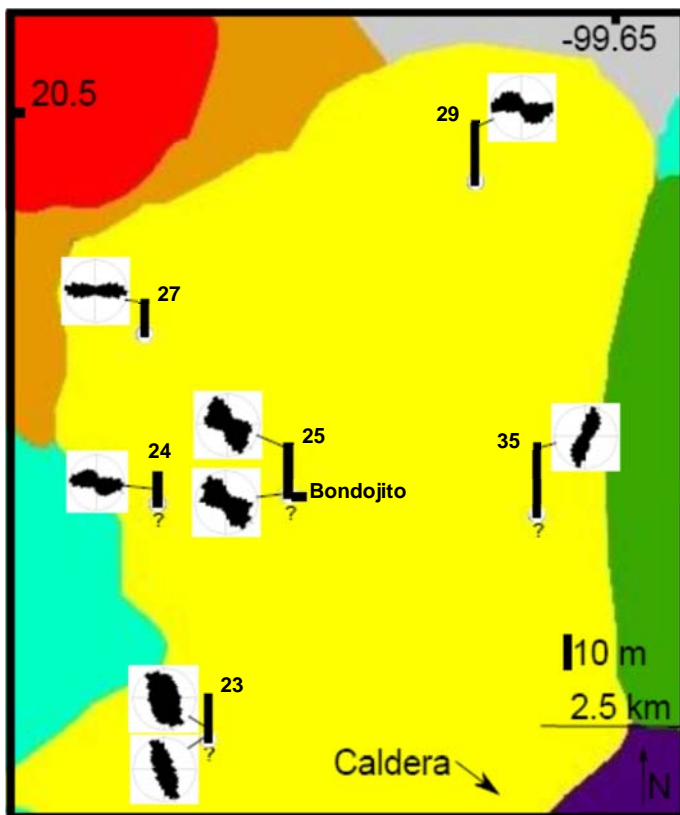


Figura 6.1. Fábrica direccional en la zona norte de la ignimbrita. El patrón de esta figura indica que las corrientes entraron a esta zona en dirección hacia el norte, aunque hay un cambio continuo en la dirección de emplazamiento, migrando hacia el este-oeste. Se muestra la dirección normal a la caldera.

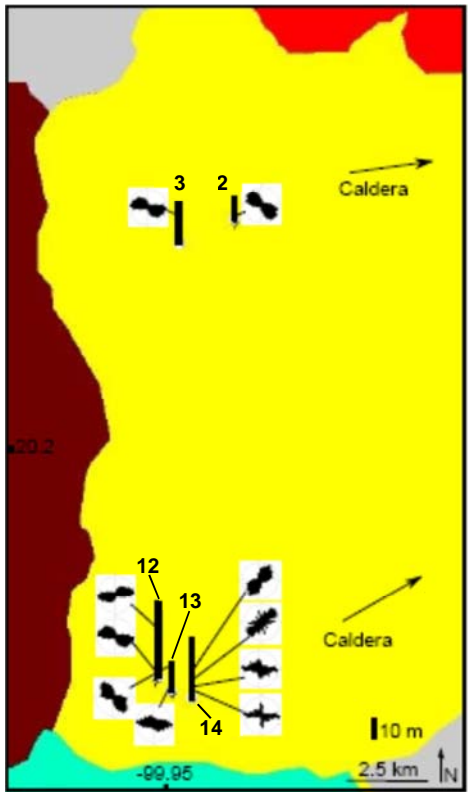


Figura 6.2. Cambios en direcciones de fábrica en las facies del oeste. Se muestra la dirección normal a la caldera. Al sur donde se pudieron recolectar varias muestras se observa un patrón de “zigzag” en las direcciones de la fábrica.

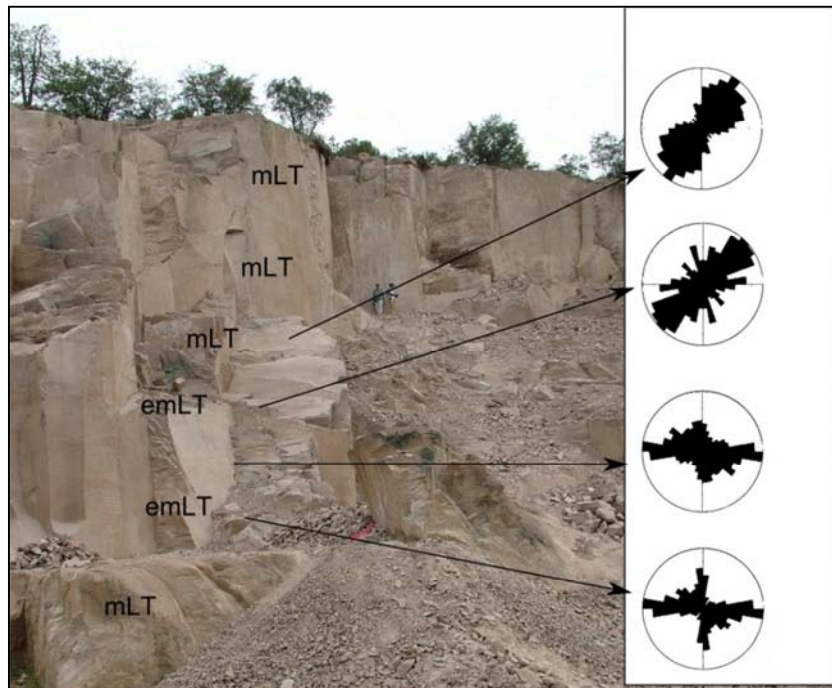


Figura 6.3. Cambios en dirección de la fábrica en el sitio Piedras Largas (14, ver figura 6.10). Nótese el carácter totalmente homogéneo y masivo de este afloramiento. Fotografía por Pablo Dávila Harris.

VI.2. Análisis de litofacies y de la arquitectura de la ignimbrita Huichapan.

En esta sección se presenta la descripción detallada de diversos sitios de la ignimbrita Huichapan. Se seleccionaron sitios que son representativos de los principales mecanismos de depósito interpretados para la formación de la ignimbrita Huichapan. En algunos sitios con variaciones de litofacies complejas se ha considerado una interpretación de elementos arquitecturales. Se presentan secciones tanto de la ignimbrita Huichapan superior como de la inferior. En esta última, sólo se incluyen secciones en las que las zonas 1, 2 y 3 (donde las estructuras sedimentarias primarias son destruidas por la alteración) han desaparecido.

Desde el punto de vista estratigráfico, las secciones de la ignimbrita Huichapan inferior presentadas aquí deben considerarse simplemente como las partes en las que las zonas 1, 2 y 3 han desaparecido (facies distales al norte y oeste, ver referencia en figura 5.7). Desde el punto de vista sedimentológico, la desaparición de las zonas 1, 2 y 3 representan una ventaja debido a que las litologías y estructuras sedimentarias primarias de la ignimbrita se encuentran mejor preservadas, lo cual favorece el análisis sobre los procesos de emplazamiento.

La parte final del capítulo de sedimentología incluye un análisis de la arquitectura del lóbulo norte de la ignimbrita Huichapan, debido a que la complejidad de las asociaciones de facies en el área norte representa la mejor oportunidad para inferir los procesos de sedimentación relacionados a la formación de ignimbritas extensas como la ignimbrita Huichapan.

En el caso de la ignimbrita Huichapan superior, su extensión abarca un área muy extensa. Sin embargo, a diferencia de la parte inferior de la ignimbrita, la ignimbrita Huichapan superior no muestra desvitrificación o soldamiento intenso en ningún sitio. Por esta razón los afloramientos de la ignimbrita Huichapan superior resultan adecuados para un estudio sedimentológico y en esta sección de la tesis se presentaran los mejor expuestos.

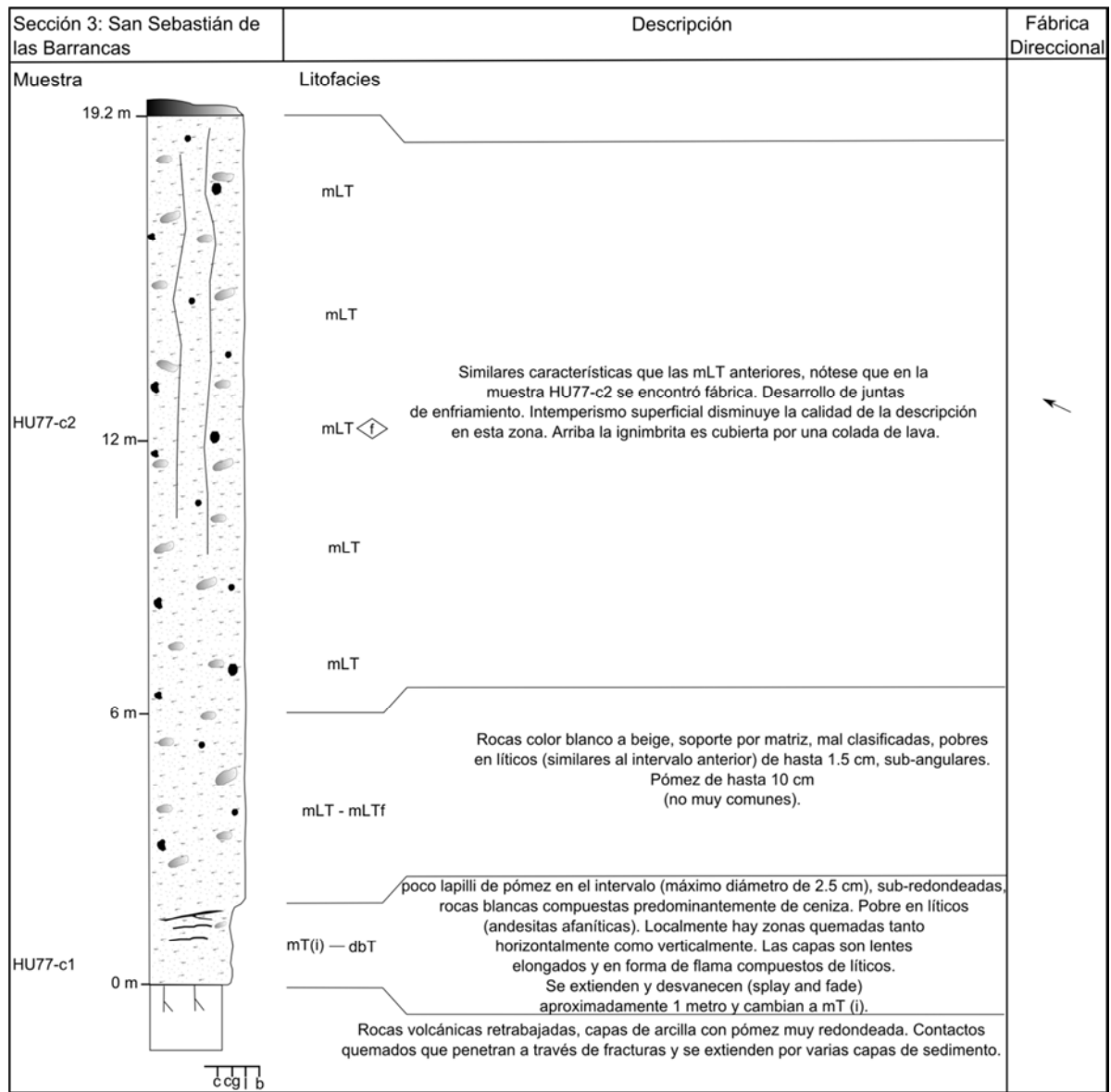


Figura 6.4. Sección 3: San Sebastián de las Barrancas (ignimbrita Huichapan inferior, facies del oeste, 44 km de la fuente).

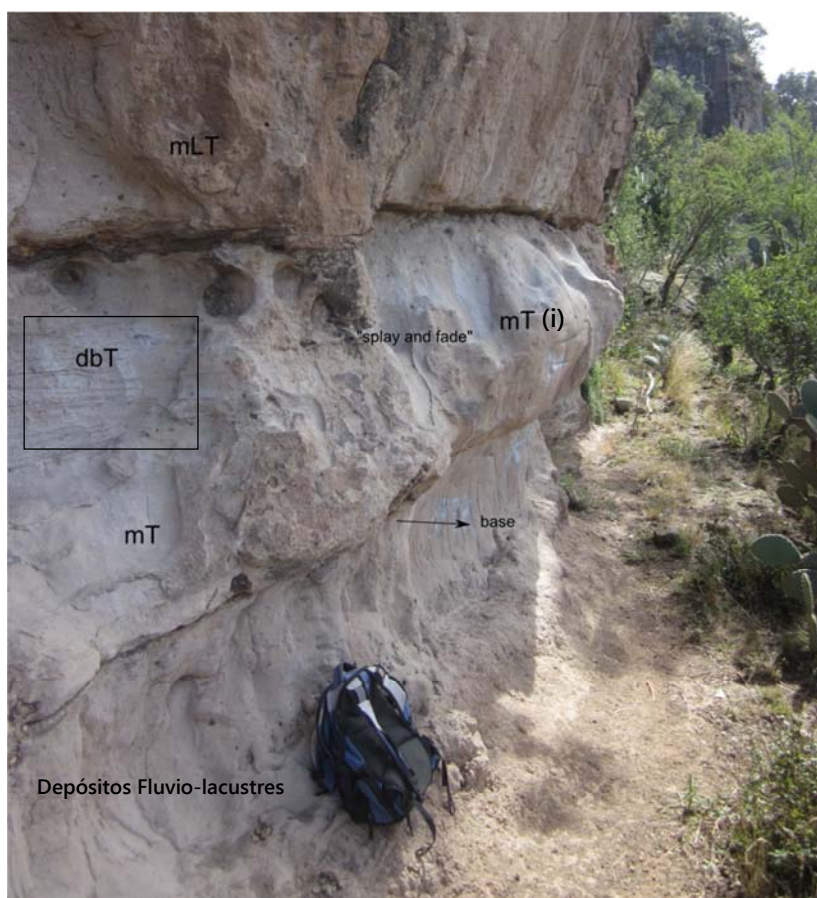


Figura 6.5. Base la sección 3. La ubicación semi-paralela de los lenticas de líticos es lo que le da el aspecto de capas a parte del afloramiento. Nótese como a la izquierda las capas se notan claramente pero en la zona donde se muestra el "splay and fade" ya sólo se notan muy tenuemente. La mochila mide 50 cm.

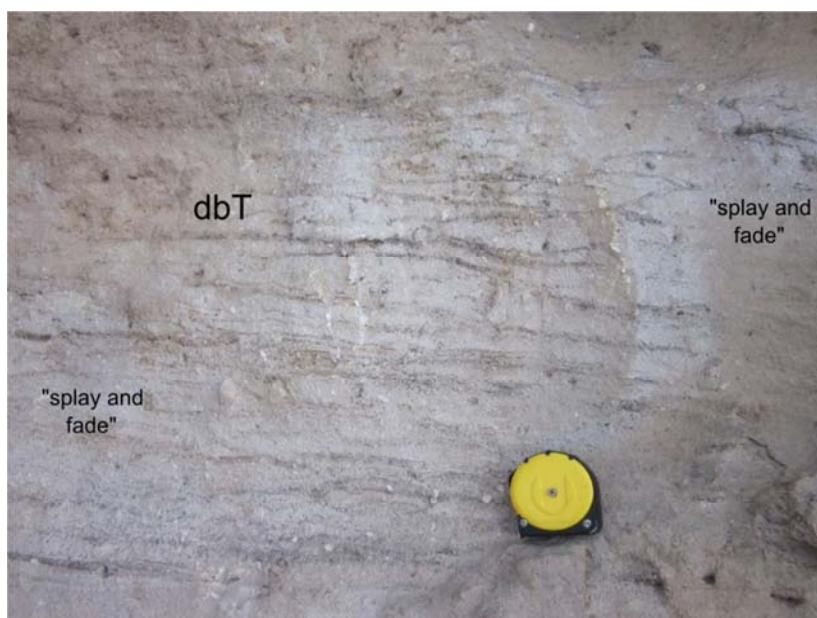


Figura 6.6. En el detalle (ver recuadro en figura 6.5) las pequeñas capas o lenticas de líticos también muestran desvanecimiento lateral localmente. Nótese como algunas de las capas o lenticas de líticos no alcanzaron a volverse paralelas.

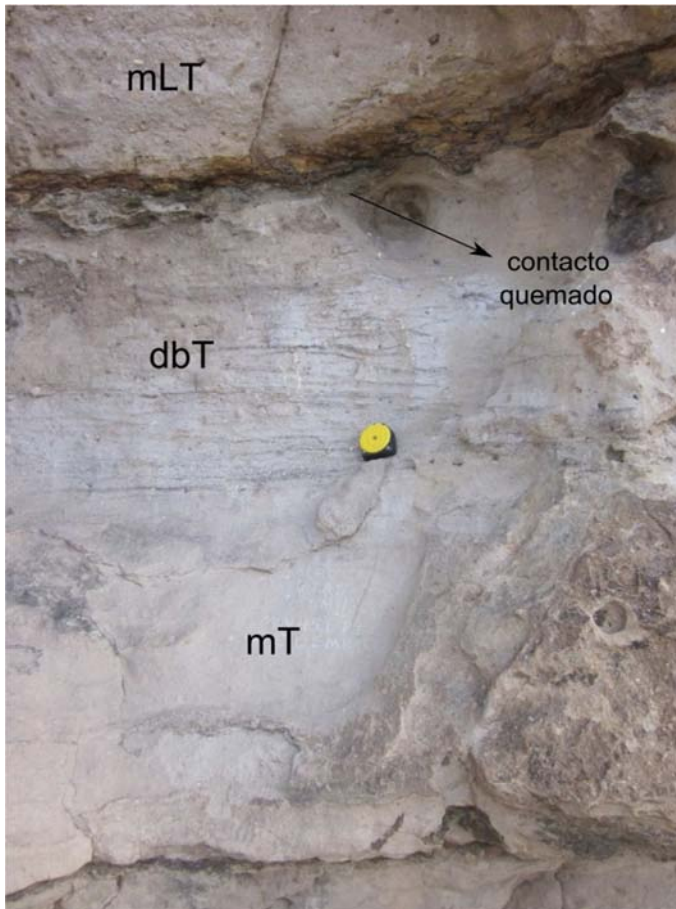


Figura 6.7. Detalle en las variaciones de litofacies. Nótese el contacto quemado entre la dbT y la mLT. En este afloramiento es donde mejor se ven estos contactos quemados, los cuales penetran en los cambios de litofacies, juntas de enfriamiento y varias capas de depósitos fluvio-lacustres debajo de la ignimbrita.

Interpretación: El carácter masivo indica depósito de corrientes piroclásticas de alta concentración. La capa de ceniza posiblemente representa la parte basal de las corrientes emplazadas en este punto. La difusa formación de capas a la base y la formación de fábrica en las mLT de los primeros metros deben de representar algún tipo de inestabilidad en el depósito. Al inicio la FBZ en este punto estaba en un punto transicional entre el escape de fluido y el flujo granular. Las capas de líticos se interpretan como el efecto de carpetas de tracción delgadas y discontinuas, cuya estratificación del tipo “splay and fade” podría reflejar un flujo granular modificado por las partes superiores de una corriente estratificada por densidad pero donde los efectos son locales lateralmente. El hecho de que la dbT cambie a mT (i) - mT en poco espacio tanto a la lateral como a la vertical y las gradaciones locales de mLTf a mLT indican que las transiciones hacia la FBZ de flujo granular eran locales. Posiblemente estas transiciones que formaron las carpetas de tracción no fueron muy prolongadas en el tiempo y/o la cizalla no era muy prominente, si hubiera sido así los

lentes o capas hubieran sido más continuas, rectas y paralelas y no en forma de flama y mostrando estratificación “splay and fade” de forma local. Eventualmente el depósito de mLT fue predominante, aunque la fábrica encontrada en esas mLT por análisis de imágenes digitales indica que las corrientes todavía tenían un componente de cizalla. El depósito en este punto se interpreta como sostenido y ligeramente inestable al inicio, debido a que los gradientes de velocidad entre el substrato y las corrientes eran mayores, produciendo zonas de cizalla localizada. Posteriormente el depósito fue más estable. Las capas basales ricas en finos se interpretan como efecto de tamizado cinético el cual fue propiciado por los altos gradientes de velocidad formados entre la parte basal de las corrientes y el substrato, generando altos niveles de temperatura granular. La gradación inversa de la capa basal (mT(i)) es efecto de la pérdida gradual en temperatura granular. Los lentes de líticos que definen las capas difusas en la capa basal rica en ceniza posiblemente se formaron por congelamientos por fricción debido al efecto de carpetas de tracción, lo cual indica que aún existía una importante componente de cizalla en zona límite del flujo.

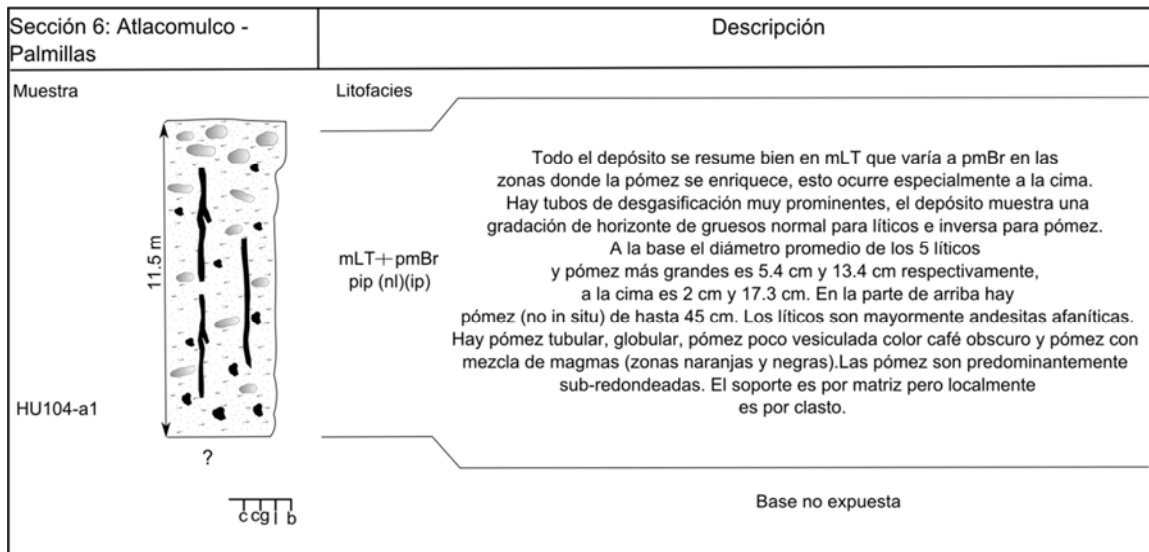


Figura 6.8. Sección 6: Atacomulco-Palmillas (ignimbrita Huichapan superior, facies del oeste, 40.5 km de la fuente).



Figura 6.9. Tubos de desgasificación. La parte superior de la ignimbrita es rica en líticos a pesar de que cuando esta se depositó la topografía seguramente ya estaba muy nivelada y difícilmente se acarrearon líticos del substrato, por lo menos esto ocurrió en menor medida que en la parte inferior de la ignimbrita. Estos tubos reflejan concentración de esos líticos durante elutriación de ceniza en los depósitos.

Interpretación: La formación de la gradación tan bien marcada en este punto se interpreta como efecto del depósito de corrientes piroclásticas de alta concentración con disminución en la capacidad. Conforme la capacidad del flujo disminuye los líticos más grandes ya no se pueden transportar hacia el punto de depósito, a su vez los clastos de pómez más grandes que son menos densos pueden avanzar más adelante de este punto cuando la capacidad aún era alta, esto por diversos procesos de segregación como el escape de fluido y la flotación por densidad. Sin embargo, cuando la capacidad disminuye la pómez grande tiene mayor probabilidad de depositarse.

de la FBZ de flujo granular. Inicialmente las corrientes rotaron a un azimut de 280-290 por los efectos de la paleotopografía. Conforme los depósitos llenan más espacio los efectos de la misma son menores (Capaccioni et al., 2001) y las direcciones cambiaron a un azimut normal al borde de la caldera (ver sección 3 y figuras 6.2 y 6.3). Un probable mecanismo de depósito son continuos “congelamientos por fricción” que migraban hacia arriba (“*upward migrating frictional freezings*”, ver Carter., 1975; Darteville et al., 2003) que subieron de forma progresiva la FBZ. Un patrón de cambios continuos en la dirección se ve en las secciones cercanas (12 y 13, ver figura 6.2) lo cual podría ser efecto de corrientes que hacia la FBZ depositaban parte de su sedimento en un punto y al mismo tiempo la parte superior de la corriente pasaba ese punto (“*overpassing currents*” de Branney y Kokelar, 2002) lo cual promovió que los cambios en dirección evolucionaran de acuerdo al depósito continuo en esta localidad. Si el depósito fue semi-estable en este punto es probable que desde la fuente hacia el mismo (downcurrent) haya existido un cierto grado de desaceleración de las corrientes, sino estaban desaceleradas al llegar a este punto (y no cambiaron de velocidad en el mismo, i.e., semi-estable) es poco probable que hacia la parte inferior de una corriente estratificada por densidad se hayan dado las condiciones para el depósito de sedimento (*i.e., if currents were quasy-steady they probably were also depletive in order to deposit*, ver Kneller y Branney, 1995). Un probable mecanismo de soporte de granos es la temperatura granular que migraba hacia arriba. Las capas basales ricas en finos se interpretan como efecto de tamizado cinético el cual fue propiciado por los altos gradientes de velocidad formados entre la parte basal de las corrientes y el substrato, generando altos niveles de temperatura granular. La localización de la emLT se explica bien por soldamiento por compactación, la aglutinación no fue predominante debido a que la viscosidad del vidrio no era lo suficientemente baja. El desarrollo de fábrica en unidades masivas ha sido explicado por agradación progresiva en otros trabajos (Hughes y Druitt, 1998). Este tipo de afloramientos han sido interpretados en el pasado de dos formas totalmente contrastantes, una es la sedimentación “en masa” de un “plug flow” (Wright y Walker, 1980) que es el tipo de sedimentación más inestable que pueda existir y el otro es agradación progresiva durante sedimentación semi-estable de corrientes con alta concentración de partículas hacia la FBZ (Branney y Kokelar, 1997). En este trabajo se ha favorecido la segunda opción.

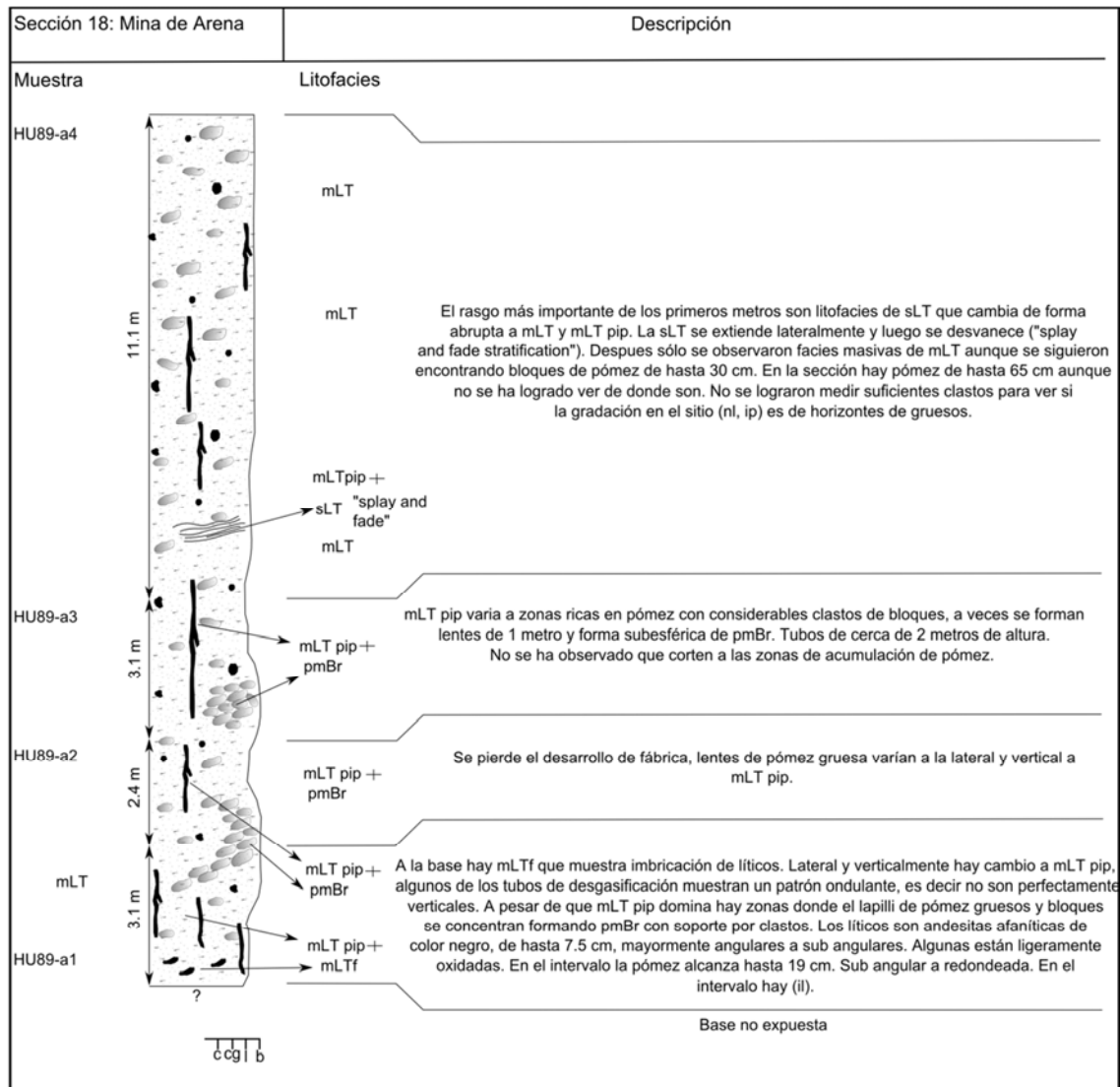


Figura 6.11. Sección 18: Mina de Arena (ignimbrita Huichapan superior, facies intermedias, 28 km de la fuente).

Este sitio es difícil de describir en una sección y representa el mejor ejemplo de un afloramiento que amerita una interpretación de elementos arquitecturales. Además, este sitio es el más extenso y el que mejor está expuesto de toda la ignimbrita Huichapan superior.



Figura 6.12. Litofacies mLT pip. Abundantes tubos de desgasificación distribuidos en el depósito.

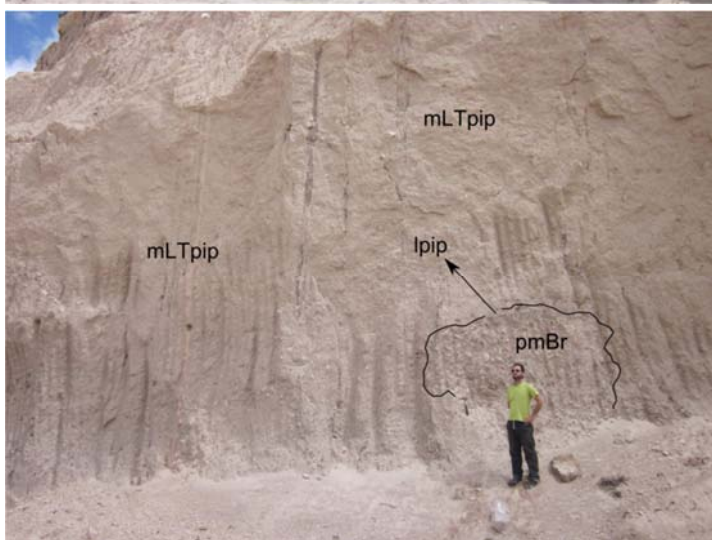


Figura 6.13. mLTpip pero localmente hay una especie de lente de pmBr que es de forma sub-circular, una acumulación de líticas se alinea al perímetro del “lente” pero ningún tubo de desgasificación lo corta.



Figura 6.14. mLTpip varia a mLT, pero localmente hay una especie de lente bastante grande de pmBr el cual es de forma ondulante, se extiende de forma oblicua a la horizontal luego hace una curva y se dispersa hacia arriba. Lateralmente se desvanece y cambia a las mLT.

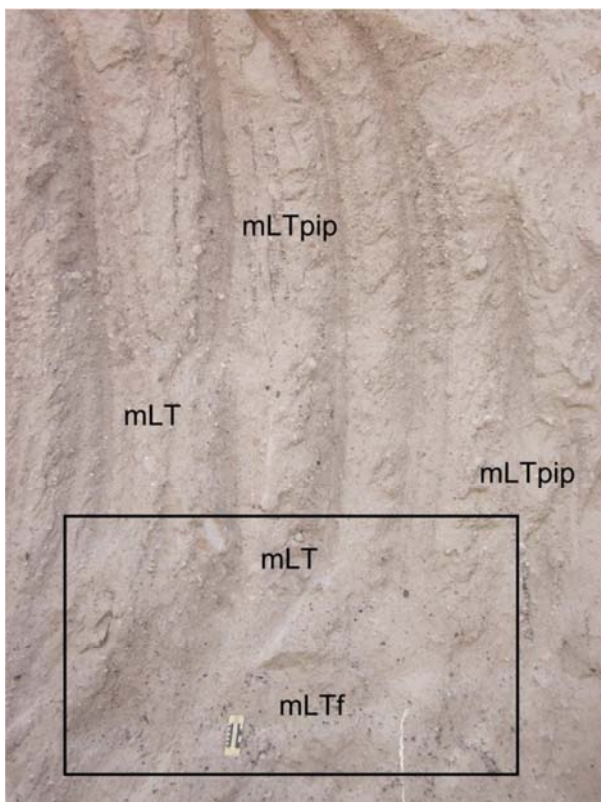


Figura 6.15. mLTpip varía a mLT y también a mLTf. Ver detalle en la figura 6.17 (a). Las marcas verticales son efecto de las máquinas para excavar usadas en la cantera.

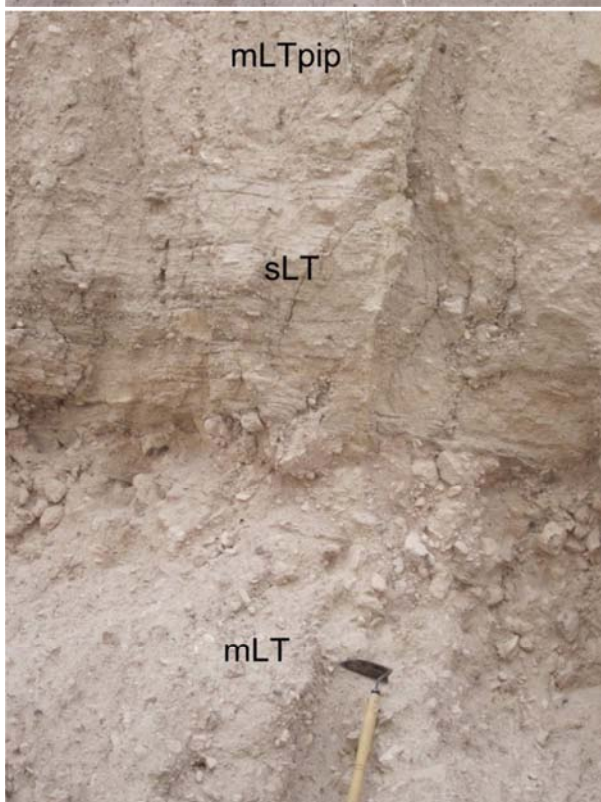


Figura 6.16. Cambios abruptos en litofacies desde mLT a sLT y mLTpip. La sLT está mucho mejor clasificada que las facies que no tienen estratificación, además la pómez está más redondeada en la sLT y no encontraron pómez de bloques o lapilli gruesos en la sLT. No se observó que los tubos de desgasificación corten a la sLT, aunque claro los tubos se distribuyen de forma arbitraria en el la ignimbrita, también hay zonas de mLT sin tubos de desgasificación.

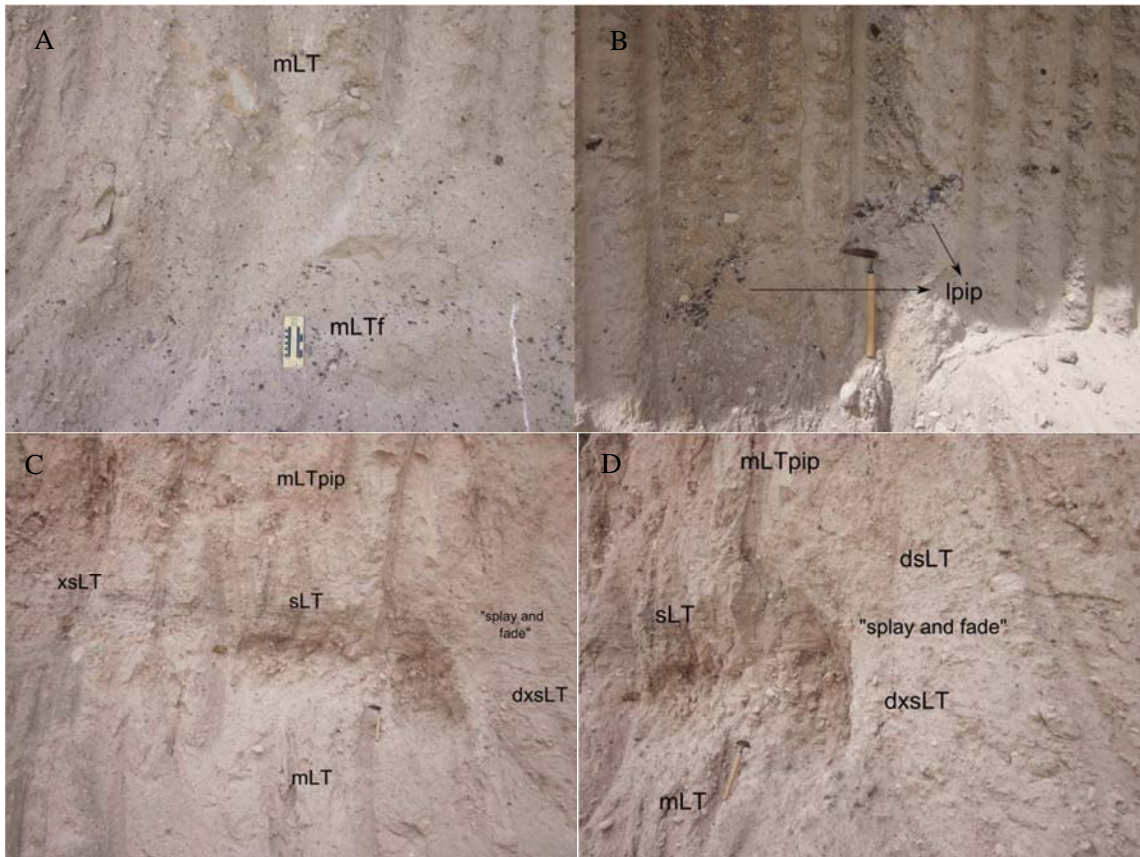


Figura 6.17. A) Detalle de la figura 6.15. La fábrica se nota por los líticos alineados. B) Una pipa que hace un patrón curvo. C) y D) La sLT se extiende lateralmente hasta desvanecerse y a la izquierda de C se ve como se acuña y se hace más curva hacia arriba, definiendo una estratificación cruzada local (xsLT). Donde la sLT se extiende y se desvanece hay estratificación cruzada local y difusa (dxsLT). Las marcas formadas por las máquinas de escavar al momento de hacer la cantera muestran que gran parte de sLT fue destruida y se pierde algo de detalle en la descripción.

Interpretación: Los elementos arquitecturales se presentan en la figura 6.18. Los tubos de desgasificación se interpretan como zonas de escape de gas en los depósitos, estas zonas de canalización de gas se pueden formar si el mecanismo de depósito ocurrió en una zona límite de flujo de escape de fluido. Esta interpretación contrasta con la de Wilson (1980), que sugiere que los tubos de desgasificación se forman en dentro de las corrientes. Sin embargo, la presencia de tubos de desgasificación cizallados o que cortan los planos de estratificación sugiere que se forman en los depósitos (Branney y Kokelar, 2002).

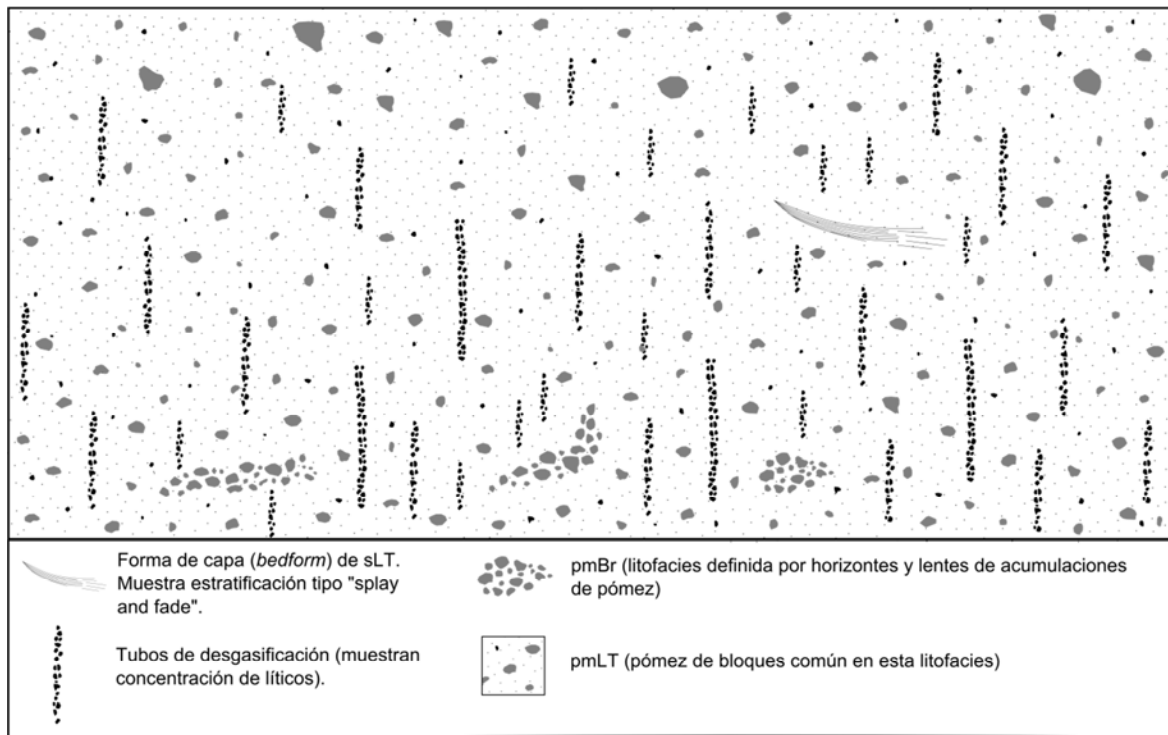


Figura 6.18. Interpretación de elementos arquitecturales del sitio 18. Ver discusión en texto. Figura esquemática no a escala. Clastos de pómez de más de 30 cm aparecen de forma errática en la cima.

Los lentes de pmBr posiblemente representan algún tipo de segregación de pómez. El escape de fluido pudo haber contribuido a la formación de esas estructuras, pero el hecho de que estos lentes ricos en lapilli de pómez grueso y bloques de pómez se preserven podría indicar que el inicio de diversos procesos de segregación de partículas fue “congelado” por el efecto de la rápida acumulación de material en este sitio. Es decir, los procesos de segregación comenzaron pero no hubo tiempo para que la pómez pudiera ser expulsada de este sitio (*overpass*).

Posiblemente el depósito fue en una FBZ de escape de fluido cercana al extremo (*near end-member fluid escape-dominated flow boundary zone*), sin cizalla y con empaquetamiento de partículas (*particle interlocking*) produciendo zonas de fricción estática (ver Branney y Kokelaar, 2002; Lowe, 1982), algo similar a la sedimentación por suspensión de alta tasa de acumulación (Lowe, 1982, 1988) pero con la adición del escape de fluido compuesto por gas y polvo. Aunque la sedimentación ocurrió predominantemente en una FBZ de escape de fluido cercana al extremo, la sedimentación tuvo diversos

episodios de inestabilidad formando litofacies asociadas a cambios abruptos en procesos de la FBZ incluyendo escape de fluido (mLTpip), flujo granular (mLTf) y tracción (sLT).

Este sitio se encuentra a 28 km de la fuente, por lo que es poco probable que la sLT represente una corriente piroclástica diluida de una sola oleada (*single-surge type*) la cual fue expulsada de la fuente. Durante agradación progresiva un remolino de turbulencia puede provocar un aumento en la velocidad en la zona cercana a la FBZ tanto en la carga de capa como en el carga en suspensión (*bed-load* and *suspended-load*). Bajo estas condiciones cualquier clasto, grande o pequeño, tiene más o menos las mismas probabilidades de ser expulsado (Fisher, 1966), por lo tanto el remolino de turbulencia podría explicar la formación de estructuras de tracción y la mejor clasificación de la sLT. Esto también explicaría por qué la sLT se extiende y luego se desvanece, cambiando a la lateral y vertical exactamente a las mismas unidades masivas. Este hecho no se explica bien suponiendo que la sLT representa el límite de una unidad de flujo, para lo cual tendría que ser interpretada arbitrariamente como una “capa 1” o “capa 3” debido a que la sLT está en medio de la secuencia y no muestra la variación de litofacies que le corresponde a la “unidad estándar de una ignimbrita”. La arquitectura del afloramiento indica procesos dinámicos y cambios radicales en procesos de FBZ, algo que no puede ocurrir en una inmóvil parte superior de un *plug flow*.

La arquitectura de la parte superior de la ignimbrita Huichapan se explica mejor por la agradación progresiva de corrientes piroclásticas de alta concentración sostenidas, pero con diversos cambios abruptos en procesos de la FBZ. Se ha interpretado la presencia de procesos de segregación de clastos pero que no alcanzaron a expulsar las partículas de este punto (el proceso de segregación se quedó “congelado”) lo cual implicaría una alta tasa de acumulación que a su vez causo una alta tasa de escape de fluido y canalización del mismo formando las mLTpip.

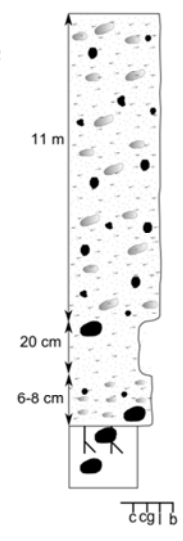
Sección 27 : San Francisco	Descripción	Fábrica Direccional
<p>Muestra</p> 	<p>Litofacies</p> <p>mLT (ip) (nl)</p> <p>mT</p> <p>dsLT - mLT</p> <p>La base son depositos volcánicos reabajados y capas fluvio-lacustres. Líticos de basalto vesicular del tamaño de guijas (cobble) y redondeados son parte de los depositos fluvio-lacustres pero se encuentran en las primeras decenas de centímetros de la ignimbrita. Debido a la intemperización la ignimbrita se describe mejor en los primeros 7 metros en donde en los primeros metros el diámetro promedio de los 5 líticos y pómez más grandes es respectivamente 3.96 cm y 5.68 cm y a los 7 metros 2.88 cm y 6.24. El cambio de dsLT - mLT a mT es abrupto y el de mT a mLT (ip) (nl) es gradual. dsLT - mLT es un horizonte rico en lapilli fino.</p>	<p>←</p>

Figura 6.19. Sección 27: San Francisco (ignimbrita Huichapan inferior, lóbulo norte, 27.2 km de la fuente).



Figura 6.20. Capas a la base de la sección de San Francisco. Nótese los grandes clastos del tamaño de guijas (cobble) y redondeados, los clastos son de basalto vesicular y están dentro de capas fluvio-lacustres.



Figura 6.21. Zonas donde el lapilli de pómez tiende a concentrarse ligeramente en partes y en otras la ceniza está más concentrada definiendo una estratificación difusa que cambia de forma abrupta hacia una zona masiva. Esta capa es la base de la sección que cambia luego a la mT.

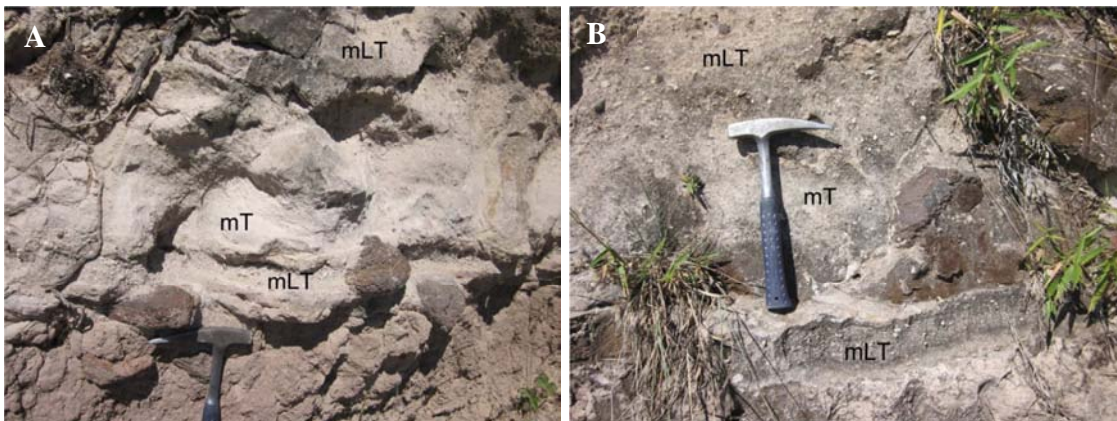


Figura 6.22. A) En la base se ve como uno de líticos de basalto vesicular es incorporado en la parte basal de la ignimbrita y en B) uno de los basaltos es acarreado por unos 20 centímetros. En los primeros metros de la sección también hay estructuras de carga en forma de U formadas por ceniza compactada.

Interpretación: El depósito fue de corrientes piroclásticas de alta concentración. Es notable que en la base se desarrolle estratificación difusa que rápidamente cambia a una unidad masiva a la lateral, posiblemente la parte frontal energética de las corrientes promovió algo de tracción (transición de FBZ de escape de fluido a tracción) y también esto provocó que líticos grandes de una roca densa como el basalto pudieran ser acarreados. Sin embargo, la tracción fue muy local y muy momentánea. La capa de ceniza mT se interpreta como efecto de tamizado cinético en la porción basal de las corrientes, la cual está sometida a considerables cantidades de cizalla. Posteriormente la capacidad y velocidad de las corrientes comenzaron a disminuir promoviendo el persistente depósito de mLT con gradación normal de líticos e inversa de pómez (posiblemente en una FBZ de escape de

fluido). Ingesta de aire, combustión de vegetación y/o ingesta de agua del substrato también pudieron favorecer el desarrollo de tracción a la base de las corrientes (Wilson y Walker, 1982; Branney y Kokelar, 2002). Las corrientes en este punto fueron de disminución pero al inicio del depósito existió algo de aumento que produjo estratificación difusa y acarreo de líticos. (*Currents initially waxed for a short period and then rapidly waned*). A pesar de que la capa basal (potencial “capa 1”) no muestra una estratificación muy marcada y cambia a zonas masivas, a pesar de que la mT no es progradacional (como idealmente es la “capa 2a”, ver Freundt et al., 2000) y además de tomar en cuenta el hecho de que la gradación fue bien descrita sólo en los primeros 7 metros de la mLT, en general se podría decir que este sitio muestra una buena correlación con la “unidad estándar de una ignimbrita” por lo cual una corriente piroclástica similar a la que puede ser asociada la formación de las litofacies de este modelo de facies fue un caso particular en el ensamblaje de la ignimbrita Huichapan. La capa basal de esta sección muestra que la estratificación difusa no necesariamente es efecto del emplazamiento de múltiples y delgadas unidades de flujo, como ha sido propuesto por Sparks (1976). El cambio lateral abrupto en esta zona se explica mejor por cambio de una FBZ transicional entre escape de fluido y tracción a una dominada por escape de fluido (véase “no uniformidad local” de Branney y Kokelar, 2002).

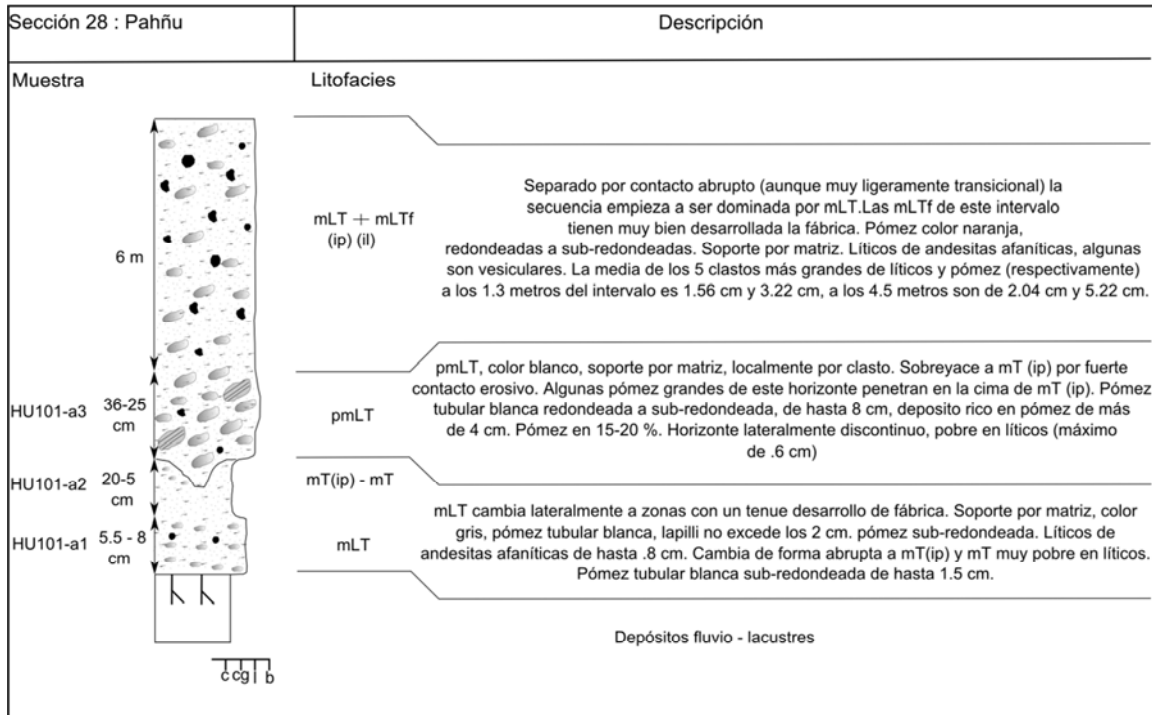


Figura 6.23. Sección 28: Pahñu (ignimbrita Huichapan inferior, lóbulo norte, 27.5 km de la fuente).

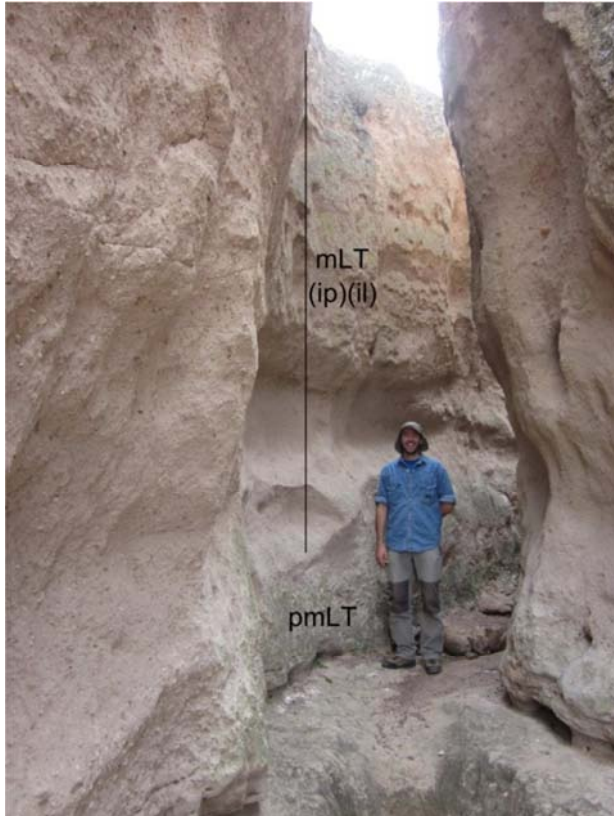


Figura 6.24. La pmLT en la base resalta porque es el horizonte con más pómez y con la pómez más grande. En la pmLT la pómez más grande es de 8 cm, en la parte entre esta litofacias y la porción superior de la secuencia la pómez más grande es de 3.5 cm y en la parte superior es de 7.6 cm. En general toda la secuencia definiría una gradación normal de pómez aunque no del tipo horizonte de gruesos.

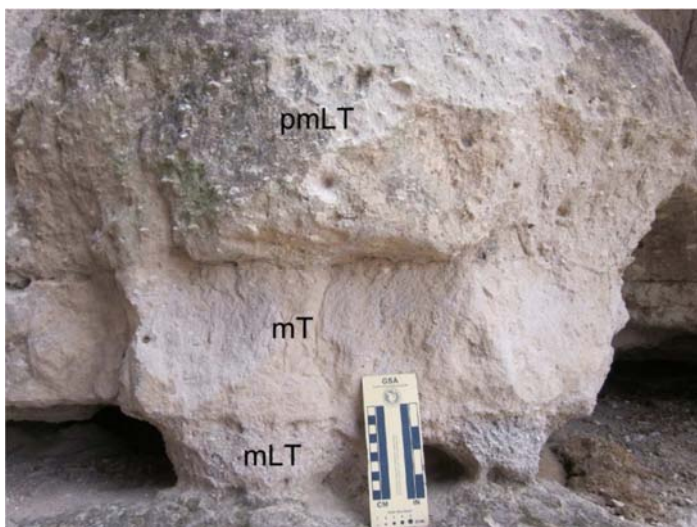


Figura 6.25. La mLT de la base sólo tiene lapilli finos y lateralmente muestra un muy tenue desarrollo de fábrica. Aquí el contacto entre litofacies se ve abrupto y la gradación inversa de la mT no se nota aunque a la lateral suele verse muy bien marcada. El contacto entre pmLT y mT cambia lateralmente a contacto erosivo.

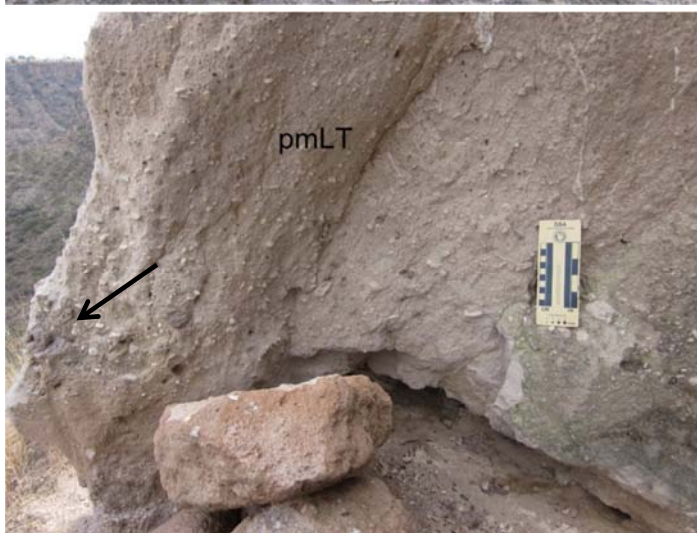


Figura 6.26. A la izquierda véase unas de las pómez grandes de la pmLT.



Figura 6.27. Desarrollo de fábrica en la mLT.

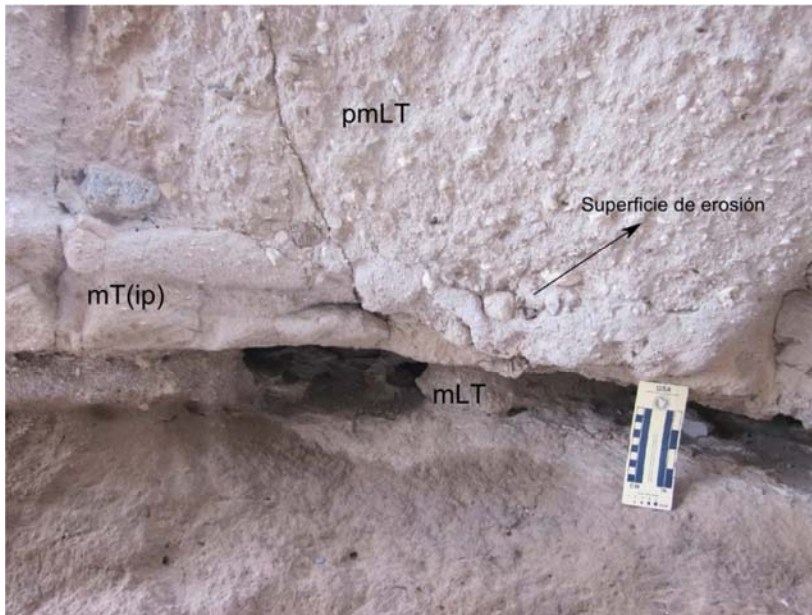


Figura 6.28. La pmLT suele mostrar superficies de erosión donde la mT se vuelve muy delgada. En la parte izquierda la mT (en la zona donde no está la marca de erosión) muestra muy claramente la gradación inversa pómez. Nótese la gran pómez a la izquierda directamente arriba de la mT (ip). En la parte de la mT que es delgada suelen verse acumulaciones de pómez de lapilli fino.

Interpretación: El depósito fue causado por corrientes de alta concentración. La parte frontal de la corriente era similar a la del sitio 27, es decir sin lapilli grueso. La gradación inversa de pómez en la mT podría deberse a algún tipo de inestabilidad, como por ejemplo acumulación de pómez por los efectos de la presión dispersiva en un flujo de aumento (Branney y Kokelar, 2002). Sin embargo, el hecho de que la gradación inversa se pierda a la lateral y el hecho de que mucha pómez se encuentra dentro de la mT en la parte donde está la marca de erosión podría significar que la pómez en la mT es efecto de inyección de material o percolación a partir de la parte de la corriente que era rica en pómez. Sin embargo, no se puede negar que la temperatura granular haya tenido algún efecto en el desarrollo de la gradación inversa en la mT durante el emplazamiento de una corriente de aumento (*waxing current*).

La acumulación del horizonte rico en pómez define una gradación normal de pómez en el afloramiento (totalmente contrario a lo visto en el sitio 27). Es posible que más al sur de este sitio (*upcurrent*) haya existido algún proceso de segregación de partículas (por escape de fluido o presión dispersiva) que acumulo las pómez al frente de las corrientes. En una corriente de incremento (*waxing current*) es posible que las zonas de concentración de pómez avancen pero antes de ser segregadas a una zona distal y acumularse como toda una serie de pmLT o mTBr las zonas ricas en pómez pueden ser atrapadas por las corrientes y de esta manera quedan dentro de una secuencia de mLT. Se interpreta que una pendiente

topográfica provocó que las corrientes aceleraran lo cual provocó que el flujo fuera de aumento, lo cual también explicaría la superficie de erosión en este sitio.

El desarrollo de fábrica en la mLT arriba de la pmLT indica una transición hacia la FBZ de flujo granular, lo cual también pudo estar relacionado con las corrientes de aumento y la gradación inversa de pómez y líticos también puede deberse a un aumento de la capacidad del flujo. En resumen se interpreta la presencia de corrientes de aumento que inicialmente (*waxing currents*) aunque para que haya sido posible el depósito en este punto posiblemente las corrientes empezaron a disminuir su capacidad espacialmente (transición de los campos 5-3-1 de la figura 1.1 de Branney y Kokelar, 2002 , i.e., *waxing accumulative currents – waxing depletive currents*).

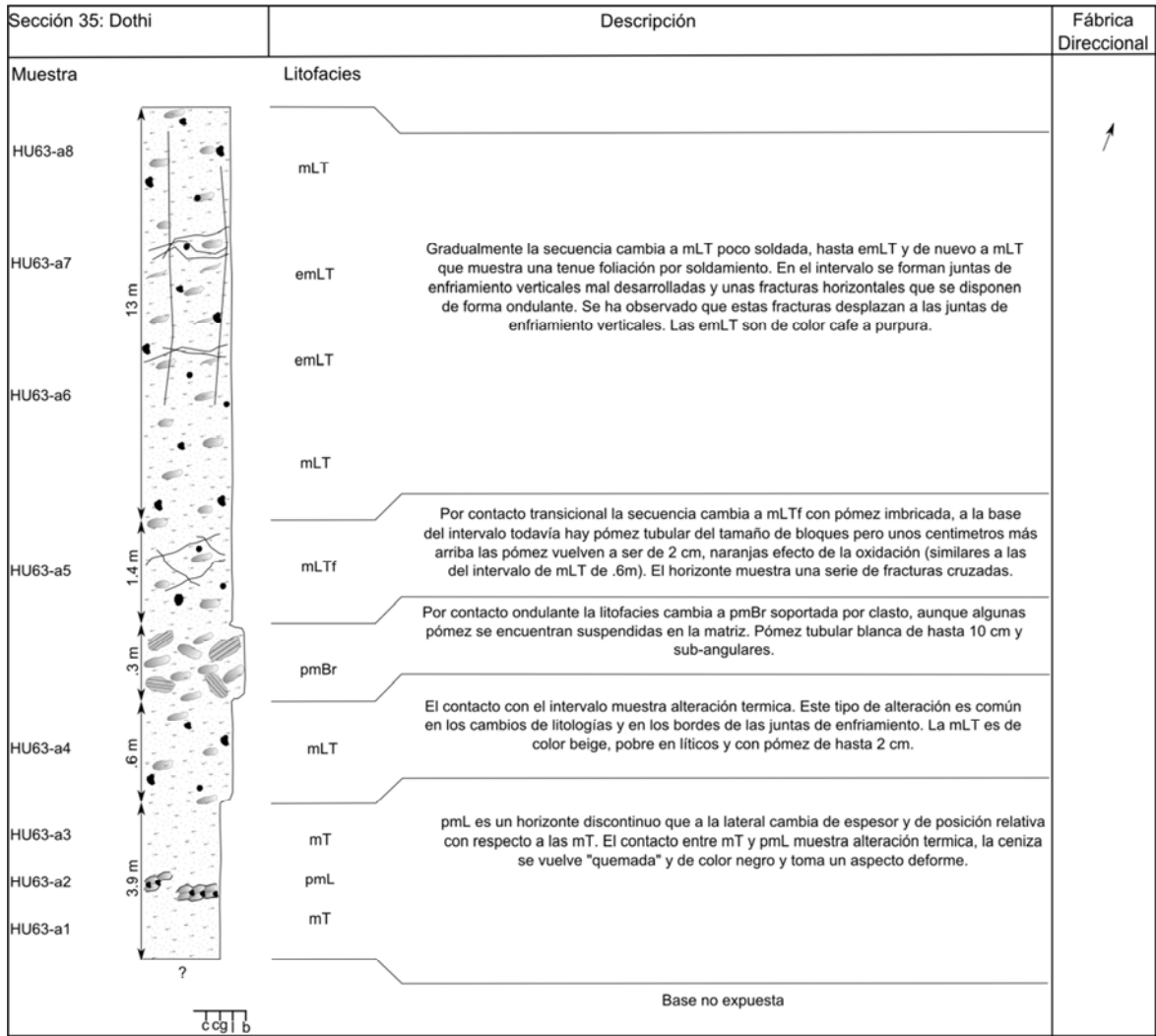


Figura 6.29. Sección 35: Dothi (ignimbrita Huichapan inferior, lóbulo norte, 20 km de la fuente).



Figura 6.30. Fracturas horizontales en la ignimbrita.



Figura 6.31. Desarrollo de fábrica en mLT, esta roca también tiene una serie de fracturas sub-horizontales que son cortadas por fracturas diagonales.

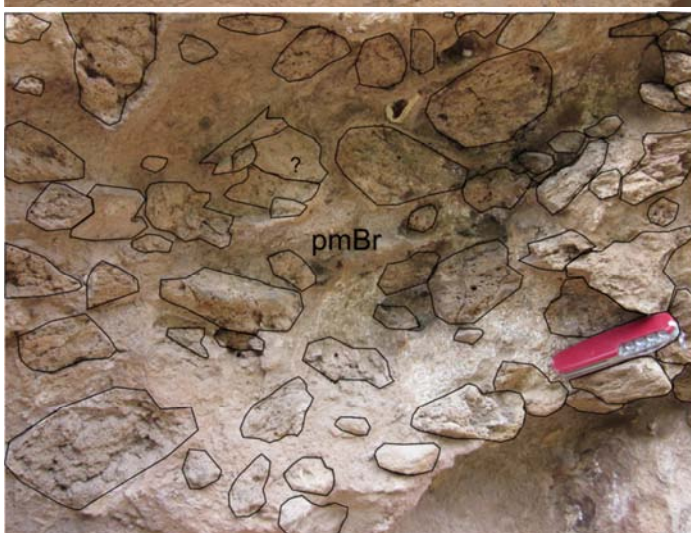


Figura 6.32. pmBr, debido a la intemperización la litofacies no se ve del todo bien pero se han resaltado las pómez, que son del tipo tubular. La navaja mide 9 cm. Debido a que este depósito está cerca de la base (inferido debido a que está cerca de la característica mT a la base de la ignimbrita) define que en este afloramiento la ignimbrita tiene gradación normal de horizonte de gruesos de pómez.

Interpretación: Los patrones de fracturas horizontales se interpretan como efecto de deslizamiento post-depósito. A pesar de que las fracturas horizontales son difíciles de observar directamente en este sitio, en el sitio 2 se desarrollan fracturas horizontales similares y se ha identificado que dichas fracturas cortan a las juntas de enfriamiento. El hecho de que no se desarrollen zonas reomórficas indica que a pesar de que hubo deslizamiento post-depósito el vidrio no estuvo por encima de T_g por suficiente tiempo para formar zonas reomórficas. Es posible que las corrientes se emplazaron en un sitio con una pendiente que promovió el deslizamiento horizontal previamente descrito, aunque debido a que el depósito cubre un área extensa no es posible discernir como era la paleotopografía, por lo que es difícil especular a que se deben las fracturas horizontales. Las capas de pmL a la base podrían ser efecto de un proceso de segregación de clastos que después fueron atrapados por el flujo (percolación, elutriación de ceniza, etc) o bien podrían ser depósitos que fueron retrabajados en el frente del flujo. Se piensa que independientemente del origen estas pmL fueron atrapadas por el flujo debido a su discontinuidad en espesor y cambio en posición relativa, además del carácter redondeado de los clastos de pómez, lo cual indica abrasión. El depósito de mT (capas "2a" de Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009) indica que se llegó cerca de la base de la ignimbrita. Estos depósitos posiblemente representan la parte basal de las corrientes las cuales fueron sometidas a altas cantidades de cizalla, favoreciendo el desarrollo de las capas ricas en ceniza por los efectos del tamizado cinético. El depósito de toda la secuencia fue por corrientes de alta concentración en una FBZ de escape de fluido con transiciones a flujo granular (mLTf). El contacto ondulado de la pmBr y el cambio gradual hacia las litofacies de arriba se interpretan como efecto de acumulación de pómez gruesa que fue segregada y atrapada por corrientes de aumento, las cuales de forma gradual se estabilizaron a corrientes semi-estables, depositando los 13 m de mLT y emLT.

Sección 29: Tecozautla		Descripción	Fábrica Direccional
Muestra	Litofacies		
HU64-c3	6.2 m	mLT \diamond	
HU64-c2		mLT+ dbLT+ mLTf	
HU64-c1	5 cm	mLT — mLTf	
HU64-b2	5.1 m	mLT (ip)	
		mLT + plensL	
HU64-b1	1.5-3 cm	pmT — pmTf	
HU64-a2	4.3 m	mLT	
		mLT + llens	
HU64-a1	1 cm	pmT	
Depósitos fluvio-lacustres			

6.33. Sección 29: Tecozautla (ignimbrita Huichapan inferior, lóbulo norte, 25.5 km de la fuente).

El afloramiento está dividido en tres divisiones, las cuales están representadas en las zonas de las muestras HU64-a1, HU64-b1 y HU64-c1. Estas son capas de 1-3 cm, ricas en ceniza gruesa y escaso lapilli (< 1 cm) para las porciones del depósito de las muestras HU64-a1 y HU64-b1. Para la porción del depósito en HU64-c1 se tiene una capa de toba de lapilli rica en ceniza gruesa y pobre en lapilli (< -4 ϕ).



Figura 6.34. Base del sitio 29. Horizonte de la muestra HU64-a1. Este horizonte representa la primera división de la sección.

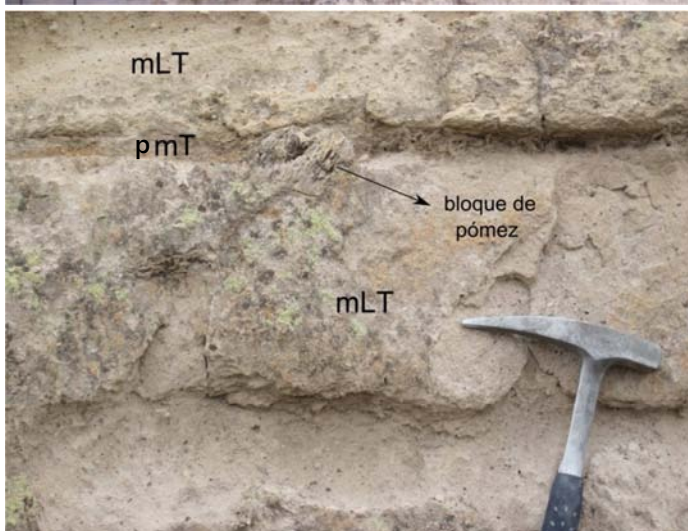


Figura 6.35. Bloque de pómez, zona de la muestra HU64-b1. Este horizonte representa la segunda división de la sección.

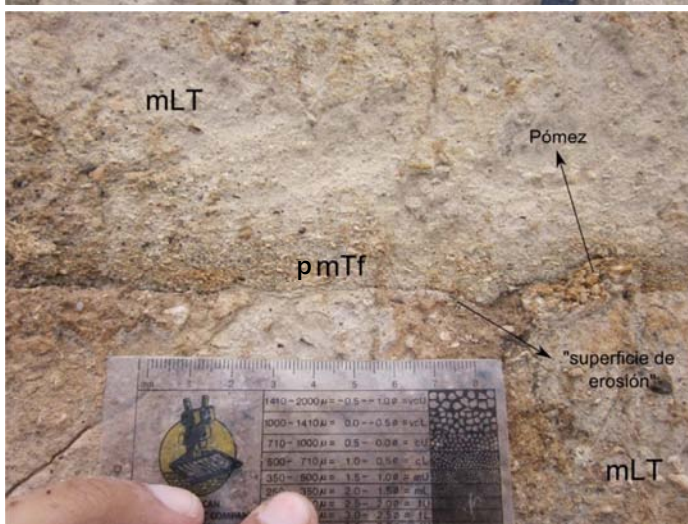


Figura 6.36. Zona de la muestra HU64-b1. Se muestra el desarrollo tenue de fábrica (pmTf) y una pequeña superficie de erosión en la parte inferior de la segunda división.

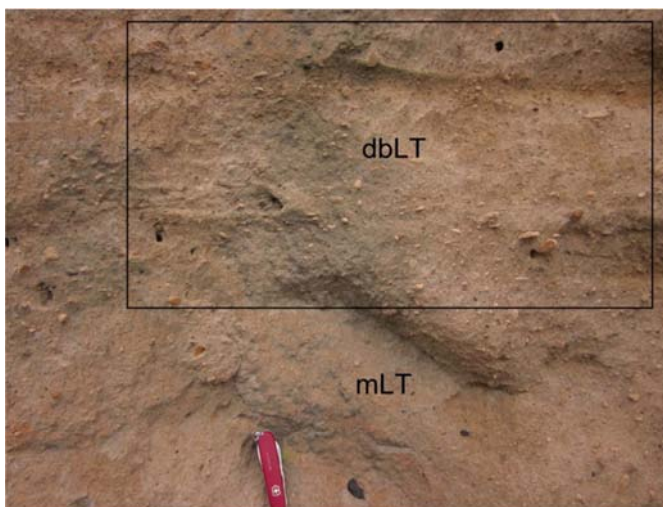


Figura 6.37. Capas difusas. La de arriba se ve más clara. Ambas se marcan por zonas de acumulación de pómez que muestran fábrica. Varían lateralmente y verticalmente a mLT. Están separadas por un horizonte masivo que muestra un (np).

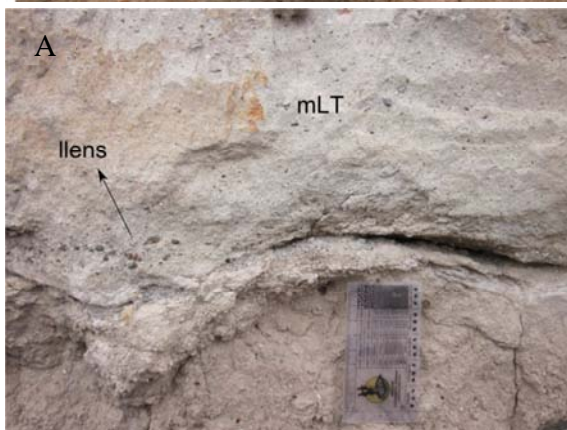
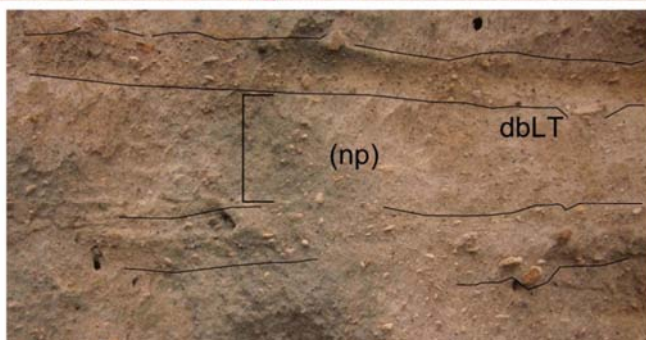


Figura 6.38. A) ejemplo de los llens cerca de la base de la secuencia. B) Típica toba de lapilli masiva.



Figura 6.39. Desarrollo de fábrica. Zona lateralmente equivalente a la muestra HU64-c2.

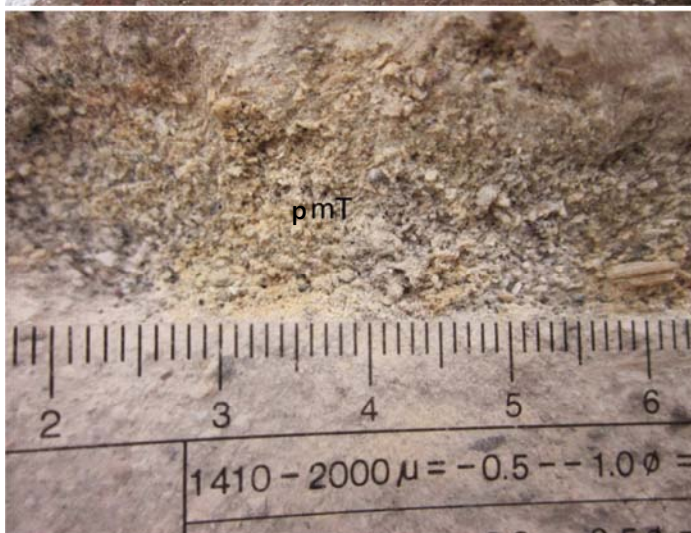


Figura 6.40. Ejemplo de las capas de pmT con ceniza gruesa que dan la apariencia al afloramiento de estar dividido en tres pulsos de ignimbrita. En estos intervalos domina la pómez sub-redondeada y en menor medida hay redondeada y sub-angular. Esta es la segunda división, se ha observado que al moverse lateralmente se acuña.

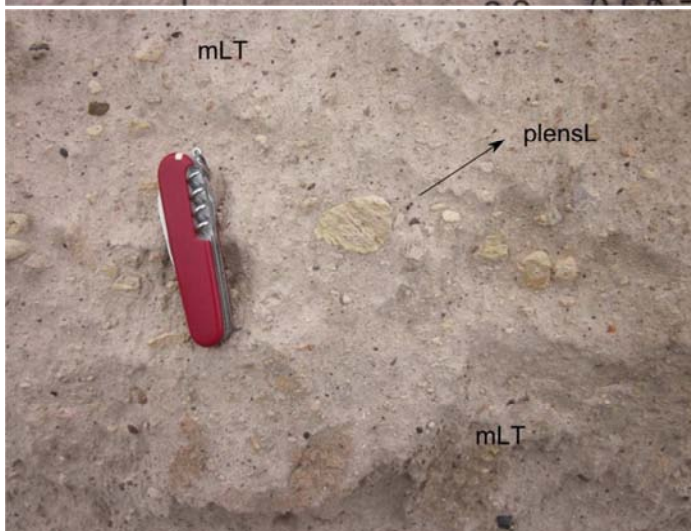


Figura 6.41. Lente rico en pómez lapilli (tenuemente desarrollado) insertado dentro de mLT.

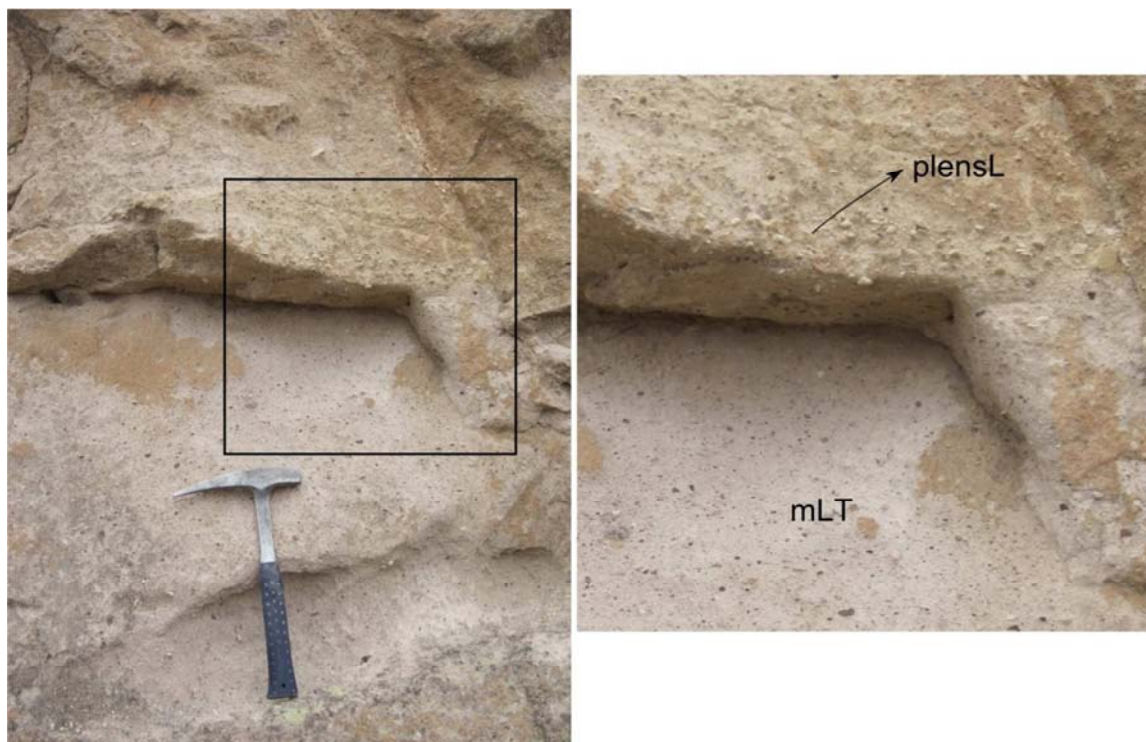


Figura 6.42. Otro ejemplo de plensL dentro de mLT.

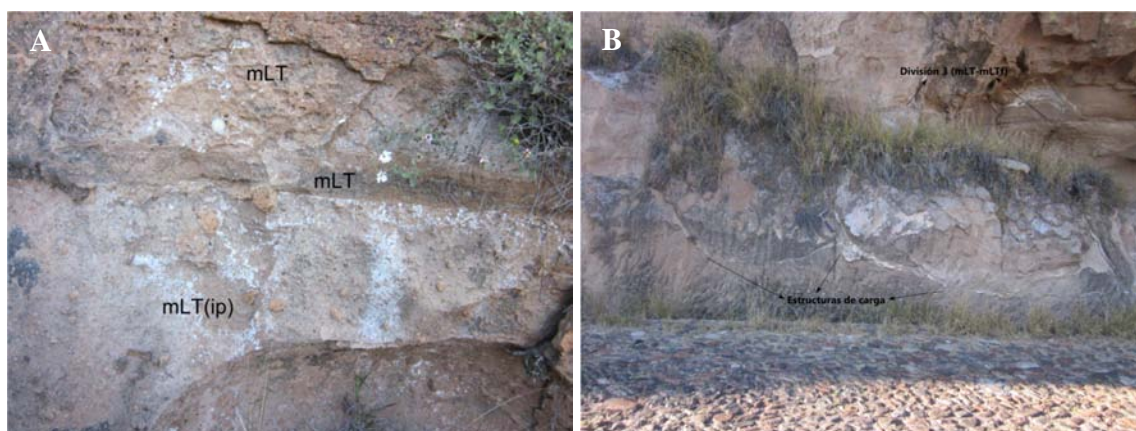
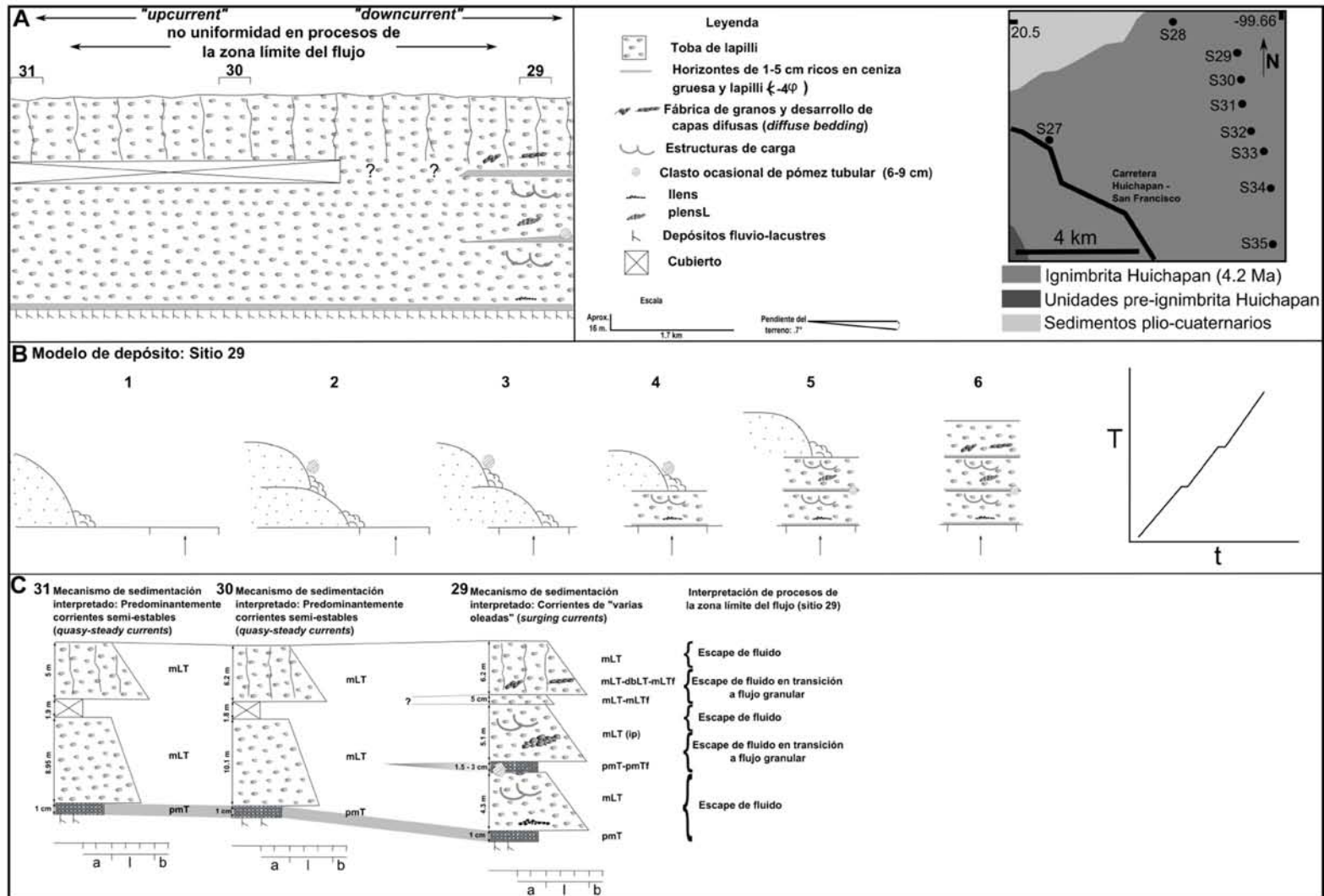


Figura. 6.43. A) La capa delgada de mLT es la tercera división del afloramiento (muestra HU64-c1, ver sección en figura 6.33). B) Estructuras de carga debajo de la tercera división del afloramiento.

Interpretación: El sitio 29 muestra tres divisiones, marcadas por capas delgadas que carecen clastos $> -4\phi$. Estas divisiones son sobre-yacidas por 3 cuerpos de ignimbrita. La primera interpretación plausible para esta arquitectura es considerar tres pulsos de corrientes piroclásticas emplazados unos sobre otros. Las estructuras de carga en los primeros dos cuerpos de ignimbrita podrían ser el efecto de escape de agua conforme el peso de los depósitos superiores comprimirían a los inferiores.



6.44. A) Arquitectura interpretada para la porción NE del lóbulo norte de la ignimbrita Huichapan. B) Modelo de emplazamiento para el sitio 29 (zona con la flecha vertical). Se presenta la variación en espesor (T) y tiempo (t) durante la sedimentación. C) Descripción de las secciones 29, 30 y 31. También se muestra en C) la interpretación de procesos de la FBZ para el sitio 29.

Sin embargo, para la interpretación de este sitio, es importante considerar como la ignimbrita varía lateralmente en sitios más cercanos a la fuente. En la figura 6.44, se presenta la descripción de secciones aledañas al sitio 29 (sitios 30 y 31), las cuales son importantes para la interpretación del mecanismo de depósito en esta porción de la ignimbrita Huichapan. En la figura 6.44 A también se presenta la arquitectura interpretada con base a los datos de los sitios 29, 30 y 31. El modelo de depósito para el sitio 29 también es presentado en la figura 6.44 B.

VI.2.1. Procesos de la FBZ en el sitio 29.

Para el sitio 29, los procesos de la FBZ son los siguientes. La capa basal (división 1) es masiva y muy bien clasificada. Dichas características podrían ser propias de un depósito de caída, sin embargo esta capa ha sido correlacionada en los sitios 30 y 31, sin mostrar cambios sistemáticos en espesor y tamaño de grano. La capa es rica en clastos sub-redondeados y redondeados, sugiriendo abrasión durante el emplazamiento (eg., Manga et al., 2011). Se interpreta que la capa basal son materiales acarreados al frente de las corrientes, posiblemente segregados de las mismas corrientes y depositados a la base en una FBZ de escape de fluido. La ignimbrita que sobreyace a la división 1 es masiva y homogénea, lo cual sugiere que fue formada por agradación progresiva semi-estable en una FBZ de escape de fluido (Branney y Kokelar, 1997). Los lentes de líticos difusamente desarrollados a la base (lens) podrían ser el efecto de concentración de granos en la carga de capa (*bedload*), quizás una carpeta de tracción.

La segunda división localmente muestra una superficie de erosión sobre la ignimbrita sub-yacente, además de mostrar fábrica de granos (sin llegar a mostrar estratificación difusa). Esto sugiere un proceso más energético con respecto a la primera división. Esto último en conjunto con el desarrollo de fábrica sugiere depósito con una componente de FBZ de flujo granular. Debe notarse que la fábrica es lateralmente discontinua, sugiriendo una FBZ de flujo granular no uniforme y en transición hacia escape de fluido. Es importante mencionar que la capa que define la segunda división (ver porción de la muestra HU64-b1 en la sección 29, figura 6.33) lateralmente se acuña, es decir esta capa realmente es una estructura lenticular que lateralmente desaparece dentro de la arquitectura de la ignimbrita Huichapan. La ignimbrita sobreyacente es masiva y

homogénea, mostrando localmente plensL difusamente desarrollados, migrando a una mLT (ip). Los plensL se interpretan como pómez parcialmente segregada pero atrapada y concentrada en un horizonte por una carpeta de tracción antes de que continuaran los procesos de segregación. Esto ocurrió en una transición entre la FBZ de flujo granular (aquí se desarrolla la carpeta de tracción) y escape de fluido. Después la sedimentación evoluciono a una FBZ de escape de fluido donde la inhibición del asentamiento de clastos (*hindered settling*) por escape de fluido y quizás en menor medida la temperatura granular promovieron la gradación inversa de la pómez.

La tercera división también muestra fabrica lateralmente, por lo que posiblemente se sedimentó de igual forma que la segunda división. El tercer cuerpo de ignimbrita inicia con mLT la cual de forma discontinua muestra fábrica y capas difusas (*diffuse bedding*), sugiriendo que la FBZ era escape de fluido pero migraba lateralmente a flujo granular. Después, el depósito de sólo mLT indica, al igual que en el segundo cuerpo de ignimbrita, una cambio a una FBZ dominada por escape de fluido.

El mecanismo de depósito del sitio 29 son corrientes de varias oleadas (*surging currents*). El parámetro que tuvo diversos picos o máximos en el tiempo, y por lo tanto el parámetro que define las corrientes de varias oleadas, es la tasa de cizalla en la FBZ. Cuando esta última era mayor promovía una transición a la FBZ de flujo granular. Corrientes de varias oleadas también han sido atribuidas a depósitos de turbiditas que muestran varias divisiones (Lowe, 1982). Depósitos que cambian verticalmente de capas laminadas a masivas han sido atribuidos a agradación progresiva donde a la base domino la formación de carpetas de tracción (Sohn, 1997). Para el sitio 29, una alta tasa de sedimentación de la carga en suspensión pudo promover que las carpetas de tracción no sean dominantes (Lowe, 1988; Sohn, 1997). Este factor y una FBZ donde la tasa de cizalla era importante pero no dominante, podría explicar que las carpetas de tracción sólo dejan evidencia discreta de su presencia, como la fábrica discontinua, capas difusas y plensL.

VI.2.2. Procesos no uniformes de sedimentación en el tiempo y el espacio.

Un aspecto importante, que puede ser observado en la figura 6.44 C, es que si bien el sitio 29 parece estar dividido en tres cuerpos de ignimbrita, lateralmente la ignimbrita Huichapan tiene la misma porción superior de mLT con juntas de enfriamiento que se ve en

el sitio 29, y a su vez la capa basal rica en ceniza gruesa también se correlaciona en los sitios 29, 30 y 31. En otras palabras, la base y la cima de los sitios 29, 30 y 31 se pueden correlacionar, pero diversos aspectos como las capas difusas, fábrica y las estructuras de cargas del sitio 29 desaparecen lateralmente en los sitios 30 y 31 (ver figura 6.44 C).

Este hecho no se explica bien suponiendo que las características del sitio 29 indican la formación de corrientes que traspasaron un gran área sin sedimentarse y únicamente se sedimentaron en el sitio 29 (en inglés se les conoce como “*bypassing currents*”). Las variaciones de litofacies entre los sitios 29, 30 y 31 se interpretan mediante la arquitectura presentada en la figura 6.44 A. Se tiene la desventaja de que la porción que subyace a las ignimbritas de la cima, las cuales se caracterizan por juntas de enfriamiento, no están expuestas en los sitios 30 y 31. En el sitio 29, debajo de la ignimbrita con juntas de enfriamiento hay una capa basal delgada de mLT, la cual se ha encontrado también a la base de otras porciones equivalentes de la ignimbrita (ver figura 6.45).

A pesar de esto, el patrón arquitectural entre las secciones 29, 30 y 31 muestra que secciones que son lateralmente equivalentes a la sección 29 no están divididas en las mismas tres divisiones y no muestran la variedad de estructuras a la vertical. La división central del sitio 29 puede parecer una capa continua localmente, pero al hacer desplazamientos se observa que se acuña como un lente de gran extensión.

El patrón arquitectural entre los sitios 29, 30 y 31 (figura 6.44) muestra que las estructuras sedimentarias primarias cambian lateralmente en porciones del depósito que son lateralmente equivalentes (eg., ver figura 7.D de Brown y Branney, 2013). Esto se explica mejor mediante un modelo de sedimentación que implica cambios continuos en el tiempo y en el espacio (vertical y lateral) en los procesos de sedimentación. Dicho modelo sería en este caso agradación progresiva con no uniformidad en los procesos de la FBZ. En los sitios 30 y 31 las ignimbritas homogéneas y masivas indican que la sedimentación semi-estable y una FBZ de escape de fluido domino y en el sitio 29 la sedimentación fue más inestable según el modelo de varias oleadas (cambios en tasa de cizalla en la FBZ) previamente descrito (también ver figura 6.44 C).

VI.2.3. Modelo de emplazamiento.

Para explicar cómo es que los procesos de la FBZ evolucionaron en el tiempo y espacio entre los sitios 29-31, se propone el modelo de la figura 6.44 B (divido en tiempos, los cuales por simplicidad no representan un sólo instante en el tiempo sino un determinado periodo de tiempo). En el modelo no se especula como se fueron ensamblando los depósitos en un área extensa, sólo en el sitio 29. Cuando flujos de gravedad se dispersan en pendientes o cambios de pendientes abruptos, estos se pueden partir en varios flujos (Major, 1997; Shanmugam, 2002; Sulpizio et al., 2007, 2014). En el modelo de la figura 6.44 B se tienen corrientes piroclásticas acercándose a la zona de depósito (sitio 29) (tiempo 1). Debido a la pendiente del terreno ($.7^\circ$, inferida con base a las distancias laterales y alturas sobre el nivel del mar de la base de las secciones) o cambios en la topografía regional los cuales no son posibles de discernir actualmente, las corrientes se parten en 2 (tiempo 2). La primera corriente llega al sitio 29, la parte frontal de la corriente deposita la división 1 (pmT) y el cuerpo de la corriente deposita el primer cuerpo de ignimbrita mediante agradación progresiva dominada por la FBZ de escape de fluido (tiempo 3).

En la segunda corriente piroclástica, clastos grandes de pómez tubular comienzan a ser segregados al frente de la corriente (tiempo 3). Estos clastos grandes se depositan al frente de las corrientes junto con la parte frontal, formando los clastos de pómez tubular erráticos que pueden ser encontrados en la división 2 (pmT-pmTf) (tiempo 4). El cuerpo de la corriente deposita el segundo cuerpo de ignimbrita por agradación progresiva cambiante entre escape de fluido y flujo granular (tiempo 4). En el tiempo (5), nuevos aportes de material llegan al sitio 29. Esta nueva corriente deposita una capa basal y un cuerpo de ignimbrita por agradación progresiva cambiante entre escape de fluido y flujo granular. Al tiempo (6) todo el depósito ya está formado.

La no uniformidad en la sedimentación ocasionó que en el sitio 29 se generaran unidades de flujo, pero separadas por lapsos de tiempo muy cortos. La sedimentación en sitios como el 30 y 31 (*upcurrent*) fue sostenida y en el sitio 29 (*downcurrent*) fue casi sostenida. Esto se ilustra en la figura de variación de espesor (T) y tiempo (t) en 6.44 B. Sulpizio et al. (2007) presenta un modelo similar de corrientes divergentes que se emplazan unas sobre otras. Sulpizio et al. (2007) proponen que la sedimentación de cada una de las

corrientes ocurre por emplazamiento “en masa”. En cambio, en el modelo de este trabajo es por agradación progresiva. Es importante mencionar que el modelo de Sulpizio et al. (2007) es para corrientes pequeñas (formación de depósitos $< 1 \text{ km}^3$), lo cual no es el caso para la ignimbrita Huichapan. Además, los cambios verticales y laterales en estructuras sedimentarias primarias dentro del sitio 29 y entre el sitio 29, 30 y 31 indican que la agradación progresiva fue el proceso de sedimentación involucrado en la formación de la ignimbrita Huichapan.

VI.2.4. Arquitectura del lóbulo norte de la ignimbrita Huichapan.

En la figura 6.45 se presenta una sucesión de secciones representativas de la arquitectura del lóbulo norte de la ignimbrita Huichapan. Las secciones se presentan en un esquema para mostrar cambios detallados en granulometría y en litofacies. Con base a la sucesión descrita en la figura 6.45 y los procesos discutidos anteriormente se presenta a continuación la interpretación de la formación del lóbulo norte de la ignimbrita Huichapan. En el sitio 35 las tobas de la base se interpretan como efecto de sedimentación de corrientes con alta temperatura granular debido a la cizalla entre las corrientes y el substrato, favoreciendo una importante componente de tamizado cinético. La capa masiva de lapilli incrustada de forma errática dentro de las tobas se interpreta como el efecto de clastos de lapilli de pómez atrapados por las corrientes, es difícil saber con los datos actuales si estos clastos fueron segregados de las corrientes o acarreados del substrato. La capa discontinua de pmBr se interpreta como el efecto de corrientes de incremento (*waxing currents*) (eg., Branney y Kokelar, 2002).

Las mLTf arriba de la capa de pmBr indica que durante el emplazamiento de las corrientes de incremento la FBZ tenía una componente de flujo granular. Posteriormente el depósito de mLT es consistente, indicando que las corrientes fueron semi-estables, sin mucha temperatura granular y probablemente dominadas por una FBZ de escape de fluido. Las secciones compuestas predominantemente por mLT se depositaron por agradación progresiva semi-estable en una FBZ dominada por escape de fluido (Branney y Kokelar, 2002). En las zonas donde las mLT están empobrecidas en lapilli por varios metros de la sección, las corrientes probablemente tenían mayor temperatura granular y/o representan flujos de disminución en el aporte de clastos. Los cambios en estructuras sedimentarias

primarias entre los sitios 31, 30 y 29 han sido discutidos a detalle en el modelo de emplazamiento de la figura 6.45. En este modelo se propone que lateralmente no hubo uniformidad en procesos de la FBZ, representando el sitio 29 en el que la sedimentación fue más inestable.

El sitio 27 muestra una buena correlación con las variaciones de litofacies de la “unidad estándar de una ignimbrita” de Sparks et al. (1973). La capa basal de mLT-dsLT representa los depósitos formados por el frente del flujo. Las capas de mT representan zonas basales de las corrientes sometidas a una importante componente de cizalla y subsecuente tamizado cinético. La mLT (nl, ip) representa corrientes en las que la capacidad de carga disminuía. La interpretación de la “unidad estándar de una ignimbrita” del sitio 27 es agradación progresiva de corrientes de disminución (*waning currents*, eg., Branney y Kokelar, 2002). El sitio 28 tiene el mismo horizonte basal y la capa de mT del sitio 27, sin embargo, contrario a lo esperado en la “unidad estándar” de Sparks et al. (1973), una litofacies rica de pómez es encontrada inmediatamente arriba de la mT, sobreyaciéndola en contacto erosivo. Esto se interpreta como el efecto de un flujo de incremento (*waxing flow*). La porción de ignimbrita arriba de la capa rica en pómez tiene gradación inversa tanto de pómez como de líticos (algo no esperado en el modelo de Sparks et al., 1973) y también muestra fábrica de granos. Esto indica que, contrario al modo de sedimentación del sitio 27, la capacidad de las corrientes iba en aumento y la FBZ tenía una componente de flujo granular.

En la figura 6.45, se muestra que la ignimbrita Huichapan no tiene capas índices entre todos los sitios, muchas porciones de los depósitos no se pueden correlacionar entre sitios y es común observar como diversas litofacies desaparecen lateralmente entre un sitio y otro. Esto se interpreta como el efecto de una historia de sedimentación la cual fue muy heterogénea en procesos de la FBZ. Dentro de la arquitectura de la ignimbrita, los sitios 27 y 28 no tienen debajo la sucesión de depósitos que pueden verse desde el sitio 29 al 35 (con excepción del sitio 32 que es pobremente expuesto, ver figura 6.45). Esto indica que las primeras fases de depósito no alcanzaron a formarse en los sitios distales (27 y 28), es decir partes de la arquitectura de la ignimbrita desaparecen conforme el lóbulo norte se hace más delgado con la distancia. Una segunda opción es que los sitios 27 y 28 sólo se depositaron en altos topográficos. Como medida de comparación, la base del sitio 29 y 28 (ver figura

6.45) están aproximadamente al mismo nivel sobre el nivel medio del mar, por lo cual la primera opción mencionada es más probable.

En el lóbulo norte de la ignimbrita Huichapan diversos sitios muestran diferentes asociaciones de litofacies que indican historias particulares de sedimentación. Dentro de esta arquitectura, sólo un sitio muestra las asociaciones de litofacies del modelo de Sparks et al. (1973). La “unidad estándar de una ignimbrita” es un caso particular en la ignimbrita Huichapan, no la norma. La cima de la sección 27 esta erosionada, por lo cual la “unidad estándar” en este sitio no representa la historia de sedimentación en este punto sino únicamente la primera fase de sedimentación. La historia de sedimentación fue tan heterogénea en el tiempo y el espacio que dar una propuesta que simplifique la arquitectura de la ignimbrita Huichapan en el lóbulo norte es difícil. Este tipo de arquitecturas complejas (“sucesiones de litofacies desordenadas” de Branney y Kokelar, 2002) han sido reconocidas en diversos trabajos (eg., Branney y Kokelar, 2002; Brown y Branney, 2004a,b, 2013; Brown et al., 2007; Kneller., 1995; Plink-Bjorklund y Ronnet, 1999; Postma y Cartigny, 2014; Shanmugam et al., 1995).

En la porción oeste de la ignimbrita Huichapan no existe una sucesión tan compleja como el lóbulo norte. En el oeste las ignimbritas son muy masivas y homogéneas, sugiriendo una sedimentación simple y continua (en este caso agradación progresiva semi-estable). Se interpreta que hacia el oeste las corrientes piroclásticas se emplazaron en una superficie nivelada y homogénea (tal como lo siguieren las juntas de enfriamiento verticales a la base de cada sección). Esta superficie homogénea podría ser el efecto del emplazamiento sobre otra ignimbrita extensa en la zona oeste, la ignimbrita Amealco (ver Aguirre-Díaz, 1996).

El emplazamiento de flujos de gravedad en topografías complejas puede inducir que los procesos de sedimentación involucren una mayor heterogeneidad (Kneller y McCaffrey, 1999). El depósito de la ignimbrita Huichapan ha borrado mucha de la evidencia sobre cómo era la paleotopografía. Sin embargo, el cambio de carácter regional en la dirección de emplazamiento (de norte a oeste, ver figura 6.1) en conjunto con los complejos procesos de sedimentación en el lóbulo norte podrían ser efecto de cambios regionales en la topografía. La sedimentación en el lóbulo norte de la ignimbrita fue mucho más compleja que en la porción oeste de la ignimbrita.

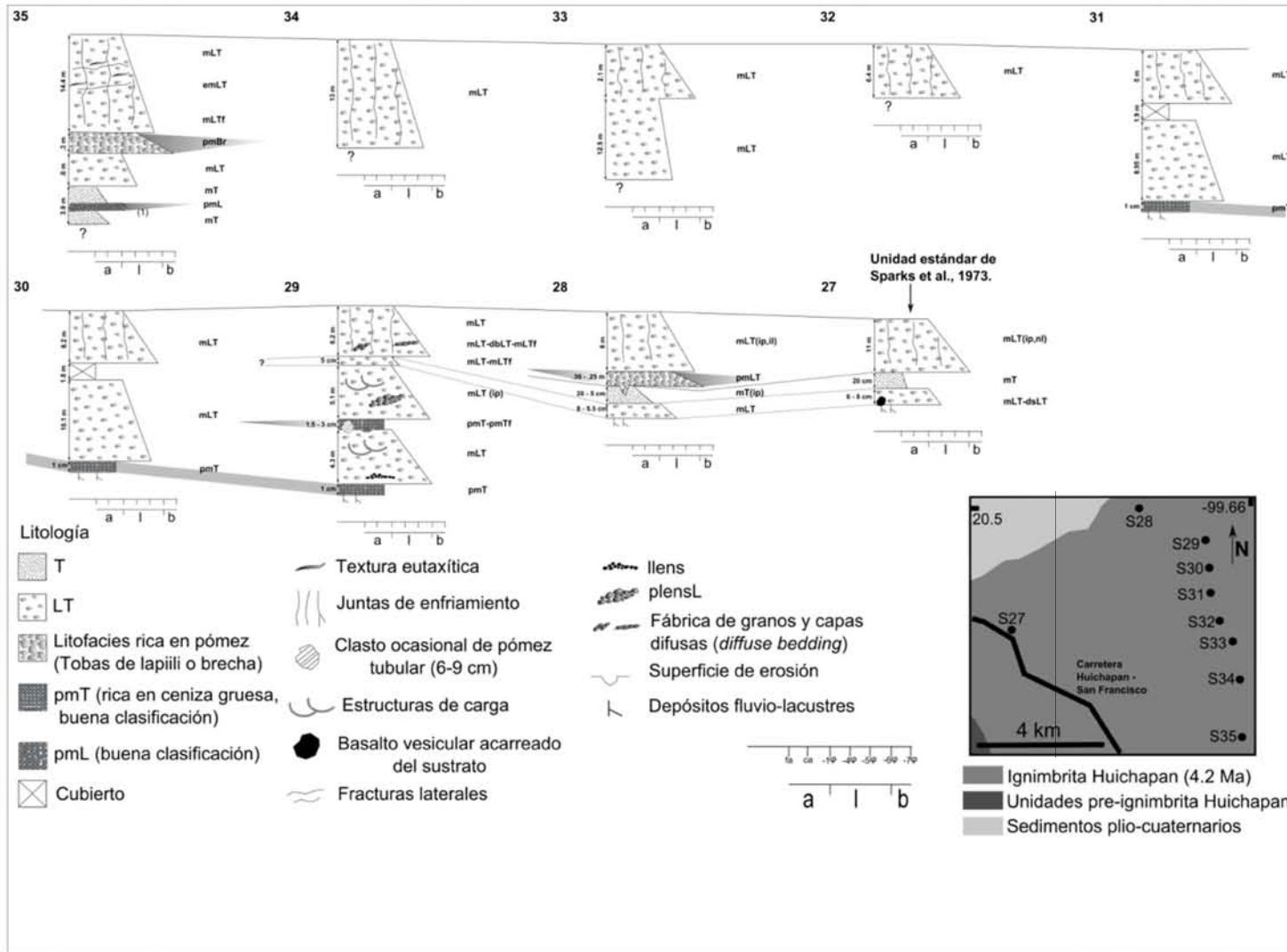


Figura 6.45. Arquitectura del lóbulo del norte de la ignimbrita Huichapan. Todas las secciones son de la ignimbrita Huichapan inferior. En el lóbulo del norte las zonas 1, 2 y 3 no se formaron.

VII. DISCUSIÓN

VII.1. ¿Modelos de facies?

Durante la realización de este trabajo de tesis un tema que ha suscitado muchas discusiones es que tipo de metodología es la más apropiada para el estudio de la ignimbrita Huichapan. En la sección IV.1, se describieron los aspectos más básicos de cómo funciona la metodología usada aquí. En esta sección se hace una comparación de la metodología de trabajo aplicada y el uso de modelos de facies.

El uso o rechazo de modelos de facies no sólo es un tema que concierne a la sedimentología de rocas piroclásticas (eg., Branney y Kokelar, 2002), también en la literatura de flujos de escombros y corrientes de turbidez este tema ha propiciado debates a través de las décadas (eg., Carter, 1975; Shanmungam, 2002; Postma y Cartigny, 2014). Por esta razón es importante discutir que lecciones se pueden aprender de este tema con el caso de estudio de la ignimbrita Huichapan.

La metodología usada en este trabajo consiste en usar códigos de litofacies para describir las ignimbritas. El uso de código de litofacies tiene como objetivo compactar una descripción detallada en simbologías cortas (eg., Miall, 1978). A partir de las litofacies identificadas es recomendable realizar directamente la interpretación (eg., Miall, 1978; Branney y Kokelar, 2002; Brown y Branney, 2004a, 2013; Carrasco-Núñez y Branney, 2005; Brown et al., 2007; Sulpizio y Dellino., 2008).

La propuesta adoptada en este trabajo básicamente se resume en que la interpretación se hace directamente a partir de las variaciones de litofacies y la arquitectura de los depósitos (eg., Branney y Kokelar, 2002; Sulpizio y Dellino, 2008). Esto permite separar de forma muy efectiva la descripción de la interpretación. Este esquema también permite a los lectores del trabajo analizar y hacer su propia interpretación de la ignimbrita bajo estudio. El código de litofacies adoptado aquí sigue en gran medida las recomendaciones de Branney y Kokelar (2002). La propuesta de estos últimos autores ha contrastado mucho con trabajos previos en ignimbritas, que fueron hechos planteando modelos de facies para casos particulares de estudio (eg., Sparks et al., 1973; Wilson y Walker, 1982; Wilson, 1985; Cas y Wright, 1987).

Por mencionar un ejemplo sobre las ventajas de usar un código de litofacies, en la ignimbrita Huichapan para poder aplicar de forma amplia el concepto de “capa 1 tipo

Sparks”, diversas litofacies tendrían que englobarse en el mismo término (eg., mLT, dsLT, pmT, pmTf). El primer problema que surge de esto es que es muy poco probable que litofacies diferentes tengan el mismo origen (Branney y Kokelar, 2002). Idealmente, la “capa 1 tipo Sparks” es una litofacies con una significativa evidencia de tracción (eg., sLT, xsLT) la cual es la base de una unidad de flujo. La única litofacies con significativa evidencia de tracción en la ignimbrita Huichapan es una forma de capa (*bedform*) incrustada en el medio de una gruesa secuencia de unidades masivas en la parte superior de la ignimbrita Huichapan (sitio 18), sin evidencia tangible de representar una unidad de flujo (aunque la descripción hecha en este trabajo sobre esta forma de capa no implica ninguna interpretación en particular).

La crítica de Branney y Kokelar (2002) hacia los términos genéticos (eg., “capa 1 tipo Sparks”) es debido al problema de asignar un mismo término a litofacies diferentes. Litofacies diferentes deben de estar relacionadas a procesos de sedimentación diferentes, en este sentido, la “capa 1 tipo Sparks” no se considera un concepto adecuado desde el punto de vista sedimentológico. Los códigos de litofacies son una abreviación de términos descriptivos que son útiles para simplificar los datos y reducir el espacio utilizado en la descripción. En este trabajo las interpretaciones se hacen directamente a partir de las variaciones de litofacies identificadas con base al código de litofacies (eg., Branney y Kokelar, 2002; Sulpizio y Dellino, 2008).

El concepto de la zona límite del flujo es la propuesta la Branney y Kokelar (2002) para explicar las variaciones de litofacies en ignimbritas que se formaron mediante agradación progresiva. Este concepto está inspirado en el proceso de mecánica de fluidos conocido como la “capa límite” (*boundary layer*, ver Furbish, 1997) y el primer trabajo donde se aplicó dicho concepto a la sedimentación de corrientes piroclásticas fue el de Fisher (1966). En la sección de sedimentología de este trabajo, se propone que el concepto de la zona límite de flujo funciona para explicar todas las variaciones de litofacies de la ignimbrita Huichapan.

En lo que respecta a los modelos de facies, una crítica que se hace es que estos paradigmas suelen propiciar una simplificación en la descripción de los depósitos y también suelen propiciar la aplicación de interpretaciones predeterminadas (ver Carter, 1975; Shanmugam, 2002; Branney y Kokelar, 2002; Postma y Cartigny, 2014). Branney y

Kokelar (2002) reconocen que las litofacies de la “unidad estándar de una ignimbrita” de Sparks et al. (1973) son una asociación común de litofacies en las ignimbritas, pero siguen siendo un caso particular. Lo que es recomendable es evitar aplicar el modelo de facies en secuencias que no cumplan con el orden y tipo de litofacies que son propias del modelo en cuestión. Branney y Kokelar (2002) discuten ampliamente como la “unidad estándar de una ignimbrita” y sus respectivas litofacies (incluida la “capa 1 tipo Sparks”) se pueden formar mediante agradación progresiva y procesos de la zona límite del flujo (ver páginas 3, 42, 45, 66, 67, 99-109 y 120 de Branney y Kokelar, 2002). En el caso de estudio de esta tesis, se ha encontrado que la “unidad estándar de una ignimbrita” de Sparks et al. (1973) está presente (sitio 27), pero representa un caso particular y no la norma.

Diversos autores proponen que ignimbritas extensas y de morfología tipo “*sheet-like*” (como lo es la ignimbrita Huichapan) se explican mejor por sistemas de corrientes piroclásticas de densidad sostenidas en donde el transporte ocurre en conjunto con el depósito (eg. Bursik y Woods, 1996; Dade y Huppert, 1996; Freundt y Bursik, 1998; Branney y Kokelar, 2002; Cas et al., 2011; Doronzo., 2012; Sulpizio et al., 2014). Particularmente Branney y Kokelar (2002) discuten sobre los problemas arquitecturales del emplazamiento “en masa” para este tipo de ignimbritas y Doronzo (2012) y Sulpizio et al. (2014) discuten sobre la física de este tipo de erupciones.

VII.2. Significado de los patrones de fábrica direccional.

Los patrones de fábrica al sur de la zona oeste de la ignimbrita se han discutido en la interpretación de la sección 14 (figura 6.10). En el caso de la sección 2, los resultados muestran una desviación hacia el noroeste. Esto podría deberse a efectos topográficos locales, en este sitio se han encontrado una serie de fracturas horizontales en la ignimbrita las cuales desplazan a las juntas de enfriamiento. Estas fracturas se interpretan como efecto de deslizamiento post-depósito debido al emplazamiento en una pendiente (ver también la interpretación del sitio 35, descrito en la figura 6.29). Se interpreta que el cambio en la fábrica también es efecto de este efecto paleotopográfico.

En el caso del lóbulo norte, parece darse un patrón que indica que al inicio las corrientes se emplazaron en dirección norte-sur, aunque cuando las corrientes siguieron avanzando sufrieron un desvío en dirección este-oeste, el cual se podría deberse a un cambio topográfico de carácter regional en la zona norte.

En algunos casos, se observa como los patrones de fábrica suelen mostrar cambios muy abruptos en secciones muestreadas a muy poca distancia (ver figura 6.1 y 6.2). Esos resultados sugieren patrones de desviación continua en las corrientes piroclásticas. Similares resultados, tanto a la lateral como a la vertical, han sido encontrados en estudios de AMS (LaBerge et al., 2009). Este tipo de resultados podrían ser el efecto de la imprecisión de los métodos de fábrica, o podrían deberse a que el emplazamiento de las corrientes piroclásticas es extremadamente complejo y sufre muchos cambios tanto a la lateral como a la vertical, especialmente durante el ensamblaje de una ignimbrita grande como la Huichapan.

VII.3. Modelo de emplazamiento de la ignimbrita Huichapan.

En la zona oeste la ignimbrita Huichapan se compone únicamente de unidades masivas (con la excepción de la subordinada dbT del sitio 3, ver figura 6.4). Cuando en la secuencia se da el cambio gradual de la ignimbrita Huichapan inferior a la superior se puede ver un aumento en la competencia de las corrientes. Por ejemplo, en el sitio 12, más alejado de la fuente que el sitio 14, se puede ver un incremento en el tamaño de grano hacia la cima, con líticos de 4 cm y pómez de 12 cm. Esto indica que la interpretación del sitio 14 (depósito semi-estable) funciona para la zona oeste únicamente al inicio, después se empieza a notar un incremento en la capacidad de las corrientes donde la evidencia de este proceso ha sido erosionada en algunas secciones. El incremento en la competencia de las corrientes fue seguido por disminución en el mismo parámetro, lo cual se interpreta con base a la gradación normal de horizontes de gruesos de líticos e inversa de pómez del sitio 6 (figura 6.8).

Se interpreta que la formación de la ignimbrita Huichapan superior estuvo relacionada a un cambio en el mecanismo formador de corrientes piroclásticas de densidad, cambiando de una fuente piroclástica de baja altura ("*boiling over*"), la cual promovió la formación de la ignimbrita Huichapan inferior por depósito semi-estable (esto debido a que el aporte de corrientes piroclásticas era muy constante y homogéneo), a una corriente piroclástica relativamente alta que pudo promover el aumento en la competencia de las corrientes por la alta tasa de erupción y por la mayor energía potencial en las corrientes formadas por este tipo de mecanismo eruptivo. Los complejos cambios en procesos de la FBZ interpretados para el sitio 18 (figura 6.11) también pudieron deberse a este proceso.

Grandes clastos de pómez (25 cm) fueron encontrados en el sitio 6 (40.5 km de la fuente, ver figura 6.8), esto es principalmente el efecto del depósito de corrientes ricas en pómez debido a que en el sitio 18 (*upcurrent*, 23 km de la fuente) pómez tan grandes como 65 cm fueron encontradas. La gran cantidad de pómez en la ignimbrita Huichapan superior no es un efecto local debido a procesos de segregación de clastos, es una característica regional.

La ignimbrita Huichapan superior es progradacional tanto en líticos como en pómez, esto no sólo es indicativo de un incremento en el tamaño de grano por efectos del aumento en la competencia de las corrientes, también indica que el aporte de clastos grandes en la fuente aumentó con el tiempo. Las ignimbritas relacionadas a la fuente piroclástica de baja altura eran más calientes, por esta razón es que hacia el oeste se formó una extensa distribución de rocas altamente desvitrificadas y con evidencia de alteración de fase de vapor de alta temperatura hasta 42 km de la fuente. El hecho de que la distribución de las zonas altamente desvitrificadas e intensamente soldadas sea de carácter regional indica que la formación de las mismas está relacionada a un proceso de extensión regional. Se interpreta que dicho proceso es el comportamiento de las corrientes piroclásticas de densidad, en este caso una continua erupción por “*boiling over*”.

El soldamiento y la desvitrificación desaparecen en la ignimbrita Huichapan superior, esto es en parte porque esta se ubica a la cima de la secuencia y sufre mayor enfriamiento después del depósito, aunque el cambio abrupto (pocos metros) entre las zonas desvitrificadas en la zona 3 y la ignimbrita Huichapan superior en el sitio 8 (ver figura 5.4) sugiere que las corrientes que formaron estas últimas eran más frías (i.e., la ignimbrita Huichapan es una unidad de enfriamiento compuesta). Esto pudo deberse a la formación de una fuente piroclástica de gran altitud (depósitos de caída en el sitio 16 podrían estar relacionados a este proceso, pero aun se requieren estudios en dichos depósitos para poder comprobarlo).

La ignimbrita Huichapan en el lóbulo norte es totalmente diferente, el cual no parece ubicarse bien en la distribución esperada de la ignimbrita tomando como referencia el anillo de la caldera. Durante la erupción, la ignimbrita incrementaba su espesor y llenaba más espacio. Eventualmente, las corrientes piroclásticas tuvieron que inundar hacia el norte, probablemente debido a que no fueron capaces de sobrepasar los volcanes del Mioceno y la sierra Los Caballos hacia el NW. Esto se debe a que las corrientes eran de alta

concentración, las cuales al chocar con una barrera tienden a depositarse o buscar otro camino a la lateral. La zona norte posiblemente era una cuenca en la cual la sedimentación semi-estable de las corrientes, que era promovida por la dinámica eruptiva de la caldera, fue modificada. Por esa razón es que las secciones del lóbulo norte de la ignimbrita Huichapan son más complejas que en el oeste, incluyendo secciones que son más o menos consistentes con el modelo de facies de Sparks et al. (1973) (sitio 27, ver figura 6.19) que cambian a otras totalmente diferentes en unos cuantos kilómetros (eg., gradación normal de pómez, definida por la capa pmLT, e inversa de líticos en el sitio 28, ver figura 6.23).

A pesar de estar más cerca de la fuente la sedimentación en el lóbulo norte fue mucho más variable que al oeste (corrientes de disminución, sitio 27; corrientes de aumento, sitio 28; corrientes con varias oleadas, sitio 29, ver figura 6.45). Las primeras y más calientes corrientes piroclásticas asociadas al “*boiling over*” aparentemente no entraron hacia el norte. Por esa razón es que las zonas eutaxíticas desvitrificadas y las zonas de alteración de fase de vapor de alta temperatura (zonas 2 y 3) desaparecen a solo 19 km de la fuente (sitio 35) en el norte, en cambio hacia el oeste estas zonas suceden a distancias de 42 km. Entre las secciones 22 y 23 se observa esta abrupta desaparición de las zonas 2 y 3, ambas secciones están separadas por 4.5 km. Rocas tenuemente eutaxíticas fueron encontradas en el lóbulo norte (sitio 25) a 23.5 km de la fuente, en el oeste (sitio 11) rocas eutaxíticas y vítreas fueron encontradas a 47 km de la fuente. A 25 km de la fuente en el norte la ignimbrita alcanza 28 metros (sección compuesta de los sitios 25 y 26), a 40 km en el oeste alcanza 35 metros. Como puede verse en la figura 6.1, las corrientes en la zona norte inicialmente se emplazaron en dirección norte-sur, posteriormente se desviaron en dirección este-oeste. Es posible que esto se deba a un cambio en la pendiente regional, lo cual podría relacionarse a los variables procesos de sedimentación interpretados en el norte.

VII.3.1. Procesos asociados a cambios en los mecanismos eruptivos.

Diversos procesos pudieron haber propiciado que la caldera evolucionara de una fuente piroclástica tipo “*boiling over*” a una fuente piroclástica de gran altura, como el aumento en el contenido de agua, una mayor velocidad de salida, cambios en composición, la granulometría del material expulsado y la forma y tamaño del conducto (Neri y Macedonio, 1996; Papale et al., 1998, Tait et al., 2009; Woods., 1998). Dufek et al. (2012)

proponen que durante el ascenso de los magmas ya fragmentados puede haber aún más ruptura de los mismos por las colisiones en el conducto. Los autores también han modelado que entre mayor sea la cantidad de material fino a la salida los mecanismos eruptivos serán del tipo “*boiling over*” y en cambio si la cantidad de material grueso aumenta es más probable que la erupción sea por una fuente piroclástica alta, este es debido principalmente a clastos como la pómez que si son grandes ocupan mucho volumen pero bajan mucho la densidad total de la mezcla de piroclastos. Este proceso es llamado “*granular disruption*” por Dufek et al. (2012) y podría explicar bien la secuencia progradacional de la ignimbrita Huichapan.

En la ignimbrita Huichapan tanto la pómez tubular como la pómez lobular son comunes, se encuentran distribuidas tanto en la ignimbrita Huichapan inferior como en la superior. En las litofacies soldadas y en las desvitrificadas no son fáciles de diferenciar. La pómez tubular representa un producto volcánico donde la cizalla fue dominante, mientras que la pómez lobular representa un producto volcánico donde la expansión volumétrica (igual en todas direcciones) fue dominante (Dingwell, 1998; Marti et al., 1999). Las pómez tubulares suelen formarse cerca del conducto volcánico, donde la cizalla es alta (Polacci et al., 2001; Gonnermann y Manga, 2003, 2007, 2012; Okumura et al., 2008; Papale, 1999). La abundancia de pómez tubular se puede relacionar a conductos más estrechos donde la tasa de deformación es mayor (eg., Gonnermann y Manga, 2003, 2012). Esta variable y el contenido de agua magmática pudieron tener un papel importante en los cambios de la dinámica eruptiva de la caldera (eg., Papale et al., 1998; Woods, 1998).

Maisonneuve et al. (2009) proponen diversos mecanismos por los cuales se puede formar un depósito con pómez tubular y lobular (“*frothy pumice*” de Maisonneuve et al., 2009). Los procesos se presentan de forma gráfica en la figura 7.1. El caso de estudio de los autores es la Toba del plateau de Kos. Este depósito, de forma similar a la ignimbrita Huichapan, se compone de entre 80-90 % de pómez tubular, el restante es pómez lobular y pómez transicional entre tubular y lobular. El primero de los procesos de Maisonneuve et al. (2009) para explicar estas variaciones en el porcentaje de pómez involucra deformación cerca del conducto. Entre más cerca del conducto esté el magma, más se deforma y por lo tanto se forma pómez tubular. Conductos más estrechos propiciarán un mayor porcentaje de pómez tubular (Maisonneuve et al., 2009). Conductos más largos y extensos lateralmente

(eg., fallas en anillo) propiciarán una mayor superficie en la cual ocurre deformación del magma, formando así mayor cantidad de pómez tubular (Maisonneuve et al., 2009).

Maisonneuve et al. (2009) también proponen que durante el ascenso del magma la rápida descompresión y aceleración del magma puede promover zonas donde se da cizalla pura, lo cual también puede relacionarse a la formación de la pómez tubular.

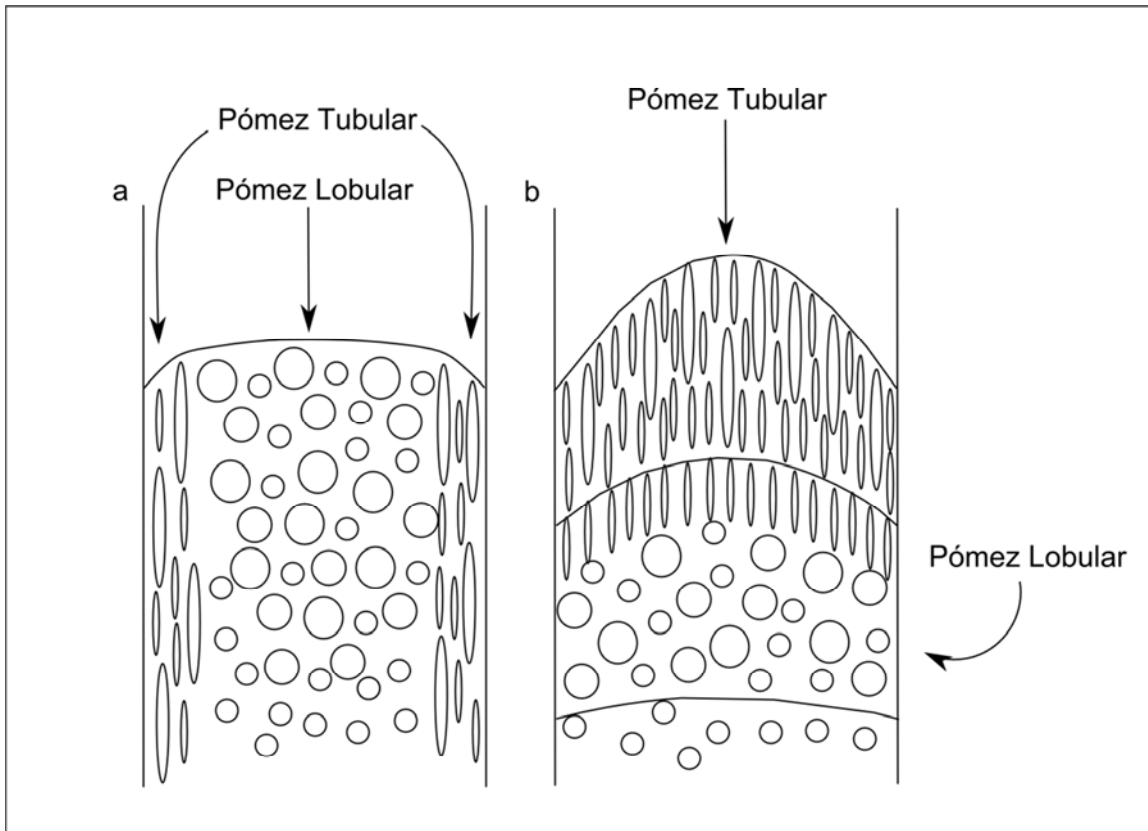


Figura 7.1. Criterios de Maisonneuve et al. (2009) para explicar las variaciones de pómez tubular vs globular. A) deformación cerca del conducto; B) cizalla pura por aceleración y descompresión del magma. Ver discusión en texto. Modificado de Maisonneuve et al. (2009).

VII.3.2. Emplazamiento de la ignimbrita Huichapan: Evolución en tiempo y espacio.

En este apartado se hace una discusión del modelo de emplazamiento de la ignimbrita haciendo uso de figuras que representan “congelamientos en el tiempo” o “*time slices*”. Las fases de la erupción no deben considerarse como eventos de formación de corrientes gigantes de una sola oleada. La erupción podría dividirse en muchos “congelamientos en el tiempo”, como fue hecho en el caso de la *Green Tuff* (Williams et al., 2014). Sin embargo, debido a la magnitud de la erupción asociada a la ignimbrita

Huichapan y a la carencia de datos que permitan describir cualitativamente la presencia de depocronas (*sensu* Branney y Kokelar., 2002), sólo se presentan 3 “congelamientos en el tiempo”, que son esquemáticos.

En la figura 7.2. Fase 1 de la erupción, “*boiling over*”. Las corrientes fueron expulsadas de forma normal al anillo de caldera, el aporte fue continuo, produciendo corrientes que no sufrieron una importante mezcla con la atmosfera. El continuo aporte de material y baja altura de la fuente propicio la formación de ignimbritas homogéneas y relativamente calientes incluso en las facies distales, siendo esto evidencia de provenir de una erupción estable y sostenida. En B – B´ se ve como las corrientes se emplazan desde la caldera sobre los bajos topográficos, cerca del sitio 22.

Figura 7.3. El mecanismo sigue siendo similar, quizás la altura de la fuente aumentó un poco. Las corrientes se siguen dispersando de forma continua hacia el oeste. En la figura 7.3 se muestra en negro los depósitos formados durante la fase 1. En la sección B-B´ la topografía ya estaba muy nivelada debido al alto grado de sedimentación en este punto, sin embargo, las corrientes no pudieron seguirse desplazando hacia el NW debido a las barreras topográficas de este sitio (volcanes del Mioceno y domos riolíticos “Los Caballos”). En vez de esto tuvieron que desviarse hacia el norte, formando el lóbulo norte de la ignimbrita.

Figura 7.4. En la última fase de la erupción, se desarrolla una fuente piroclástica relativamente alta, que dio lugar a la ignimbrita Huichapan superior (la cual al no ser soldada ha sido propensa a la erosión). Esta se dispersó tanto al oeste como al norte. No se sabe a qué distancias pudieron haber llegado las corrientes de esta fase debido a que mucha evidencia esta erosionada, aunque es probable que hayan alcanzado una mayor distancia que la inferida en la figura 7.4.

Figura 7.5. Arquitectura final de la ignimbrita. Los depósitos de la fase 1 se muestran en negro, los de la fase 2 en rojo y los de la fase 3 en azul. Por lo discutido en la descripción de la figura 7.3, los depósitos del norte son mucho más delgados (ver cambios abruptos en figuras 7.6 y 7.7) y también la extensiva distribución de las facies intensamente soldadas y desvitrificadas desaparece de forma abrupta en el norte, a pesar de estar cerca de la caldera.

El caso de estudio de la ignimbrita Huichapan sugiere que grandes barreras topográficas al frente de la caldera no necesariamente empezarán a desviar las corrientes de

forma inmediata, sino que la modificación de la topografía, lo cual es inducido por el incremento en el espesor de los depósitos durante la erupción, determinara cuando ocurre la desviación. Este tipo de consideraciones se deben de tener en cuenta en la mitigación de riesgos volcánicos (eg., Brown y Branney, 2013), siendo el caso de la ignimbrita Huichapan un ejemplo a gran escala.

VII.3.3. Comparación con otras ignimbritas.

Una ignimbrita muy diferente a la Huichapan es la ignimbrita Donguinyó, la cual está dividida en muchos bloques horizontales separados por fracturas relativamente continuas y también por nivel de soldamiento, los cuales representan porciones diferentes de una unidad de enfriamiento compuesta (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009). Es muy posible que esto sea el efecto de una erupción que involucró muchos pulsos de corrientes piroclásticas. La ignimbrita Huichapan también se interpreta como una unidad de enfriamiento compuesta, pero a pesar del tamaño de este último depósito, sólo se distinguen 2 unidades de enfriamiento (ignimbrita Huichapan superior vs zonas 1, 2 y 3), mientras que la ignimbrita Donguinyó, que es más pequeña que la Huichapan, tiene hasta 12 unidades de enfriamiento (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009).

Se interpreta que la ignimbrita Huichapan es producto de una erupción largamente sostenida, con continuos aportes de material, con nula evidencia de quiebres en la actividad eruptiva (tal vez la excepción sea la transición entre la ignimbrita Huichapan inferior y la superior), si existieron quiebres en la sedimentación de las corrientes, seguramente fueron muy poco significativos, a tal grado de no dejar evidencia en los depósitos. La sección 29 (Tecoautla, figura 6.33) es la única en la que es factible interpretar unidades de flujo, que pudieron sedimentarse en un lapso corto de tiempo y cuya formación se infiere esta relacionada a modificaciones locales de la dinámica de la sedimentación del sistema de corrientes piroclásticas por efecto de la paleotopografía.

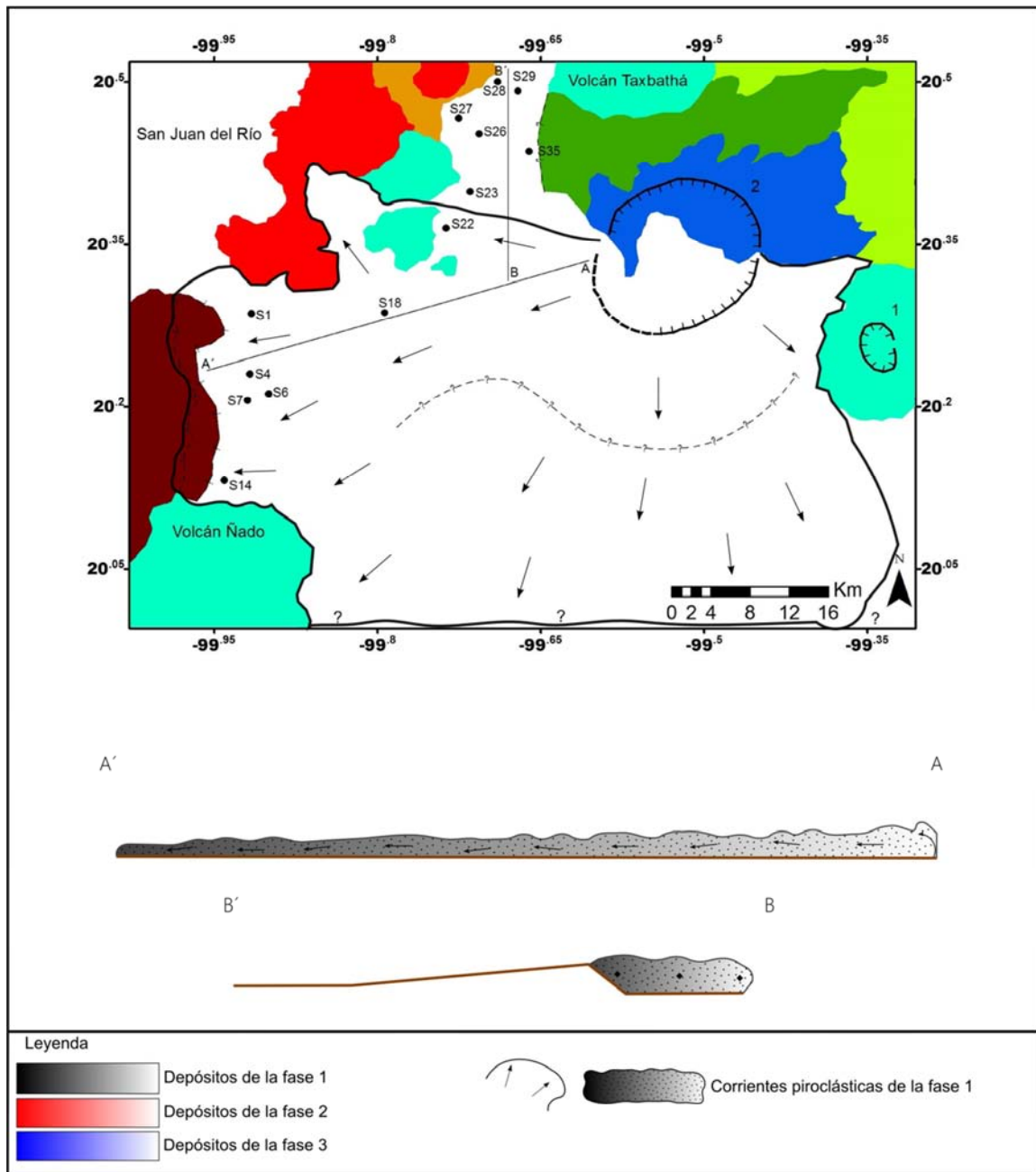


Figura 7.2. Fase 1, inicio de la erupción y formación de las primeras corrientes tipo “boiling over”, las cuales eran las de menor altura de la fuente piroclástica y promovieron la formación de depósitos calientes por una extensa área.

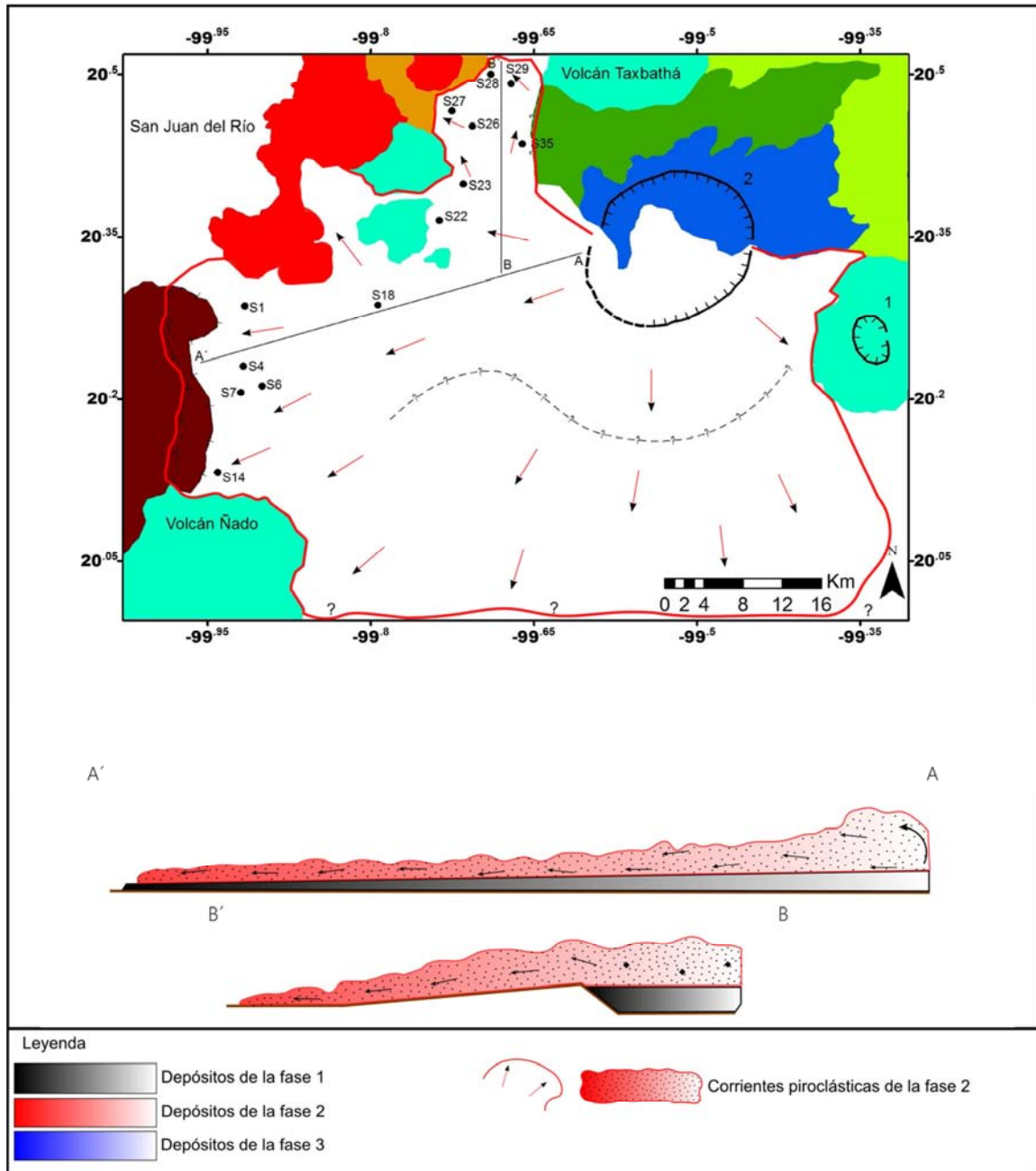


Figura 7.3. Fase 2, corrientes tipo “boiling over” en transición hacia la fase 3. Los depósitos de la fase 2 cubren totalmente a los de la fase 1 y también cubren la zona norte, donde los depósitos de la fase 1 no se formaron.

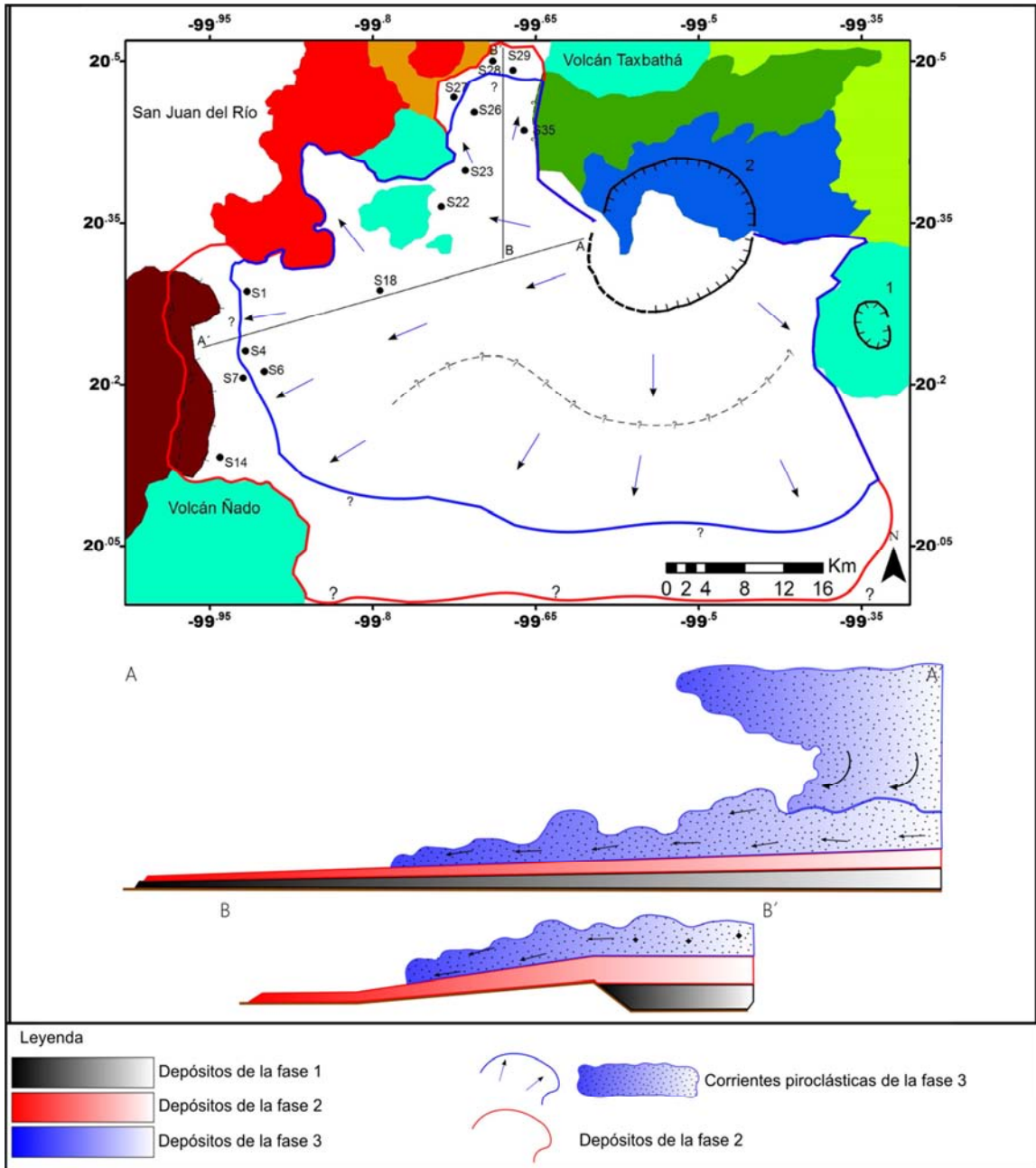


Figura 7.4. Fase 3, fuente piroclástica de altura relativamente alta y formación de la ignimbrita Huichapan superior. No se sabe si los depósitos de esta fase cubrieron los límites distales de los depósitos de las fases previas. No es posible verificar si en el transecto B-B' la pendiente del terreno era alta, sin embargo la complejidad en los mecanismos de sedimentación y cambios continuos en la fábrica direccional encontrados en el plateau del norte de la ignimbrita Huichapan podrían muy probablemente asociarse al hecho de que la ignimbrita se emplazó sobre una paleotopografía compleja, aunque la cobertura de la ignimbrita Huichapan no permite actualmente verificar cómo era exactamente la paleotopografía.

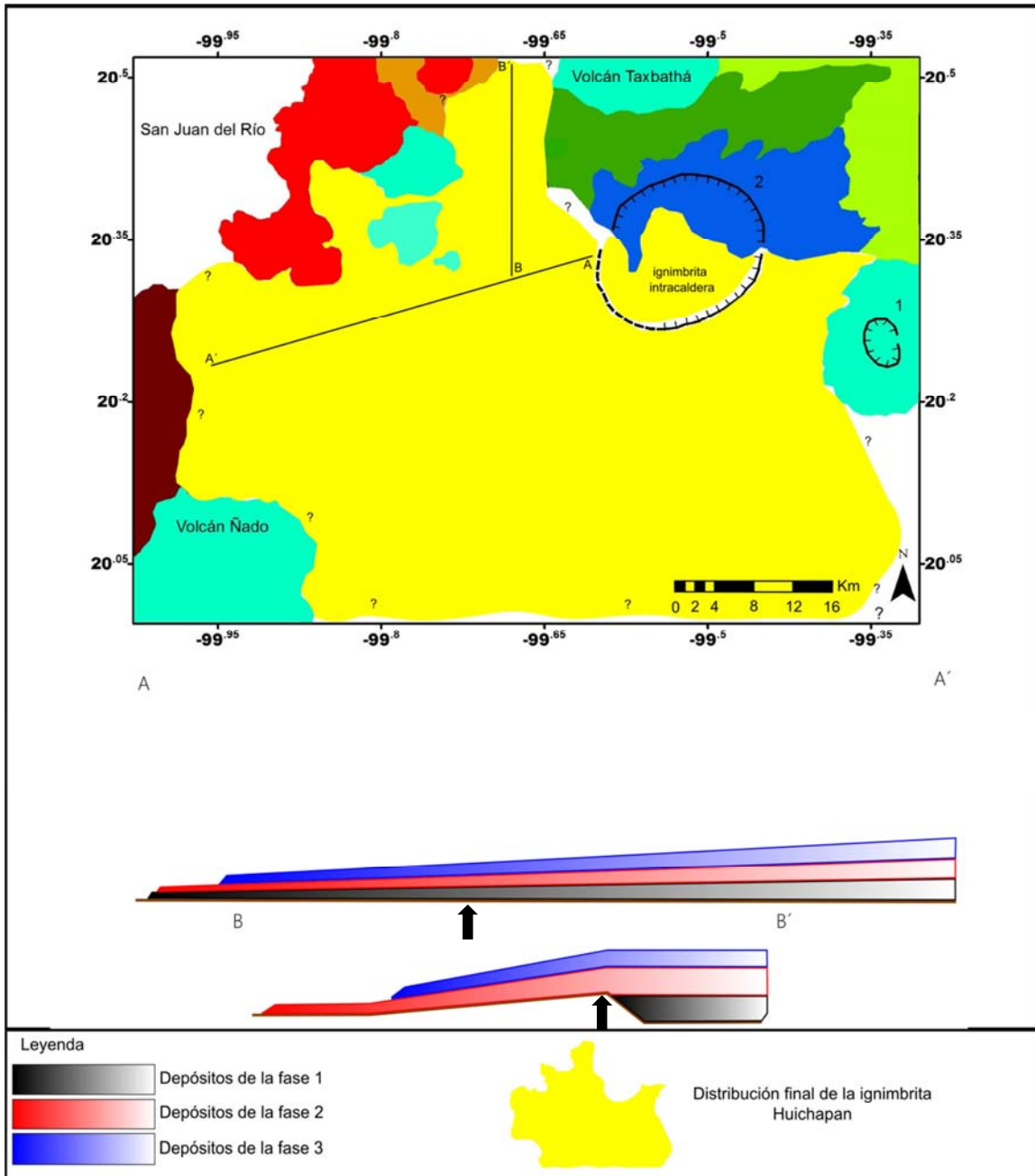


Figura 7.5. Arquitectura final de la ignimbrita Huichapan. La porción azul es la ignimbrita Huichapan superior. Las porciones negra y roja son la ignimbrita Huichapan inferior. A la derecha de la flecha negra, la ignimbrita Huichapan inferior está compuesta por las zonas 1, 2 y 3. A la izquierda de la flecha negra las condiciones termodinámicas no permitieron que las zonas 1, 2 y 3 se formaran. Esas zonas es donde se encuentra la ignimbrita Huichapan inferior. Los espesores relativos y escala de los depósitos con respecto a la distancia horizontal son esquemáticos.

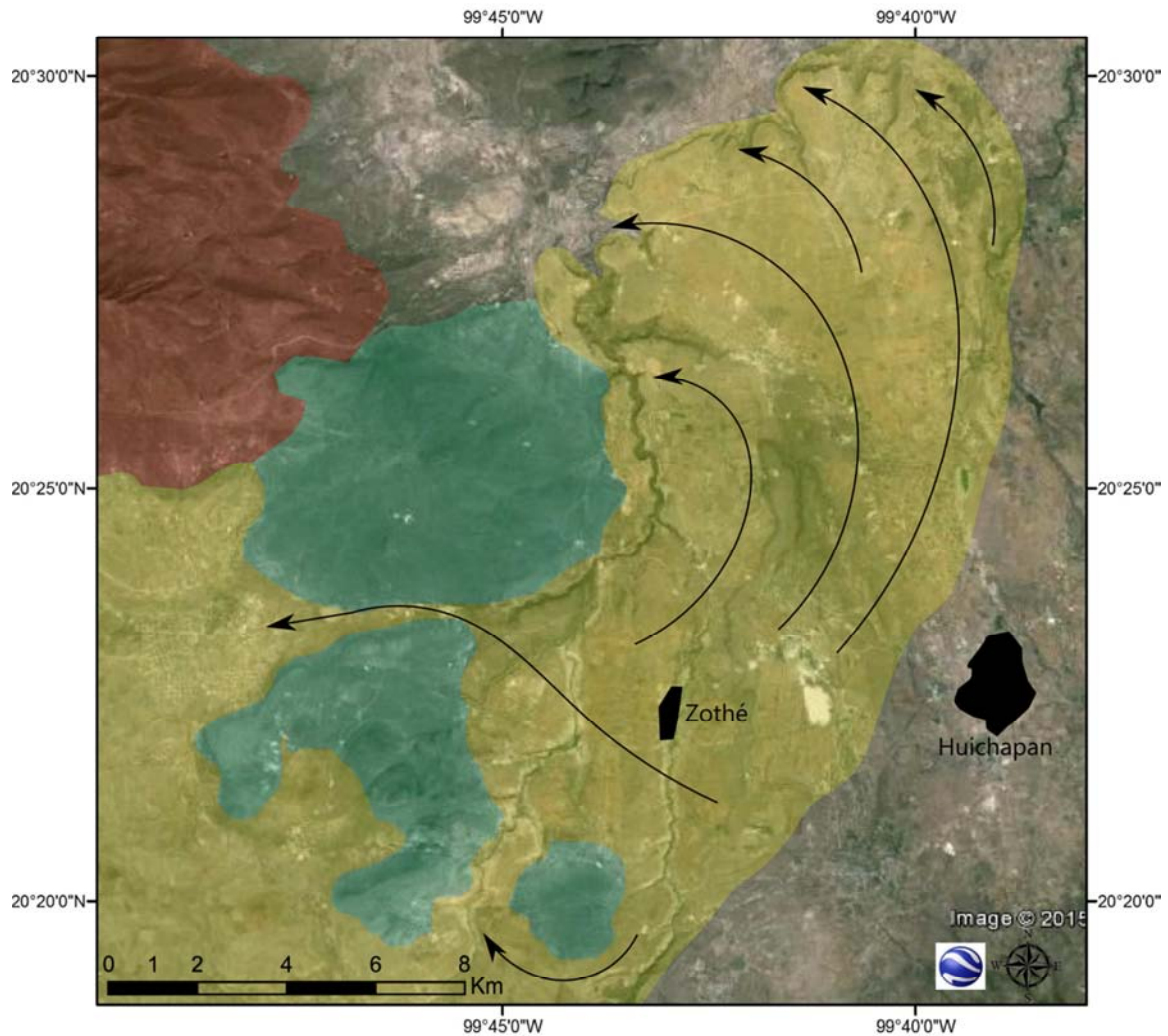


Figura 7.6. Misma leyenda del mapa geológico. Nótese como al sur las lavas del Mioceno fueron casi completamente rellenadas por la ignimbrita. Si las corrientes piroclásticas lograban rodear a estos depósitos se tendrían que enfrentar a la sierra “Los Caballos” (rojo). Eventualmente las corrientes inundaron el norte. Se cree que el hecho de que la mecánica de emplazamiento en el norte fue mucho más compleja que en el oeste es efecto de esta inundación.

La ignimbrita Poris en Tenerife se ha interpretado como el producto de una erupción que involucro corrientes sostenidas por periodos importantes de tiempo, no una serie de pulsos pequeños, aunque con claras evidencias de interrupciones prolongadas en la actividad eruptiva (ver Brown y Branney, 2004a, b, 2013; Smith y Kokelar, 2013). La ignimbrita Poris es más parecida a la ignimbrita Huichapan con respecto a la ignimbrita Donguinyó.

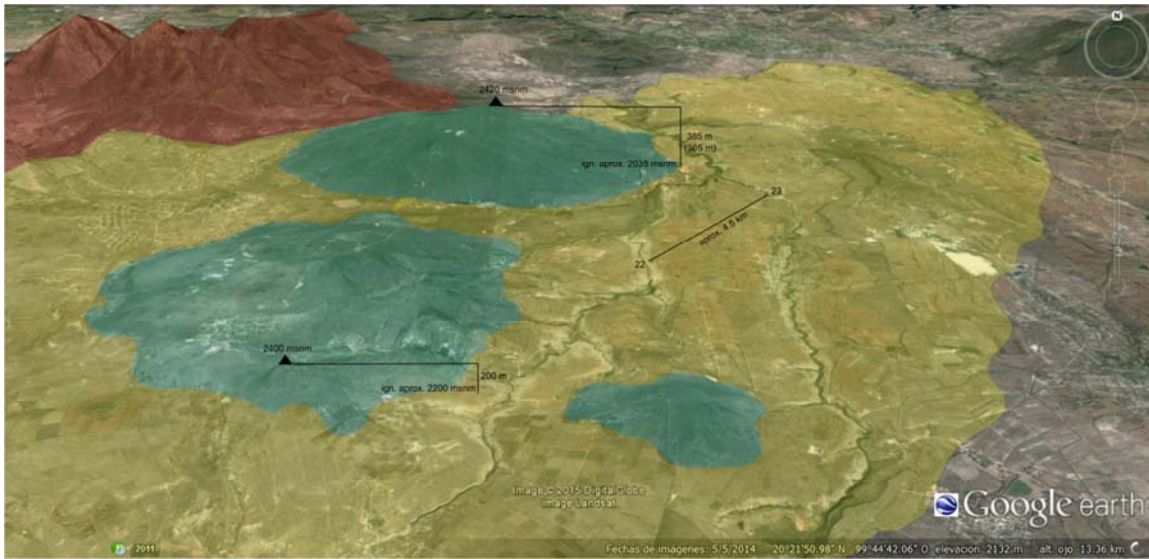


Figura 7.7. Vista aérea virtual de Google Earth. Se señala la distancia entre la sección 22 y 23, que marca la desaparición de las zonas 1, 2 y 3 de la ignimbrita Huichapan. Los volcanes del Mioceno al sur tienen una máxima altura de 2400 msnm, la ignimbrita aflora 200 metros abajo. Los del norte tienen la cima a 2420 msnm, la ignimbrita aflora 385 metros abajo. Es posible que esto se deba a que al sur la ignimbrita es mucho más gruesa, efecto de la paleotopografía y de que las corrientes piroclásticas entraron tarde en la erupción hacia el norte.

La ignimbrita de Cerro Galán es muy parecida a la ignimbrita Huichapan. En la mayoría de la extensión de la ignimbrita de Cerro Galán, esta es monótona, con afloramientos masivos y homogéneos (Folkes et al., 2011; Cas et al., 2011). Se interpreta que la ignimbrita de Cerro Galán fue formada por una erupción largamente sostenida, donde la movilidad de las corrientes fue propiciada, en gran medida, por la alta tasa de erupción en la fuente (Cas et al., 2011). Esta interpretación es similar a la que se propone en la ignimbrita Huichapan. En la ignimbrita de Cerro Galán, un sitio en particular en las facies distales (*downcurrent*), se encuentra dividido en una serie de cuerpos de ignimbritas y no una sola ignimbrita monótona (Cas et al., 2011). Esto es similar a lo que ocurre en el sitio 29 de la ignimbrita Huichapan (Tecozautla, ver figura 6.33), donde se propone que este efecto es producto de la modificación del sistema de corrientes piroclásticas por la paleotopografía y no procesos derivados de la fuente. La interpretación de Cas et al. (2011) también involucra modificación del sistema de corrientes piroclásticas por condiciones paleotopográficas locales.

En la ignimbrita de Cerro Galán hay afloramientos con lentes y capas ricas en pómez de bloques o lapilli grueso, que son interpretados por Folkes et al. (2011) como los límites distales de unidades de flujo que podrían representar quiebres en la sedimentación del rango de horas o días. En la ignimbrita Huichapan, los lentes de pómez de bloques en el sitio 18 (figura 6.11) se interpretan como inhibición de los procesos de segregación debido a la alta tasa de sedimentación en este punto, lo cual involucra una erupción continua sin quiebres. Las capas ricas en pómez en la ignimbrita Huichapan (sitios 28 y 35, pmLT, pmBr, ver figura 6.45) se interpretan como inhibición de la segregación de pómez hacia zonas distales (*downcurrent*) debido al emplazamiento de corrientes de incremento (*waxing currents*). Este proceso ocurrió durante una erupción largamente sostenida sin quiebres importantes. Las capas ricas en pómez de los sitios 28 y 35 están distanciadas por varios kilómetros, probablemente se formaron en diferentes tiempos, que pueden ser modelados mediante “congelamientos en el tiempo” (“*time slices*”). Estos “congelamientos en el tiempo” se asocian a un determinado momento de la erupción con una determinada distribución espacial de las corrientes piroclásticas (eg., Williams et al., 2014). Los “congelamientos en el tiempo” sólo fueron presentados de forma esquemática en la figuras 7.2-7.4, aun se requiere mucho detalle para entender mejor la formación en el tiempo y espacio de la ignimbrita Huichapan, especialmente en las facies del norte.

VII.4. Origen de las facies soldadas y desvitrificadas en la ignimbrita Huichapan.

Se interpreta que la formación de facies soldadas a 47 km de la fuente se debe al emplazamiento de corrientes piroclásticas considerablemente calientes debido a un proceso de formación tipo “*boiling over*” (eg., Freundt, 1999), que a su vez promueve poca ingesta de aire durante el transporte (eg., Sulpizio et al., 2014). La intensidad de soldamiento en la ignimbrita Huichapan muestra diferencias a escala regional, por lo cual es poco probable que esas diferencias se deban sólo a procesos locales. Los cambios en mecanismos formadores de corrientes piroclásticas de densidad (eg., de “*boiling over*” hacia fuentes piroclásticas de mayor altura) fueron importantes en la distribución de las facies soldadas de la ignimbrita, especialmente en la transición de las zonas 1, 2 y 3 (“*boiling over*”) hacia la ignimbrita Huichapan superior (fuente piroclástica relativamente alta).

Los cambios laterales en nivel de soldamiento e intensidad de la desvitrificación fueron la razón por la cual las facies de la ignimbrita Huichapan debajo de la zona superior no soldada (ignimbrita Huichapan superior) fueron divididas en ignimbrita Huichapan inferior y las zonas 1, 2 y 3. Las zonas 1, 2 y 3 es donde el soldamiento intenso y la desvitrificación extensiva abundan. El cambio lateral de las zonas 1, 2 y 3 en la ignimbrita Huichapan hacia el oeste es controlado por la distancia a la fuente. Las corrientes piroclásticas de muy alta temperatura se distribuyeron de forma extensiva hacia el oeste, aunque hubo un determinado punto a la lateral en el cual las condiciones termodinámicas no fueron las idóneas para formar las zonas 1, 2 y 3. Lateralmente hacia las facies distales, las corrientes se emplazaron todavía a altas temperaturas, pero posiblemente más baja que en las zonas más cercanas a la fuente. A su vez los depósitos eran cada vez más delgados y más cercanos a los márgenes estructurales del depósito, lo cual no es idóneo para la preservación de calor (eg., Smith, 1960).

Al oeste las zonas 1, 2 y 3 de la ignimbrita Huichapan afloran a 40 km de la fuente, en el sitio 4 se forman juntas de enfriamiento y facies eutaxíticas cerca de la base del depósito (vitrófiro a 3.5 metros de la base, ver figura 5.1). En el caso de la ignimbrita Ora, la formación de facies intensamente soldadas desde la base y carencia de un depósito de caída debajo de la ignimbrita ha sido atribuida a una erupción que inicio directamente con corrientes de tipo “*boiling over*” de muy baja altura, sin una columna pliniana precursora (Willcock et al., 2013; Willcock y Cas, 2014). Es posible que las características del sitio 4 sean el efecto de un proceso similar al descrito por Willcock et al. (2013) y Willcock y Cas (2014). Es notable que en el caso de estudio de estos autores la evidencia de soldamiento intenso cerca de la base es en una secuencia intracaldera, mientras que el sitio 4 de la ignimbrita Huichapan es una secuencia extracaldera, a más de 40 km de la fuente y donde los depósitos difícilmente fueron más gruesos que 50 metros.

Corrientes tipo “*boiling over*” han sido atribuidas a la formación de la ignimbrita de Cerro Galán, debido a que la ignimbrita muestra evidencia de emplazamiento a alta temperatura (Cas et al., 2011). La evidencia incluye una moderada intensidad de soldamiento y estudios paleomagnéticos (Cas et al., 2011; Lesti et al., 2011). Sin embargo, la ignimbrita de Cerro Galán no tiene una extensa distribución de facies soldadas y desvitrificadas (incluyendo texturas esferulíticas y axiolíticas) como la ignimbrita

Huichapan, por lo cual las corrientes de tipo “*boiling over*” asociadas a la ignimbrita Huichapan posiblemente fueron de menor altura y más calientes que las asociadas a la ignimbrita Cerro Galán. Un caso de estudio que involucra corrientes tipo “*boiling over*” de muy baja altura y extremadamente calientes son las ignimbritas de alto grado tipo “*Snake-River*” de Yellowstone (Branney et al., 2008). Todas las ignimbritas discutidas anteriormente son de composición riolítica calco-alkalina, aunque una mejor comparación de los niveles de intensidad de soldamiento requiere de datos de temperaturas magmáticas obtenidas mediante geotermometría. Dichos datos no existen para la ignimbrita Huichapan.

En las facies del norte las variaciones en intensidad de soldamiento e intensidad de desvitrificación no están controladas por la distancia a la fuente. Las zonas 1, 2 y 3 desaparecen a solo 19 km de la fuente. Se interpreta que las primeras corrientes piroclásticas formadas por “*boiling over*” (que posiblemente eran las más calientes) no se emplazaron en el norte. Posiblemente hubo una transición entre las fuentes de menor altura y las de mayor altura durante la formación de la ignimbrita Huichapan (figura 7.2 - 7.4), como sugieren los cambios transicionales en variables como tamaño de grano y soldamiento entre la ignimbrita Huichapan inferior y superior entre los sitios 14, 12 y 6. Las corrientes de tipo “*boiling over*” que entraron al norte posiblemente estaban en transición hacia las corrientes de mayor altura, por lo tanto eran más frías que las del inicio de la erupción. El resultado fue que los depósitos del norte eran más fríos y más delgados que en el oeste, por lo cual las zonas 1, 2 y 3 no se formaron en el norte. Esto también se debe a que el “*plateau*” del norte la ignimbrita Huichapan era más pequeño en extensión lateral que el “*plateau*” del oeste, por lo cual el enfriamiento post-depósito fue más significativo en el norte.

En conclusión, la historia eruptiva de la caldera y los cambios en el tiempo en la distribución espacial de las corrientes piroclásticas fueron procesos muy importantes en el control de la distribución de las facies intensamente soldadas y con alto grado de desvitrificación.

VII.5. Implicaciones para la sedimentología de ignimbritas y en la dinámica de calderas.

Sulpizio et al. (2014) mencionan que las ignimbritas de gran volumen pueden ser bien explicadas por corrientes piroclásticas derivadas de una fuente de baja altura, que son expulsadas de forma continua a través de la caldera. En este caso la máxima distancia a la que avanzan las corrientes es controlada principalmente por la tasa de erupción. Se considera que las variaciones laterales en soldamiento y desvitrificación descritas en la ignimbrita Huichapan son una evidencia importante para demostrar que efectivamente las corrientes piroclásticas formadas por corrientes de baja altura tipo “*boiling over*” se generaron durante la erupción de la caldera de Huichapan.

La amplia distribución de tubos de desgasificación en la ignimbrita Huichapan superior es efecto de escape de gas en los depósitos, que durante agradación progresiva de corrientes altamente sostenidas puede promover la fluidización de las corrientes que se desplazan arriba de los depósitos recién formados, favoreciendo aún más la extensa distribución de las corrientes piroclásticas (eg., Branney y Kokelar, 2002). Las corrientes que fluyeron hacia el norte formaron depósitos con arquitectura compleja, a diferencia de la arquitectura monótona de las facies del oeste. Se interpreta que esto se deriva a partir de la modificación de la dinámica del sistema de corrientes piroclásticas en la zona norte debido a efectos paleotopográficos. La arquitectura del sitio 18 (figura 6.11) muestra intercalaciones en procesos de la FBZ, incluyendo casos extremos entre escape de fluido y tracción. Debido a esto, modelos que infieren reología tipo Bingham (eg., Bataglia, 1993; Valentine y Fisher, 1986) no serían adecuados para modelar este tipo de arquitectura, ya que esos modelos implican sedimentación mediante un sólo evento a partir de corrientes piroclásticas que tienen características reológicas similares en todo su volumen.

El caso de estudio de la ignimbrita Huichapan, combinado con modelado numérico y analógico aportarían información para comprender mejor la mecánica de las corrientes piroclásticas de densidad de erupciones de calderas de magnitud VEI 7 o mayor, especialmente aquellas en las que $\geq 100 \text{ km}^3$ de ignimbrita extracaldera son formadas. Ejemplos de este tipo de erupciones han ocurrido en los últimos 100000 años (eg., Ignimbrita Ito, Aramaki, 1984; ignimbrita Campaniana, Fisher et al., 1993; Orsi et al., 1996; ignimbrita Toba, Chesner et al., 1991).

VIII. CONCLUSIONES

- Los modelos de facies no son útiles para el estudio de la ignimbrita Huichapan cuando los objetivos están enfocados a la sedimentología y vulcanología física, por las razones enunciadas a continuación.
- Se propone que la ignimbrita Huichapan fue formada por agradación progresiva de corrientes piroclásticas de densidad concentradas y sostenidas. Diversos procesos de sedimentación han sido identificados en diferentes puntos de estudio, lo cual indica que la formación de la ignimbrita Huichapan se caracterizó por falta de uniformidad en procesos de la zona límite del flujo.
- El depósito de la ignimbrita Huichapan en la porción oeste fue semi-estable y ocurrió en una zona límite del flujo dominada entre el escape de fluido y el flujo granular. Esto fue posiblemente el efecto del emplazamiento de corrientes del tipo “*boiling over*” que aparentemente no sufrieron importantes modificaciones por la topografía desde la caldera hasta las facies distales del oeste.
- El depósito de la ignimbrita Huichapan por las corrientes tipo “*boiling over*” promovió la formación de extensas zonas con alteración de fase de vapor de alta temperatura y facies intensamente soldadas hasta más de 40 km al oeste de la caldera. Se infiere que esas corrientes entraron tarde en la erupción a la zona norte, donde a sólo 19 km de la caldera las facies con evidencia de emplazamiento a alta temperatura desaparecen. La distribución de facies intensamente soldadas y desvitrificadas probablemente fue controlada en gran medida por condiciones de emisión en la caldera (cambio de fuente de baja altura a fuente relativamente alta) y por el cambio en el tiempo en la distribución espacial de las corrientes.
- Los procesos de sedimentación en el norte fueron mucho más complejos que en el oeste. Esto podría deberse a los efectos de la paleotopografía en la dinámica de la sedimentación.
- Los aparentes efectos de la paleotopografía en desviar las corrientes piroclásticas aparecieron después de haberse acumulado un cierto porcentaje del depósito cerca de las unidades preexistentes aproximadamente a 23 km al oeste de la fuente. Esta desviación se puede relacionar a la modificación de la paleotopografía que existió

debido al incremento del grosor de los depósitos durante la erupción. Este proceso fue controlado por la tasa de sedimentación durante agradación progresiva.

- Se infiere que durante la erupción hubo un cambio gradual en el mecanismo formador de corrientes piroclásticas, de “*boling over*” a una corriente de mayor altura, la cual formó depósitos no soldados, progradacionales y que muestran un incremento en la competencia de las corrientes.

Referencias citadas

Aguirre-Díaz, G.J., 1996. Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, Central Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 13, p.10-51.

Aguirre-Díaz, G.J., 1998. Foreword to the special issue on the tectonic and magmatic evolution of Mexico during the Cenozoic. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 15, p. 3-4.

Aguirre-Díaz, G.J., 2008. Field trip to calderas of the central sector of the Mexican Volcanic Belt: The Calderas of Amazcala, Amealco, Huichapan and Los Azufres. II Collapse Calderas Workshop field trip, 63 p.

Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., 2003. Fissure ignimbrites: fissure source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology* 31, p.773-776.

Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-Gonzalez, M., Nieto-Obregón, J., Gutiérrez-Palomares, I., 2008. The ignimbrite flare-Up and Graben Calderas of the Sierra Madre Occidental, Mexico. In Marti, J., Gottsmann, J., eds. *Caldera Volcanism, Analysis, Modelling and Response*. Developments in Volcanology, Elsevier, Amsterdam, p. 143-180.

Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 2001. The Amazcala caldera, Querétaro, Mexico. *Geology and geochronology. Journal of Volcanology and Geothermal Research* 111, p.203-218.

Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 2009. Geologic evolution of the Donguinyó-Huichapan caldera complex, central Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179, p.133-148.

Aguirre-Díaz, G.J., McDowell, F.W., 1999. Volcanic evolution of the Amealco caldera, central Mexico. *Geological Society of America Special Paper* 334, p.1-14.

Andrews, G.D.M., Branney, M.J., 2011. Emplacement and rheomorphic deformation of a large, lava-like rhyolitic ignimbrite: Grey's Landing, Southern Idaho. *Geological Society of America Bulletin*. Doi 10.1130/B30167.1.

Aramaki, S., 1984. Formation of the Aira caldera, southern Kyushu, ~22,000 years ago. *Journal of Geophysical Research* 89, p. 8485-8501.

Barker, D.S., Nixon, P.H., 1983. Carbonatite lava and welded air fall tuff, Fort Portal field, Western Uganda. *EOS, Transactions of the American Geophysical Union* 64, p.896.

Battaglia, M., 1993. On pyroclastic flow emplacement. *Journal of Geophysical Research* 98, p.22269-22272.

Best, M.G., Christiansen, E.H., 1997. Origin of broken phenocrysts in ash-flow tuffs. *Geological Society of America Bulletin* 109, p.63-73.

Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some Flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam. 168 p.

Boyce, J.A., Gertisser, R., 2010. Variations in welding characteristics within the Plinian air-fall deposit of the Middle Pumice eruption, Santorini, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 221-222, p.71-82.

Branney, M.J., Barry, T.L., Godchaux, M., 2004. Sheathfolds in rheomorphic ignimbrites. *Bulletin of Volcanology* 66, p.485-491.

Branney, M.J., Bonnicksen, B., Andrews, G.D.M., Ellis, B., Ellis, B., Barry, T.L., McCurry, M., 2008. "Snake River (SR)-type" volcanism at the Yellowstone hotspot track: distinctive products from unusual, high-temperature silicic super-eruptions. *Bulletin of Volcanology* 70, p.293-314.

Branney, M.J., Kokelar, P., 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: Progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology* 54, p.504-520.

Branney, M.J., Kokelar, P., 1994. Reply to Wolff and Turbeville's comment on "a reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and particulate to non-particulate flow transitions during emplacement of high-grade ignimbrite". *Bulletin of Volcanology* 56, p. 138-143.

Branney, M.J., Kokelar, P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society Memoir*, 27, The Geological Society of London, 143 p.

Branney, M.J., Kokelar, P., 1997. Giant bed from a sustained catastrophic density current flowing over topography: Acatlán ignimbrite, Mexico. *Geology* 25, p.115-118.

Branney, M.J., Kokelar, B.P., McConell, B.J., 1992. The Bad Step Tuff: A lava-like rheomorphic ignimbrite in a calkalkaline piecemeal caldera, English Lake District. *Bulletin of Volcanology* 54, p.187-199.

Branney, M.J., Sparks, R.S.J., 1990. Fiamme formed by diagenesis and burial-compaction in soils and subaqueous sediments. *Journal of the Geological Society of London* 147, p.919-922.

Brown, R.J., Buse, B., Sparks, R.S.J., Field, M., 2008. On the welding of pyroclast from very low-viscosity magmas: Examples from Kimberlite volcanoes. *The Journal of Geology* 116, p.354-374.

Brown, R.J., Branney, M.J., 2004a. Event stratigraphy of a caldera-forming ignimbrite eruption on Tenerife: the 273 ka Poris Formation. *Bulletin of Volcanology* 66, p.392-416.

Brown, R.J., Branney, M.J., 2004b. Bypassing and diachronous deposition from density currents: Evidence from a giant regressive bed form in the Poris ignimbrite, Tenerife, Canary Islands. *Geology* 32, p.445-448.

Brown, R.J., Branney, M.J., 2013. Internal flow variations and diachronous sedimentation within extensive, sustained, density-stratified pyroclastic density currents flowing down gentle slopes, as revealed by the internal architectures of ignimbrites on Tenerife. *Bulletin of Volcanology* 75, doi 10.1007/s004445-013-0727-0.

Brown, R.J., Kokelar, B.P., Branney, M.J., 2007. Widespread transport of pyroclastic density currents from a large silicic tuff ring: the Glaramara tuff, Scafell caldera, English Lake District, UK. *Sedimentology* 54, p.1163-1189.

- Bucher, K., Grapes, R., 2011.** Petrogenesis of metamorphic rocks. 8th edition. Springer, 428 p.
- Budkewitsch, P., Robin, P.Y., 1994.** Modeling the evolution of columnar joints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 59, p.219-239.
- Bull, K.F., McPhie, J., 2007.** Fiamme textures in volcanic successions: Flaming issues of definition and interpretation, *Journal of Volcanology and Geothermal research* 164, p.205-216.
- Bursik, M.I., Woods, A.W., 1996.** The dynamics and thermodynamics of large ash flows. *Bulletin of Volcanology* 58, p.175-193.
- Cas, R.A.F., Wright J.V., 1987.** Volcanic successions: modern and ancient. Allen and Unwin, Boston, 528 p.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1991.** Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. *Bulletin of Volcanology* 53, p.357-380.
- Cas, R.A.F., Wright, H.M.N., Folkes, C.B., Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G., Viramonte, J.G., 2011.** The flow dynamics of an extremely large volume pyroclastic flow, the 2.08-Ma Cerro Galán Ignimbrite, NW Argentina, and comparison with other flow types. *Bulletin of Volcanology* 73, p.1583-1609.
- Capaccioni, B., Sarocchi, D., 1996.** Computer-assisted image analysis on clast shape fabric from the Orvieto-Bagnoriago ignimbrite (Vulsini District, central Italy): implications on the emplacement mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 70, p.75-90.
- Capaccioni, B., Valentini, L., Rocchi, M.B.L., Nappi, G., Sarocchi, D., 1997.** Image analysis and circular statistics for shape-fabric analysis: applications to lithified ignimbrites. *Bulletin of Volcanology* 58, p.501-514.
- Capaccioni, B., Nappi, G., Valentini, L., 2001.** Directional fabric measurements: An investigative approach to transport and depositional mechanism in pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 107, p.275-292.
- Carrasco-Núñez, G., Branney, M.J., 2005.** Progressive assembly of a massive layer of ignimbrite with a normal-to-reverse compositional zoning: the Zaragoza ignimbrite of Central Mexico. *Bulletin of Volcanology* 68, p. 3-20.
- Carey, R.J., Houghton, B.F., Thordarson, T., 2008a.** Contrasting styles of welding observed in the proximal Askja 1875 eruption deposits I: Regional welding. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 171, p.1-19.
- Carey, R.J., Houghton, B.F., Thodarson, T., 2008b.** Contrasting styles of welding observed in the proximal Askja 1875 eruption deposits II: Local welding. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 171, p.20-44.
- Carey, S.N., 1991.** Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges. *SEMP Special Publication* 45, p. 39-57.

Carter, R.M., 1975. A discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain flow, slurry-flow, and fluxoturbidities. *Earth-Science Reviews* 11, p.145-177.

Cashman, K.V., Sparks, R.S.J., 2013. How volcanoes work: A 25 year perspective. *Geological Society of America Bulletin*. Doi:10.1130/B30720.1

Caulfield, J.T., Cronin, S.J., Turner, S.P., Cooper, L.B., 2011. Mafic Plinian volcanism and ignimbrite emplacement at Tofua volcano, Tonga. *Bulletin of Volcanology* 73, p.1259-1277.

Cerca-Martínez, L.M., Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 2000. The geologic evolution of the southern Sierra de Guanajuato, Mexico: A documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review* 42, p. 131-151.

Chapin, C.E., Lowell, G.R., 1979. Primary and secondary flow structures in ash-flow tuffs of the Gribbles Run paleovalley, Central Colorado. *Geological Society of America Special Paper* 180, p.137-154.

Chesner, C.A., Rose, W.I., Deino, A., Westgate, J.A., 1991. Eruptive history of the Earth's largest Quaternary caldera (Toba, Indonesia) clarified. *Geology* 19, p. 200-203.

Costa, F., 2008. Residence times of silicic magmas associated with calderas. In Marti, J., Gottsmann, J., eds. *Caldera Volcanism, Analysis, Modelling and Response*. *Developments in Volcanology*, Elsevier, Amsterdam, p. 1-56.

Dade, B.W., Huppert, H.E., 1996. Emplacement of the Taupo ignimbrite by a dilute turbulent flow. *Nature* 381, p.509-512.

Dartevelle, S., Rose, W.I., Stix, J., Kelfoun, K., Vallance, J.W., 2004. Numerical modeling of geophysical granular flows: 2. Computer simulations of plinian clouds and pyroclastic flows and surges. *Geochemistry Geophysics Geosystems* doi:10.1029/2003GC000637.

Dávila-Harris, P., Carrasco-Núñez, G., 2014. An unusual syn-eruptive bimodal eruption: The Holocene Cuicuiltic Member at Los Humeros caldera, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 271, p.24-42.

Dávila-Harris, P., Ellis, B.S., Branney, M.J., Carrasco-Núñez, G., 2013. Lithostratigraphic analysis and geochemistry of a vitric spatter-bearing ignimbrite: the Quaternary Adeje Formation, Cañadas volcano, Tenerife. *Bulletin of Volcanology*, doi 10.1007/s00445-013-0722-5.

Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Instituto de Geología, UNM, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 2, p.172-187.

DeSilva, S.L., 1989. Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21°30'S to 23°30'S portion of the central Andes of northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 37, p.93-131.

Dingwell, D.B., 1998. Recent experimental progress in the physical description of silicic magma relevant to explosive volcanism. In: Gilbert, J.S., Sparks, R.S.J., (eds) *The physics of explosive volcanic eruptions*. *Geological Society of London Special Publication* no. 145, p.9-26.

Dingwell, D.B., Hess, K.U., Romano, C., 1998. Extremely fluid behavior of hydrous peralkaline rhyolites. *Earth and Planetary Sciences Letters* 158, p.31-38.

Dingwell, D.B., Romano, C., Hess, K.U., 1996. The effect of water on the viscosity of a haplogranitic melt under P-T-X conditions relevant to silicic volcanism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 124, p.19-28.

Dingwell, D.B., Webb, S.L., 1989. Structural relaxation in silicate melts and non-newtonian melt rheology in geologic processes. *Physics and Chemistry of Minerals* 16, p.508-516.

Doronzo, D.M., 2012. Two new end members of pyroclastic density currents: forced convection-dominated and inertia-dominated. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 219-220, p. 87-91.

Druitt, T.H., 1998. Pyroclastic density currents. In: Gilbert, J.S., Sparks, R.S.J., (eds) *The physics of explosive volcanic eruptions*. Geological Society of London Special Publication no. 145, p.145-182.

Dufek, J., Manga, M., Patel, A., 2012. Granular disruption during explosive volcanic eruptions. *Nature Geoscience* 5, p.561-564.

Elston, W.E., Smith, E.I., 1970. Determination of flow direction of rhyolitic ash-flow tuffs from fluidal textures. *Geological Society of America Bulletin* 81, p.3393-3406.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T. Manea, V., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522-523, p.122-149.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999. Space-time pattern of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* 27, p. 303-306.

Fisher, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin* 72, p.1409-1414.

Fisher, R.V., 1966. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *American Journal of Science* 264, p.350-363.

Fisher, R.V., Orsi, G., Ort, M., Heiken, G., 1993. Mobility of a large-volume pyroclastic flow – emplacement of the Campanian ignimbrite, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 56, p. 205-220.

Fisher, R.V., Schmincke, H-U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer, Berlin, 472 p.

Folkes, C.B., Wright, H.M., Cas, R.A.F., de Silva, S.L., Lesti, C., Viramonte, J.G., 2011. A reappraisal of the stratigraphy and volcanology of the Cerro Galán volcanic system, NW Argentina. *Bulletin of Volcanology* 73, p. 1427-1454.

Freundt, A., 1998. The formation of high-grade ignimbrites, part I: Experiments on high – and low-concentration transport systems containing sticky particles. *Bulletin of Volcanology* 59, p.414-435.

Freundt, A., 1999. The formation of high-grade ignimbrites, part II: A pyroclastic suspension current model with implications also for low-grade ignimbrites. *Bulletin of Volcanology* 60, p.545-576.

Freundt, A., Bursik, M.I., 1998. Pyroclastic flow transport mechanism. In: Freundt, A., Rosi, M. (Eds.), *From Magma to Tephra: Modeling Physical Processes of Explosive Volcanism. Developments in Volcanology*, 4. Elsevier, p.151-222.

Freundt, A., Schmincke, H.U., 1993. Eruption and emplacement of a basaltic welded ignimbrite during caldera formation on Gran Canaria. *Bulletin of Volcanology* 56, p.640-659.

Freundt, A., Wilson, C.J.N., Carey, S.N., 2000. Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. In Sigurdsson, H., ed. *Encyclopedia of Volcanoes: San Diego, California, Academic Press*, p.581-599.

Friedman, I., Long, W., 1984. Volcanic glasses, their origins and alteration processes. *Journal of Non-Crystalline Solids* 67, p.127-133.

Friedman, I., Long, W., Smith, R.L., 1963. Viscosity and water content of rhyolite glass. *Journal of Geophysical Research* 68, p.6523-6535.

Furbish, D.J., 1997. Fluid physics in Geology. An introduction to fluid motions on earth's surface and within its crust. Oxford University Press, 476 p.

Giachetti, T., Gonnermann, H.M., 2013. Water in volcanic pyroclast: Rehydration or incomplete degassing. *Earth and Planetary Science Letters*. [Ttp//dx.doi.org/10.1016/j.epsl.?](http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.)

Gifkins, C.C., Allen, R.L., McPhie, J., 2005. Apparent welding textures in altered pumice-rich rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142, p.29-47.

Giordano, D., Mangiacapra, A., Potuzak, M., Rusell, J.K., Romano, C., Dingwell, D.B., Di Muro, A., 2006. An expanded non-Arrhenian model for silicate melt viscosity: A treatment for metaluminous, peraluminous and peralkaline liquids. *Chemical Geology* 229, p.42-56.

Giordano, D., Nichols, A.R.L., Dingwell, D.B., 2005. Glass transition temperatures of natural hydrous melts: a relationship with shear viscosity and implications for the welding process. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142, p.105-118.

Giordano, D., Romano, C., Dingwell, D.B., Poe, B., Behrens, H., 2004. The combined effects of water and fluorine on the viscosity of silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, p.5159-5168.

Giordano, D., Rusell, J.K., Dingwell, D.B., 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters* 271, p.123-134.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2007. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Special Paper* 422, p.129-181.

Gonnermann, H.M., Manga, M., 2003. Explosive volcanism may not be an inevitable consequence of magma fragmentation. *Nature* 426, p.432-435.

Gonnermann, H.M., Manga, M., 2007. The fluid mechanics inside a volcano. *Annual Review of Fluid Mechanics* 39, p.321-356.

Gonnermann, H.G., Manga, M., 2012. Dynamics of magma ascent in the volcanic conduit. In Fagents, S.A., Gregg, T.K.P., Lopes, R.M.C., eds. *Modeling Volcanic Processes, The Physics and Mathematics of Volcanism*. p. 55-84.

Gottsmann, J., Giordano, D., Dingwell, D.B., 2002. Predicting shear viscosity during volcanic processes at the glass transition: a calorimetric calibration. *Earth and Planetary Science Letters* 198, p.417-427.

Grove, T.M., 2000. Origin of magmas. In Sigurdsson, H., ed. *Encyclopedia of Volcanoes: San Diego, California, Academic Press*, p.133-147.

Grunder, A.L., Rusell, J.K., 2005. Welding processes in volcanology: insights from field, experimental, and modeling studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142, p.1-9.

Grunder, A.L., Laporte, D., Druitt, T.H., 2005. Experimental and textural investigation of welding: effects of compaction, sintering, and vapor-phase crystallization in the rhyolitic Rattlesnake Tuff. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142, p.89-104.

Henry, C.D., Price, J.G., Rubin, J.N., Parker, D.F., Wolff, J.A., Self, S., Franklin, R., Barker, D.S., 1988. Widespread, lavalike silicic volcanic rocks of Trans-Pecos Texas. *Geology* 16, p.509-512.

Henry, C.D., Wolff, J.A., 1992. Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. *Bulletin of Volcanology* 54, p.171-186.

Hernández, J., Carrasco-Núñez, G., Aguirre-Díaz, G., 2009. Dinámica eruptiva de la “Pómez Ezequiel Montes” en la caldera Amazcala, centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 26, p. 482-500.

Hess, K.U., Dingwell, D.B., Webb, S.L., 1995. The influence of excess alkalis on the viscosity of a haplogranitic melt. *American Mineralogist* 80, p.297-304.

Hildreth, W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research* 86, p.10153-10192.

Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., Pyle, D.M., 2000. Pyroclastic fall deposits. In Sigurdsson, H., ed. *Encyclopedia of Volcanoes: San Diego, California, Academic Press*, p.555-570.

Hughes, S.R., Druitt, T.H., 1998. Particle fabric in a small, type-2 ignimbrite flow unit (Laacher See, Germany) and implications for emplacement dynamics. *Bulletin of Volcanology* 60, p.125-136.

Kano, K., Matsuura, H., Yamauchi, S., 1997. Miocene rhyolitic welded tuff infilling a funnel-shaped eruption conduit Shiotani, southeast of Matsue, SW Japan. *Bulletin of Volcanology* 59, p.125-135.

Kneller, B., 1995. Beyond the turbidite paradigm: Physical models for deposition of turbidities and their implications for reservoir prediction. In Hartley, A.J., Prosser, D.J., (eds). Characterization of deep-marine clastic systems. Geological Society Special Publication 94, p.31-49.

Kneller, B., Branney, M.J., 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology* 42, p.607-616.

Kneller, B., Buckee, C., 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology* 47, p.62-94.

Kneller, B., McCafrey., 1999. Depositional effects of flow nonuniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope: Deflection, reflection, and facies variation. *Journal of Sedimentary Research* 69, p.980-991.

Kobberger, G., Schmincke, H.U., 1999. Deposition of rheomorphic ignimbrite D (Mogán Formation), Gran Canaria, Canary Islands, Spain. *Bulletin of Volcanology* 60, p.465-485.

Kokelar, P., Busby, C., 1992. Subaqueous explosive eruption and welding of pyroclastic deposits. *Science* 257, p. 196-201.

Kolzenburg, S., Rusell, J.K., 2014. Welding of pyroclastic conduit infill: A mechanism for cyclical explosive eruptions. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 119, doi: 10.1002/2013JB010931.

LaBerge, R.D., Porreca, M., Mattei, M., Giordano, G., Cas, R.A.F., 2009. Meandering flow of a pyroclastic density current documented by the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in the quartz latite ignimbrite of the Pleistocene Monte Cimino volcanic centre (central Italy). *Tectonophysics* 466, p.64-78.

Leat, P.T., Schmincke, H.U., 1993. Large-scale rheomorphic shear deformation in Miocene peralkaline ignimbrite E, Gran Canaria. *Bulletin of Volcanology* 55, p.155-165.

Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G., Mattei, M., Cas, R.A.F., Wright, H.M., Viramonte, J., 2011. High temperature emplacement of the Cerro Galán and Tononquis Group Ignimbrites (Puna plateau, NW Argentina) determined by TRM analyses. *Bulletin of Volcanology* 73, p. 1535-1565.

Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology* 59, p.198-218.

Lofgren, G., 1970. Experimental devitrification rate of rhyolite glass. *Geological Society of America Bulletin* 81, p. 553-560.

Lofgren, G., 1971. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geological Society of America Bulletin* 82, p. 111-124.

Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, p.0279-0297.

Lowe, D.R., 1988. Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology* 35, p.765-776.

Maeno, F., Taniguchi, H., 2009. Sedimentation and welding processes of dilute pyroclastic density currents and fallout during a large-scale silicic eruption, Kikai caldera, Japan. *Sedimentary Geology* 220, p.227-242.

Mahood, G.A., 1984. Pyroclastic rocks and calderas associated with strongly peralkaline magmatism. *Journal of Geophysical Research* 89, p.8540-8552.

Maisonneuve, C.B., Bachmann, O., Burgisser, A., 2009. Characterization of juvenile pyroclast from the Kos Plateau Tuff (Aegean Arc): insights into the eruptive dynamics of a large rhyolitic eruption. *Bulletin of Volcanology* 71, p. 643-658.

Major, J.J., 1997. Depositional processes in large-scale debris-flow experiments. *The Journal of Geology* 105, p. 345-366.

Manley, C.R., 1996. In situ formation of welded tuff-like textures in the carapace of a voluminous silicic lava flow, Owyhee County, SW Idaho. *Bulletin of Volcanology* 57, p.672-686.

Manga, M., Patel, A., Dufek, J., 2011. Rounding of pumice clast during transport: field measurements and laboratory studies. *Bulletin of Volcanology* 73, p.321-333.

Marsh, B.D., 1989. Magma chambers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 17, p.439-474.

Marti, J., Diez-Gil, J.L., Ortiz, R., 1991. Conduction model for the thermal influence of lithic clasts in mixtures of hot gases and ejecta. *Journal of Geophysical Research* 96, p.218979-21885.

Marti, J., Soriano, C., Dingwell, D.B., 1999. Tube pumices as strain markers of the ductile-brittle transition during magma fragmentation. *Nature* 402, p. 650-653.

McClelland, E., Wilson, C.J.N., Bardot, L., 2004. Paleotemperature determinations for the 1.8 ka Taupo ignimbrite, New Zealand, and implications for the emplacement history of a high velocity pyroclastic flow. *Bulletin of Volcanology* 66, p.492-513.

McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993. Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania. 196 p.

McPhie, J., Hunns, S.R., 1995. Secondary welding of submarine, pumice-lithic breccia at Mount Chalmers, Queensland, Australia. *Bulletin of Volcanology* 57, p.170-178.

Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In Miall, A.D. (ed), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, p.597-604.

Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews* 22, p. 261-308.

Miall, A.D., 2006 . The geology of fluvial deposits, sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Fourth corrected printing, Springer Berlin Heidelberg New York, 582 p.

Michol, K.A., Rusell, J.K., Andrews, G.D.M., 2008. Welded block and ash flow deposits from Mount Meager, British Columbia, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 169, p.121-144.

Milán, M., Yañez, C., Navarro, I., Verma, S.P., Carrasco-Núñez, G., 1993. Geología y geoquímica de elementos mayores de la caldera de Huichapan, Hidalgo, México. *Geofísica Internacional* 32, p.261-276.

Morrissey, M., Zimanowski, B., Wohletz, K., Buettner, R., 2000. Phreatomagmatic fragmentation. In Sigurdsson, H., ed. *Encyclopedia of Volcanoes*: San Diego, California, Academic Press, p.431-445.

Mukhopadhyay, J., Ray, A., Ghosh, G., Medda, A., Bandyopadhyay, P.P., 2001. Recognition, characterization and implications of high-grade silicic ignimbrites facies from the Paleoproterozoic Bijli rhyolites, Dongargarh Supergroup, central India. *Gondwana Research* 4, p.519-527.

Mundula, F., Cioni, R., Mulas, M., 2013. Rheomorphic diapirs in densely welded ignimbrites: The Serra di Paringiaru ignimbrite of Sardinia, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 258, p.12-23.

Mysen, B.O., 1988. The structure and properties of silicate melts. Elsevier, Amsterdam, 354 p.

Mysen, B.O., 1990. Relationships between silicate melt structure and petrologic processes. *Earth Science Reviews* 27, p.281-365.

Mysen, B.O., Cody, G.D., 2005. Solution mechanism of H₂O in depolymerized peralkaline melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, p.5557-5566.

Mysen, B.O., Virgo, D., 1985. Structure and properties of fluorine-bearing aluminosilicate melts. The system Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-F at 1 atm. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91, p.205-220.

Mysen, B.O., Virgo, D., Seifert, F.A., 1982. The structure of silicate melts: Implications for chemical and physical properties of natural magma. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 20, p.353-383.

Neri, A., Macedonio, G., 1996. Numerical simulation of collapsing volcanic columns with particles of two sizes. *Journal of Geophysical Research* 101, p. 8153-8174.

Okumura, S., Sasaki, O., 2014. Permeability reduction of fractured rhyolite in volcanic conduits and its control on eruption cyclicity. *Geology* 42, p.843-846.

Olguín-Villa, A.E., Vidal-Solano, J.R., Stock, J.M., 2013. Petrografía, geoquímica, petrofábrica y paleomagnetismo de la Toba de San Felipe en la región de Cataviña, Baja California, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30, p.282-298.

Orsi, G., De Vita, S., di Vito, M., 1996. The restless, rsurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 74, p. 179-214.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, M.A., 2008. On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 25, p.346-364.

Pacheco-Hoyos, J.G., Vidal-Solano, J.R., Stock, J.M., 2009. Utilización de imágenes digitales para el estudio de flujos piroclásticos densos: Avances en la determinación del sentido de emplazamiento de la ignimbrita de Hermosillo. *GEOS*, 29 (1), p.117.

Papale, P., Neri, A., Macedonio, G., 1998. The role of magma composition and water content in explosive eruptions. 1. Conduit ascent dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 87, p. 75-93.

Papale, P., 1999. Strain-induced magma fragmentation in explosive eruptions. *Nature* 397, p. 425-428.

Peterson, D.W., 1979. Significance of the flattening of pumice fragments in ash-flow tuffs. *Geological Society of America Special Paper* 180, p.195-204.

Pioli, L., Lanza, R., Ort, M., Rosi, M., 2008. Magnetic fabric, welding texture and strain fabric in the Nuraxi Tuff, Sardinia, Italy. *Bulletin of Volcanology* 70, p.1123-1137.

Pioli, L., Rosi, M., 2005. Rheomorphic structures in a high-grade ignimbrite: The Nuraxi tuff, Sulcis volcanic district (SW Sardinia, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 192, p.11-28.

Plink-Bjorklund, P., Ronnert, L., 1999. Depositional processes and internal architecture of Late Weichselian ice-margin submarine fan and delta settings, Swedish west coast. *Sedimentology* 46, p.215-234.

Polacci, M., Papale, P., Rosi, M., 2001. Textural heterogeneities in pumices from the climactic eruption of Mount Pinatubo, 15 June 1991, and implications for magma ascent dynamics. *Bulletin of Volcanology* 63, p. 83-97.

Postma, G., Cartigny, M.J.B., 2014. Supercritical and subcritical turbidity currents and their deposits – A synthesis. *Geology*, doi:10.1130/G35957.1.

Quane, S.L., Rusell, J.K., 2003. Rock strength as a metric of welding intensity in pyroclastic deposits. *European Journal of Mineralogy* 15, p.855-864.

Quane, S.L., Rusell, J.K., 2005a. Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology* 76, p.129-143.

Quane, S.L., Rusell, J.K., 2005b. Welding: insights from high-temperature analogue experiments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142, p.67-87.

Quane, S.L., Rusell, J.K., Friedlander, E.A., 2009. Time scales of compaction in volcanic systems. *Geology* 37, p.471-474.

Ragan, D.M., Sheridan, M.F., 1972. Compaction of the Bishop Tuff, California. *Geological Society of America Bulletin* 83, p.95-106.

Railsback, B.L., 2003. An earth scientist's periodic table of the elements and their ions. *Geology* 31, p.737-740.

Riehle, J.R., 1973. Calculated compaction profiles of rhyolitic ash-flow tuffs: computational model. *Bulletin of Volcanology* 57, p.319-336.

Riehle, J.R., Miller, T.F., Bailey, R.A., 1995. Cooling, degassing and compaction of rhyolitic ash flow tuffs: A computational model. *Bulletin of Volcanology* 57, p.319-336.

Ross, C.S., Smith, R.L., 1960. Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations, and identification. US geological Survey Professional Paper 366, 81 p.

Russell, J.K., Quane, S.L., 2005. Rheology of welding: inversion of field constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142, p.173-191.

Rust, A.C., Manga, M., Cashman, K.V., 2003. Determining flow type, shear rate and shear stress in magmas from bubble shapes and orientations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 122, p.111-132.

Schneider, J.L., Fourquin, C., Paicheler, J.C., 1992. Two examples of subaqueously welded ash-flow tuffs: the Visean of southern Vosges (France) and the Upper-Cretaceous of northern Anatolia (Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 49, p.365-383.

Schultz, R.A., Li, Q., 1995. Uniaxial strength testing of non-welded Calico Hills tuff, Yucca Mountain, Nevada. *Engineering Geology* 40, p.287-299.

Schumacher, R., Mues-Schumacher, U., 1996. The Kizilkaya ignimbrite: An unusual low-aspect ratio ignimbrite from Cappadocia, central Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 70, p.107-121.

Schmincke, H.U., Swanson, D.A., 1967. Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands. *The Journal of Geology* 75, p.641-664.

Schmincke, H.U., 1974. Volcanological aspects of peralkaline silicic welded ash flow tuffs. *Bulletin of Volcanology* 38, p.594-636.

Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz, G.J., 2006. Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico. *Geological Society of America Special Paper* 402, 329 p.

Self, S., Rampino, M.R., Newton, M.S., Wolff, J.A., 1984. Volcanological study of the great Tambora eruption of 1815. *Geology* 12, p.659-663.

Shanmugam, G., 2002. Ten turbidite myths. *Earth-Science Reviews* 58, p.311-341.

Shanmugam, G., Bloch, R.B., Mitchell, S.M., Beamish, G.W.J., Hodgkinson, R.J., Damuth, J.E., Straume, T., Syvertsen, S.E., Shields, K.E., 1995. Basin-floor fans in the north sea: Sequence stratigraphic models vs sedimentary facies. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 79, p.477-512.

Sheridan, M.F., 1970. Fumarolic mounds and ridges of the Bishop Tuff, California. *Geological Society of America Bulletin* 81, p.851-868.

- Sheridan, M.F., 1979.** Emplacement of pyroclastic flows: A review. Geological Society of America Special Publication 180, p.125-136.
- Smith, N.J., Kokelar, P.B., 2013.** Proximal record of the 273 ka Poris caldera-forming eruption, Las Cañadas, Tenerife. Bulletin of Volcanology doi 10.1007/s00445-013-0768-4.
- Smith, R.L., 1960a.** Zones and zonal variations in welded ash flow tuffs. US geological survey professional paper 354-F, p.149-159.
- Smith, R.L., 1960b.** Ash-flows. Geological Society of America Bulletin 71, p.795-842.
- Sohn, Y.K., 1997.** On traction-carpet sedimentation. Journal of Sedimentary Research 67, p.502-509.
- Sommer, C.A., Fernández-Lima, E., Machado, A., May-Rossetti, L.M., Pierosan, R., 2013.** Recognition and characterisation of high-grade ignimbrites from the Neoproterozoic rhyolitic volcanism in southernmost Brazil. Journal of South American Earth Sciences 47, p.152-165.
- Soriano, C., Zafrilla, S., Marti, J., Bryan, S., Cas, R., Ablay, G., 2002.** Welding and rheomorphism of phonolitic fallout deposits from the Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands. Geological Society of America Bulletin 114, p.883-895.
- Sparks, R.S.J., 1976.** Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. Sedimentology 23, p.147-188.
- Sparks, R.S.J., Francis, P.W., Hamer, R.D., Pankhurst, R.J., O'Callaghan, L.O., Thorpe, R.S., Page, R.N., 1985.** Ignimbrites of the Cerro Galan caldera, NW Argentina. Journal of Volcanology and Geothermal Research 24, p. 205-248.
- Sparks, R.S.J., Marshall, L.A., 1986.** Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. Journal of Volcanology and Geothermal Research 29, p.99-124.
- Sparks, R.S.J., Stasiuk, M.V., Gardeweg, M., Swanson, D.A., 1993.** Welded breccias in andesite lavas. Journal of the Geological Society of London 150, p.897-902.
- Sparks, R.S.J., Self, S., Walker, G.P.L., 1973.** Products of ignimbrite eruptions. Geology 1, p-115-118.
- Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H., Wilson, L., 1977.** Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. Nature 267, p.315-318.
- Sparks, R.S.J., Tait, S.R., Yanev, Y., 1999.** Dense welding caused by volatile resorption. Journal of the Geological Society of London 156, p.217-225.
- Sparks, R.S.J., Walker, G.P.L., 1973.** The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. Nature Physical Science 241, p. 62-64.
- Sparks, R.S.J., Walker, G.P.L., 1977.** The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. Journal of Volcanology and Geothermal Research 2, p.329-341.

Sparks, R.S.J., Wilson, L., 1976. A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. *Journal of the Geological Society of London* 132, p.441-451.

Sparks, R.S.J., Wilson, L., Hulme, G., 1978. Theoretical modeling of the generation, movement, and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *Journal of Geophysical Research* 83, p. 1729-1739.

Sparks, R.S.J., Wright, J.V., 1979. Welded air-fall tuffs. In: Elston, W.E., Chapin, C.E., (eds) *Ash-Flow Tuffs*, Geological Society of America Special Paper 180, p.155-166.

Spera, F., 2000. Physical properties of magma. In Sigurdsson, H., ed. *Encyclopedia of Volcanoes*: San Diego, California, Academic Press, p.171-190.

Stolper, E., 1982a. Water in silicate glasses: An infrared spectroscopic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 81, p.1-17.

Stolper, E., 1982b. The speciation of water in silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, p.2609-2620.

Streck, M.J., Grunder, A.L., 1995. Crystallization and welding variations in a widespread ignimbrite sheet: The Rattlesnake Tuff, eastern Oregon, USA. *Bulletin of Volcanology* 57, p.151-169.

Sulpizio, R., Dellino, P., 2008. Sedimentology, depositional mechanism and pulsating behavior of pyroclastic density currents. In Marti, J., Gottsmann, J., eds. *Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response*, Developments in Volcanology 10, Elsevier, Amsterdam, p. 57-96.

Sulpizio, R., Dellino, P., Doronzo, D.M., Sarocchi, D., 2014. Pyroclastic density currents: state of the art and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 283, p.36-65.

Sulpizio, R., Mele, D., Dellino, P., LaVolpe, L., 2007. Deposits and physical properties of pyroclastic density currents during complex Subplinian eruptions: the AD 472 (Pollena) eruption of Somma-Vesuvius, Italy. *Sedimentology* 54, p.607-635.

Sumner, J.M., Branney, M.J., 2002. The emplacement history of a remarkable heterogeneous, chemically zoned, rheomorphic and locally lava-like ignimbrite: "TL" on Gran Canaria. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115, p.109-138.

Tait, M.A., Cas, R.A.F., Viramonte, J.G., 2009. The origin of an unusual tuff ring of perlitic rhyolite pyroclasts: The last explosive phase of the Ramadas Volcanic Centre, Andean Puna, Salta, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 183, p. 1-16.

Tuffen, H., Dingwell, D.B., Pinkerton, H., 2003. Repeated fracture and healing of silicic magma generate flow banding and earthquakes? *Geology* 31, p.1089-1092.

Ukstins-Peate, I., Baker, J.A., Al-Kadasi, M., Al-Subbary, A., Knight, K.B., Riisager, P., Thirlwall, M.F., Peate, D.W., Renne, P.R., Menzies, M.A., 2005. Volcanic stratigraphy of large-volume silicic pyroclastic eruptions during Oligocene Afro-Arabian flood volcanism in Yemen. *Bulletin of Volcanology* 68, p.135-156.

Valentine, G.A., Fisher, R.V., 1986. Origin of layer 1 deposits in ignimbrites. *Geology* 14, p.146-148.

Valentini, L., Capaccioni, B., Piermaria, L.R., Scadone, R., Sarocchi, D., 2008. Vent area and depositional mechanism of the upper member of the Neapolitan Yellow Tuff (Campi Flegrei, Italy): new insights from directional fabric through image analysis. *Bulletin of Volcanology* 70, p.1087-1101.

Walker, G.P.L., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17, p.65-88.

Walker, G.P.L., Self, S., Froggatt, P.C., 1981. The ground layer of the Taupo ignimbrite: a striking example of sedimentation from a pyroclastic flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 10, p.1-11.

Walker, G.P.L., Wilson, C.J.N., 1983. Lateral variations in the Taupo ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 18, p.117-133.

Walker, G.P.L., Wilson, C.J.N., Froggatt, P.C., 1980. Fines-depleted ignimbrite in New Zealand – The product of a turbulent pyroclastic flow. *Geology* 8, p.245-249.

White, J.D.L., Houghton, B.F., 2000. Surtseyan and related phreatomagmatic eruptions. In Sigurdsson, H., ed. *Encyclopedia of Volcanoes*: San Diego, California, Academic Press, p.495-511.

White, J.D.L., Houghton, B.F., 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geology* 34, p.677-680.

Willcock, M.A.W., Cas, R.A.F., 2014. Primary welding and crystallization textures preserved in the intra-caldera ignimbrites of the Permian Ora Formation, northern Italy: Implications for deposit thermal state and cooling history. *Bulletin of Volcanology* 76, doi 10.1007/s00445-014-0819-5.

Willcock, M.A.W., Cas, R.A.F., Giordano, G., Morelli, C., 2013. The eruption, pyroclastic flow behaviour, and caldera in-filling processes of the extremely large volume (>1290 km³), intra – to extra-caldera, Permian Ora (Ignimbrite) Formation, Southern Alps, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 265, p. 102-126.

Williams, R., Branney, M.J., Barry, T.L., 2014. Temporal and spatial evolution of a waxing then waning catastrophic density current revealed by chemical mapping. *Geology* 42, p.107-110.

Wilson, C.J.N., 1980. The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 8, p.231-249.

Wilson, C.J.N., 1984. The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows 2. Experimental results and their interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 20, p. 55-84.

Wilson, C.J.N., 1985. The Taupo eruption, New Zealand: II. The Taupo ignimbrite. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A*, 314, p.229-310.

Wilson, C.J.N., Hildreth, W., 1997. The bishop Tuff: New Insights from eruptive stratigraphy. *The Journal of Geology* 105, p. 407-493.

Wilson, C.J.N., Hildreth, W., 2003. Assembling an ignimbrite: mechanical and thermal building blocks in the Bishop Tuff, California. *Journal of Geology* 111, p.653-670.

Wilson, C.J.N., Houghton, B.F., 2000. Pyroclast transport and deposition. In Sigurdsson, H., ed. *Encyclopedia of Volcanoes*: San Diego, California, Academic Press, p.545-554.

Wilson, C.J.N., Walker, G.P.L., 1982. Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow. *Journal of the Geological Society* 139, p.581-592.

Wolff, J.A., 1986. Welded-tuff dykes, conduit closure, and lava dome growth at the end of explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 28, p.379-384.

Wolff, J.A., Sumner, J.M., 2000. Lava fountains and their products. In Sigurdsson, H., ed. *Encyclopedia of Volcanoes*: San Diego, California, Academic Press, p.321-329.

Wolff, J.A., Wright, J.V., 1981. Rheomorphism of welded tuffs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 10, p.13-34.

Wohletz, K.H., 2006. Fractures in welded tuff. In Heiken, G., (ed). *Tuffs, their properties, uses, hidrology, and resources*. Geological Society of America Special Paper 408. p.17-31.

Wohletz, K.H., McQueen, R.G., 1984. Experimental studies of hydromagmatic volcanism. In Boyd, F.R. (ed) "Studies of Geophysics": National Academic Press, Washington, D.C., p.158-169.

Woods, A.W., 1988. The fluid dynamics and thermodynamics of eruption columns. *Bulletin of Volcanology* 50, p.169-193.

Woods, A.W., 1998. Observations and models of volcanic eruption columns. In: Gilbert, J.S., Sparks, R.S.J., (eds) *The physics of explosive volcanic eruptions*. Geological Society of London Special Publication no. 145, p.91-114.

Woods, A.W., Wohletz, K., 1991. Dimensions and dynamics of co-ignimbrite eruption columns. *Nature* 350, p.225-227.

Wright, H.M., Cashman, K.V., 2013. Compaction and gas loss in welded pyroclastic deposits as revealed by porosity, permeability, and electrical conductivity measurements of the Shevlin Park Tuff. *Geological Society of America Bulletin* doi:10.1130/B30668.1.

Wright, H.M.N., Lesti, C., Cas, R.A.F., Porreca, M., Viramonte, J.G., Folkes, C.B., Giordano, G., 2011. Columnar jointing in vapor-phase-altered, non-welded Cerro Galán Ignimbrite, Paycuqui, Argentina. *Bulletin of Volcanology* 73, p.1567-1582.

Wright, J.V., Smith, A.L., Self, S., 1980. A working terminology of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 8, p.315-336.

Wright, J.V., Walker, G.P.L., 1981. Eruption, transport and deposition of ignimbrite: a case study from Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 9, p.111-131.

Apéndice 1: Metodología y datos de fábrica.

Metodología.

El software utilizado para hacer las medidas de orientación de las partículas es ImageJ y el software utilizado para hacer las rosetas es GeoOrient.

En primer lugar después de generar el “slab” este se debe de pulir con diversas lijas de carburo de silicio, esto debido a que las marcas de las cortadoras y demás imperfecciones pueden ser detectadas como centenas de partículas. Esto se debe a que el software es muy sensible a cualquier cosa presente en la imagen, por ejemplo en un “slab” de 50 cm² se han detectado hasta 20000 partículas, esto es bueno porque hace la medida estadísticamente representativa y es malo porque de seguro muchas de esas partículas no son de un componente integro de la roca.

El tamaño de la imagen también es un tema importante, escaneando los “slabs” con una resolución de 4800 ppp se obtienen imágenes de suficiente calidad para que se puedan detectar muchas partículas. Estas pesaran alrededor de 2-4 Mb. Esto se logra con un formato JPEG, si se escanea la imagen a esa resolución pero en formato TIFF las imágenes tendrán más calidad pero pesaran entre 300-400 Mb. Que tanto pese la imagen depende del tamaño del “slab” y de sus características físicas, si se deseara hacer un estudio granulométrico detallado se tiene que introducir una escala en cada imagen escaneada y hacer una regla de tres para transformar pixeles a una medida de longitud.

El tiempo de escaneo es de alrededor de 10-15 minutos en los cuales el operador debe estar activo en aproximadamente 2 minutos. Si se quieren imágenes de mayor calidad es importante cerciorarse de que la computadora que se usa sea veloz, el programa ImageJ puede soportar imágenes de cerca de 20 Mb pero en una computadora lenta este tamaño de imagen es difícil de manejar. El procesamiento para la obtención de los datos se describe a continuación:

1

Al abrir la imagen lo primero que hay que considerar es que al momento de hacer el escaneo la imagen es invertida 180°. Sin embargo, cuando se coloca la cara superior en el escáner la roca es rotada y luego es escáner la vuelve a rotar a su posición original, por lo cual la imagen obtenida es la misma que si viéramos la cara superior en planta. En el caso

de la cara basal esto no sucede por lo cual hay que aplicar un “flip horizontal”. Después se transforma la imagen a formato 8-BIT y se ajusta el brillo y el contraste para que la textura de la roca se pueda distinguir. Después se hace un acercamiento a una parte representativa de la imagen y se aplica un “threshold”. El criterio a usar es que las partículas que podemos identificar como una astilla o un lítico deben de quedar dentro del espectro rojo, debido a que son las que el programa identificara como partículas individuales (figura a1.1).

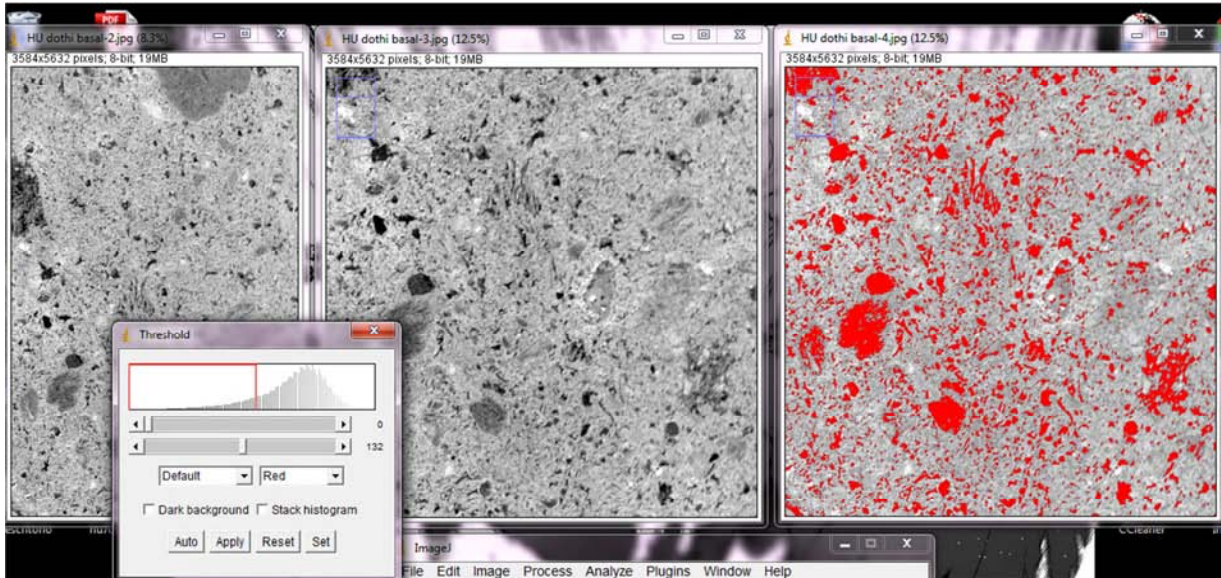


Figura a1.1. Tratamiento manual para seleccionar las partículas que pueden ser identificadas como constituyentes de la roca. En este caso la selección funciona bien para astillas y líticos debido a que se ven negros en la imagen de 8-BIT. Las pómez no son bien seleccionadas en este ejemplo, pero eso es necesario para conservar las formas originales de los líticos y astillas de vidrio.

2

Después de obtener la imagen binaria se deben de remover partículas de forma manual. Por ejemplo en muchos casos una pómez fibrosa en vez de ser detectada como una sola partícula será detectada como docenas de partículas. El proceso de “threshold” puede ocasionar que una sola partícula se divida en varias o que varias partículas diferentes se fusionen en una, por eso se debe de analizar la imagen y a criterio del operador se deben borrar cosas que podrían estar generando un exceso de partículas o fusión de partículas (figura a1.2).

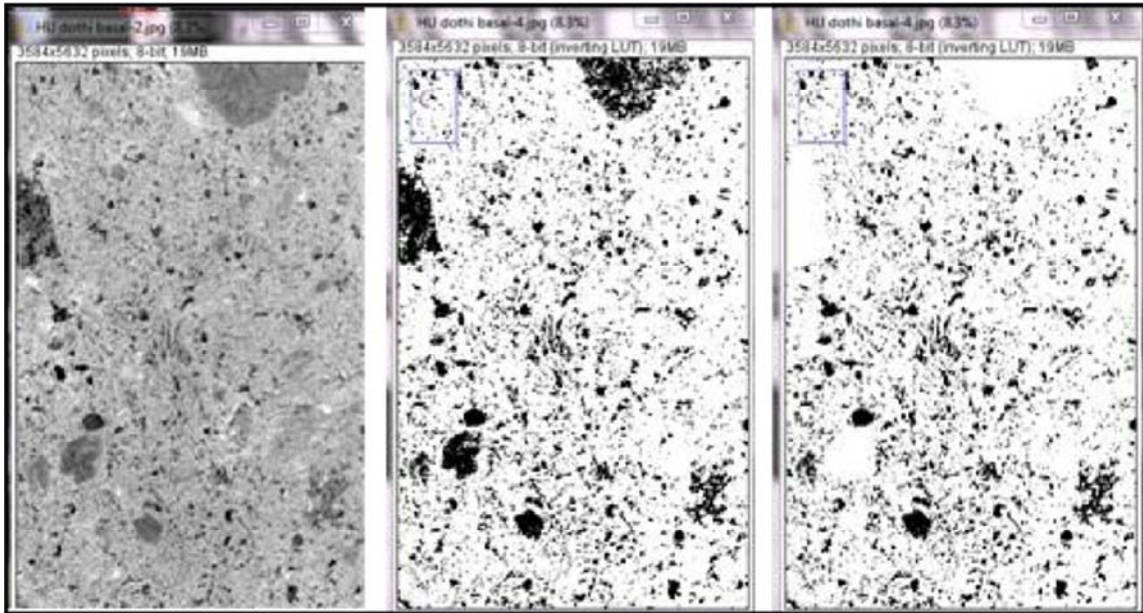


Figura a1.2. Proceso para borrar zonas donde se considere que hay partículas que no representan la textura de la roca. Durante diversas pruebas se ha identificado que no hacer este paso sólo cambia la dirección del flujo en menos de 5°, por lo cual es recomendable sólo borrar las zonas indeseables más grandes para ahorrar tiempo. En los bordes de la imagen las partículas son cortadas por una línea recta lo cual produce que tengan morfologías indeseables aunque en pruebas se ha detectado que no afectan significativamente la distribución. De todas formas las partículas de los bordes se pueden excluir del análisis cuando se especifican los parámetros a analizar.

3

El programa ImageJ debe de tener instalado el “plugin” “ShapeDescriptor1u”. Con este se pueden analizar las partículas. La figura a1.3 muestra los parámetros estándares que maneja el “ShapeDescriptor1u”.

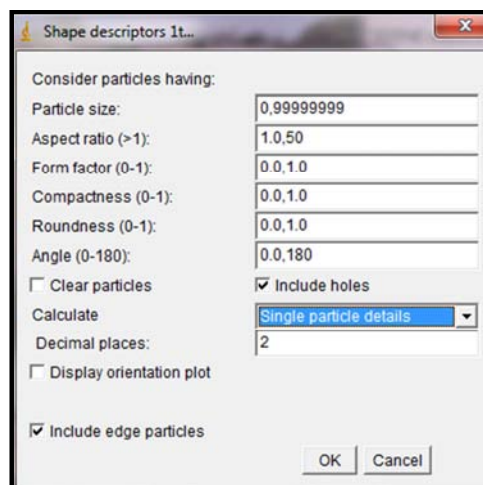


Figura a1.3. Parámetros estándares del ShapeDescriptor1u.

Si se analiza la imagen tal cual se obtendrán rosetas como la de la figura a1.4. Esta roseta tiene una gran concentración de partículas hacia el norte-sur y este-oeste, esto es debido a que muchas partículas pequeñas suelen ser simplificadas por el programa como pequeños rectángulos, es decir unos cuantos pixeles que el programa detecta pero que no provienen de una partícula de la roca. Algo que se puede hacer es borrar todas esas partículas (que dan ángulos de 0, 90 y 180 en los datos de salida del Shapedescriptor1u) y se obtienen rosetas como la de la figura a1.5.

Sin embargo, muchas de las partículas pueden ser evadidas aplicando un filtro de tamaño al programa. Con la resolución con la cual se escanean las muestras de la ignimbrita Huichapan se ha identificado que al poner un filtro en tamaño de 99,99 pixeles las partículas más pequeñas que se encontraran serán de aproximadamente $.0044 \text{ mm}^2$. Esta área es la equivalente a la de un cuadrado de $66 \times 66 \text{ }\mu\text{m}$, es decir es una partícula pequeña pero ya es posible distinguirla (ver figura a1.6). Como es mencionado por Capaccioni et al. (1997) si se eligen partículas elongadas se incrementa la anisotropía, de hecho esto no sólo es un “truco” para aumentar la anisotropía sino que las partículas elongadas propiamente son las que mejor se orientan de forma paralela al flujo.

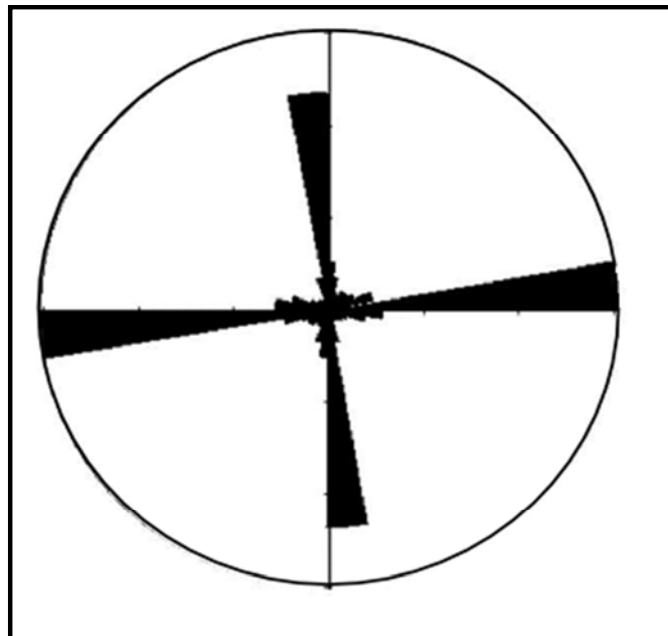


Figura a1.4. Efecto de las partículas pequeñas en la roseta. 12288 partículas detectadas.
Figura a1.5. Remoción manual de las partículas pequeñas, misma imagen que en la figura a1.4.
6854 partículas detectadas.

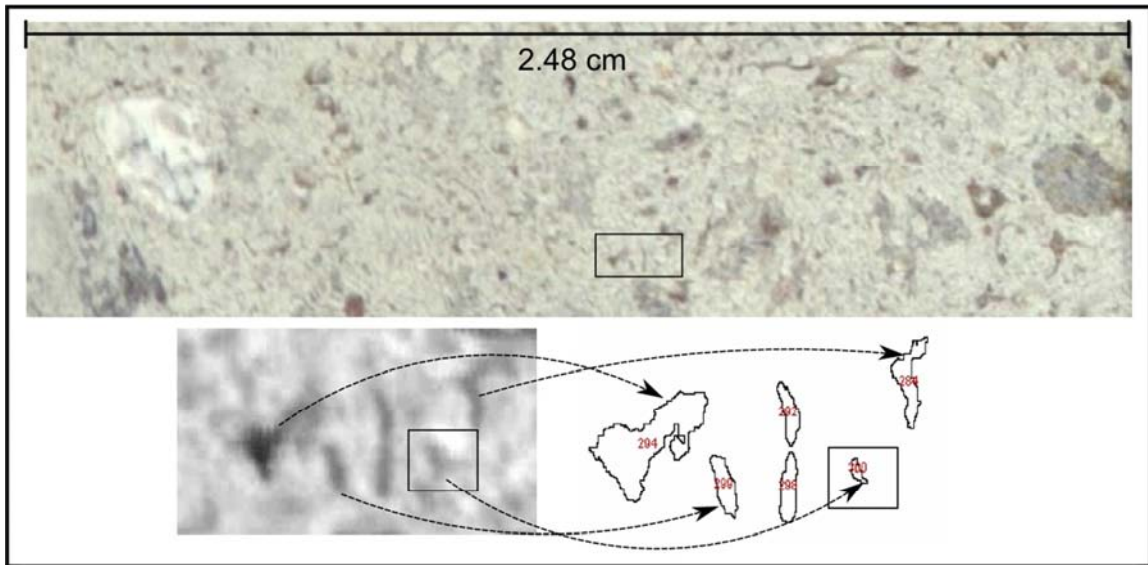


Figura a1.6. La imagen resaltada muestra diversas partículas detectadas, particularmente la partícula en el cuadro que es una astilla de vidrio tiene aproximadamente $.0044 \text{ mm}^2$ de área o 99 pixeles^2 y es posible distinguirla como una astilla de vidrio por lo cual se considera que a partir de este valor se pueden obtener partículas representativas. Valores más pequeños podrían ser artefactos. Nótese como el software dibuja los contornos, el resultado es similar a la forma de la partícula por lo cual la dirección del máximo eje de elongación de la elipse ajustada en cada partícula es una buena medida de la dirección. Hay una astilla larga que fue dividida en dos partículas, ambas con una buena aproximación a la dirección de elongación pero debería de ser sólo una partícula la detectada.

Durante el análisis de las partículas se determinó un rango de “aspect ratio” en el cual las figuras seguramente representan partículas y no artefactos, en conclusión se determinó que un “aspect ratio” de 2-7.5 funciona bien (para el programa el “aspect ratio” de la elipse que mejor se adapta a la partícula es la relación longitud del máximo eje/ longitud del eje menor, por lo cual partículas redondeadas dan valores cercanos a 1 y partículas muy alargadas dan valores altos). En la figura a1.7 se muestra una recopilación de criterios usados para determinar el rango de 2-7.5 en el “aspect ratio”. La figura a1.8 es una roseta graficada aplicando todos los filtros y la figura a1.9 son más ejemplos de los tipos de partículas que se analizan.

En conclusión los parámetros de salida para los datos serán:

- Particle size: 99,999999
- Aspect ratio: 2-7.5.
- Include edges particles: No.

El siguiente punto a tratar es la gráfica de los datos. Capaccioni y Sarocchi (1996) elaboraron un software para procesar los datos de fábrica direccional, en mi caso de estudio trabajé con ImageJ que permite obtener todos los parámetros necesarios y se utilizó GeoOrient para hacer las rosetas. Ambos son software gratuitos y es muy importante mencionar que no están diseñados para el estudio de fábrica direccional, son software de diversa gama de aplicación por lo cual se debe tener cuidado en como entregan y leen los datos los programas. El siguiente procedimiento es para graficar rosetas a partir de ImageJ en GeoOrient, si se usara por ejemplo ImagePro para obtener los datos y StereoWin para graficar las rosetas el procedimiento posiblemente sea diferente. ImageJ entrega las direcciones en un formato de 0-180° en el plano cartesiano donde una línea paralela al eje de las abscisas positivo tiene ángulo 0°, una línea paralela al eje de las ordenadas positivo tiene ángulo 90°. En otras palabras un azimut de 270-90 ImageJ lo entregara como 0° o 180°, un azimut de 032-212 será entregado como 58°, uno de 155-335 será entregado como 115°, etc.

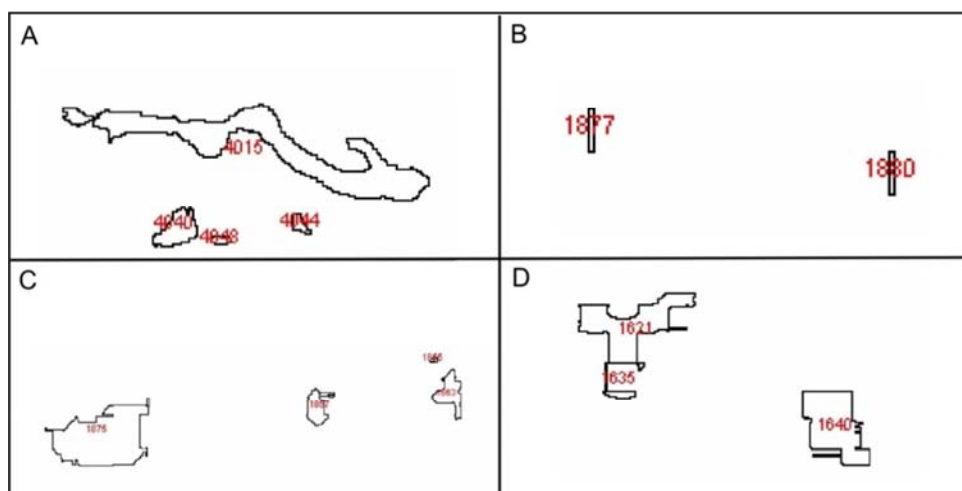


Figura a1.7. En A se tiene la partícula 4015 proveniente de una astilla de vidrio y que tiene un “aspect ratio” de 7.28 resultando una partícula idónea. En el caso de B se tiene un “aspect ratio” de 8 y una ángulo de 90°, este tipo de partículas son las que seguramente son artefactos, ninguna astilla tendría esa forma ni siquiera un cristal de plagioclasa euhedral sería un rectángulo tan bien formado.

La mayoría de las partículas de estas características suelen ser pequeñas. Muchos artefactos alargados se pueden evadir con las variables de salida propuestas. En C los “aspect ratio” son de 1875 = 1.71, 1867 = 1.72 y 1863 = 1.51, claramente partículas no alargadas. En D se muestran partículas de formas extrañas con “aspect ratio” menor a 2.

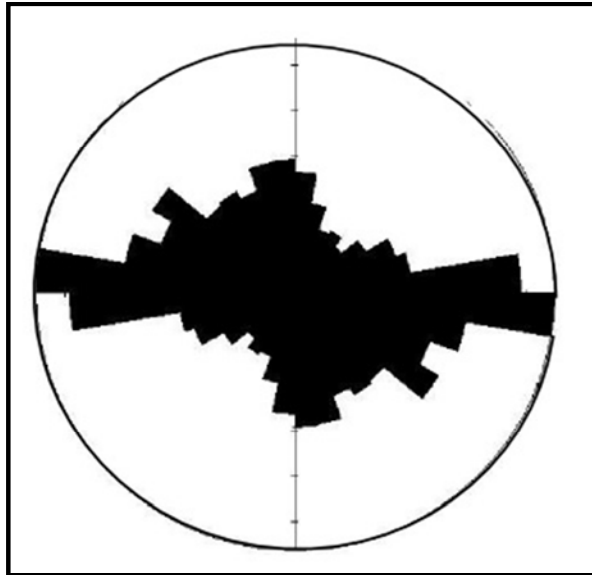


Figura a1.8. Misma imagen que en a1.4 y a1.5 pero aplicando los filtros propuestos. Se identifican en esencia las mismas modas, aunque la norte-sur no es tan clara en esta roseta. Aplicando los filtros no es necesario borrar manualmente los datos de 0° 90° debido a que se eliminan muchos artefactos. A pesar de todo con los parámetros propuestos siempre se incluirán artefactos pero estadísticamente no son abundantes. Aún existe mucho por hacer para identificar los mejores parámetros de salida para las imágenes y reducir cada vez más el tiempo de análisis. 1381 datos.

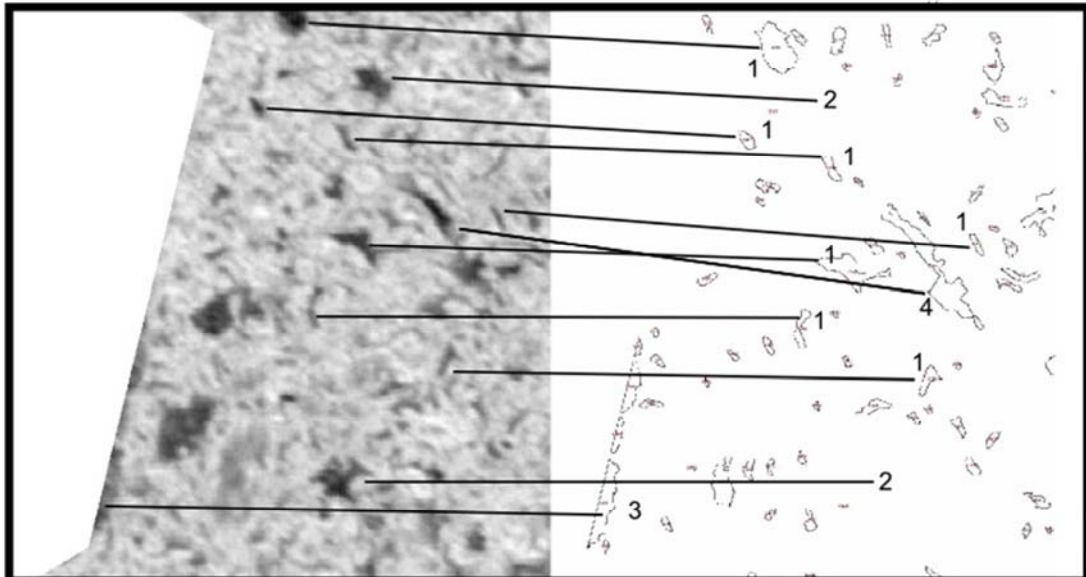


Figura a1.9. 1: Ejemplos de astillas de vidrio y su identificación. 2: Arriba la partícula posiblemente no fue detectada por su bajo “aspect ratio” debido a que los pequeños “bracitos” que tiene hacen

que la elipse circunscrita en ella sea muy redonda, abajo la astilla tiene algo parecido a la cabeza de un tiburón martillo lo cual tendera a hacer muy redonda la elipse y por ende la astilla no fue detectada. 3: Partículas artificiales generadas por imprecisión en el corte manual de una pómez grande. 4: Dos partículas se fusionaron en una durante el proceso de “threshold”. Es importante analizar centenares o miles de partículas para que detalles como los mencionados en 3 y 4 no sean estadísticamente representativos.

Para el programa GeoOrient es lo mismo que se dé un dato de 090 o 270, 345-165, 298-118 etc. Para transformar cualquier dato de ImageJ a azimut se aplica la fórmula:

270- (ángulo)

Por ejemplo:

$$270-0 = 270$$

$$270-45 = 225$$

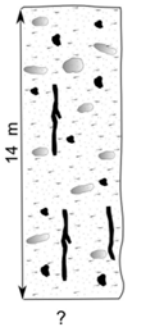
$$270-90 = 180$$

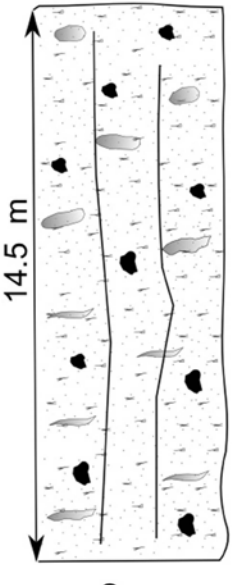
$$270-135 = 135$$

$$270-180 = 90$$

El formato para GeoOrient es texto delimitado por tabulaciones.

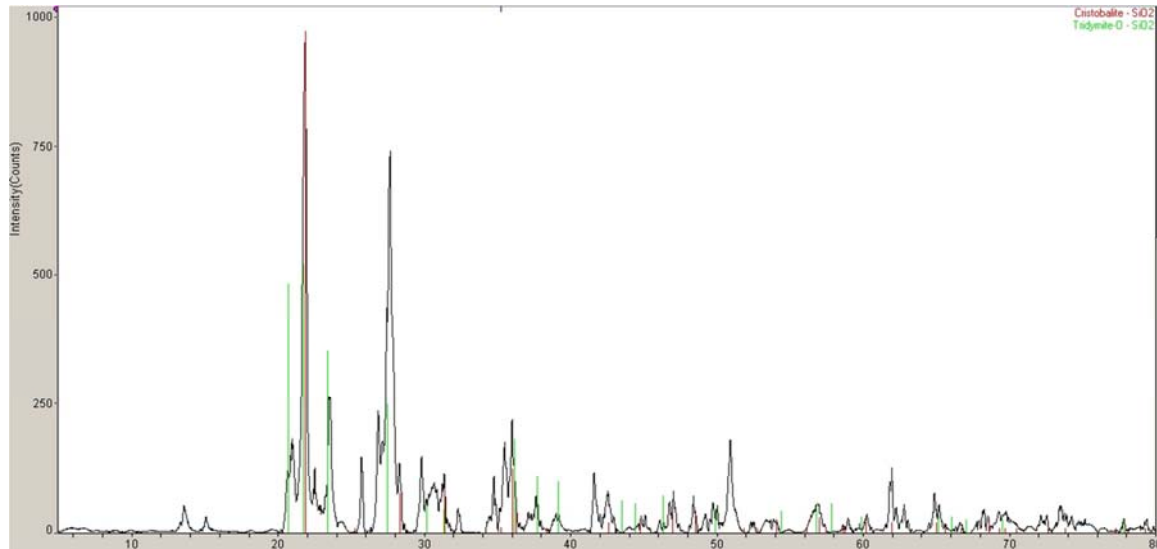
Apéndice 2: Secciones adicionales.

Sección 26: Bondojoito (superior)	Descripción	
<p>Muestra</p> <p>HU62-a2</p> <p>14 m</p> <p>HU62-a1</p> <p>?</p> 	<p>Litofacies</p> <p>mLTpip (ip)(il)</p> <p>mLT, hay zonas ricas en bloques y zonas donde localmente el soporte es por clasto (esto ocurre cerca de la parte superior). Los líticos son principalmente andesitas afaníticas, la (ip) es clara, en la zona superior aumenta la proporción de pómez pero no es gradación del tipo horizonte de gruesos. La (il) no está muy marcada y solo se nota midiendo, a la base (HU62-a1) el diámetro promedio de los 5 líticos más grandes es 4.54 cm y a la cima (HU62-a2) es de 4.9 cm.</p>	<p>Base no expuesta</p>

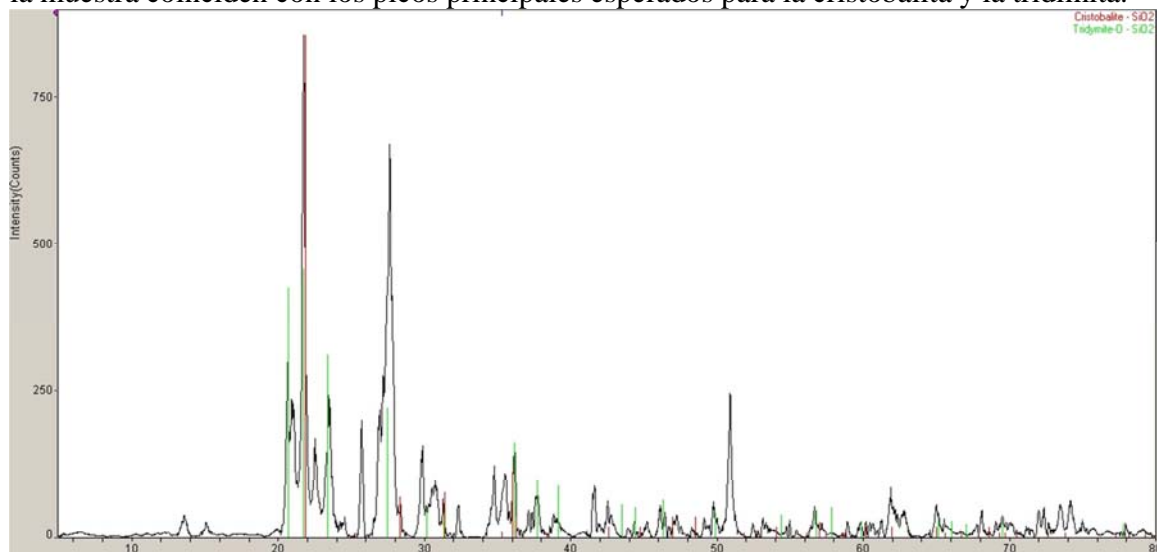
Sección 25: Bondojoito (inferior)	Descripción	Fábrica Direccional
<p>Muestra</p> <p>HU93-a3</p> <p>14.5 m</p> <p>HU93-a2</p> <p>HU93-a1</p> <p>?</p> 	<p>Litofacies</p> <p>mLT</p> <p>mLT</p> <p>emLT</p> <p>emLT</p> <p>Base no expuesta</p>	<p>↖</p> <p>↖</p>

Apéndice 3: Difracción de Rayos X.

Resultados para las zonas 2 y 3 del sitio 21 “Los Arcos”, 20 km de la fuente.

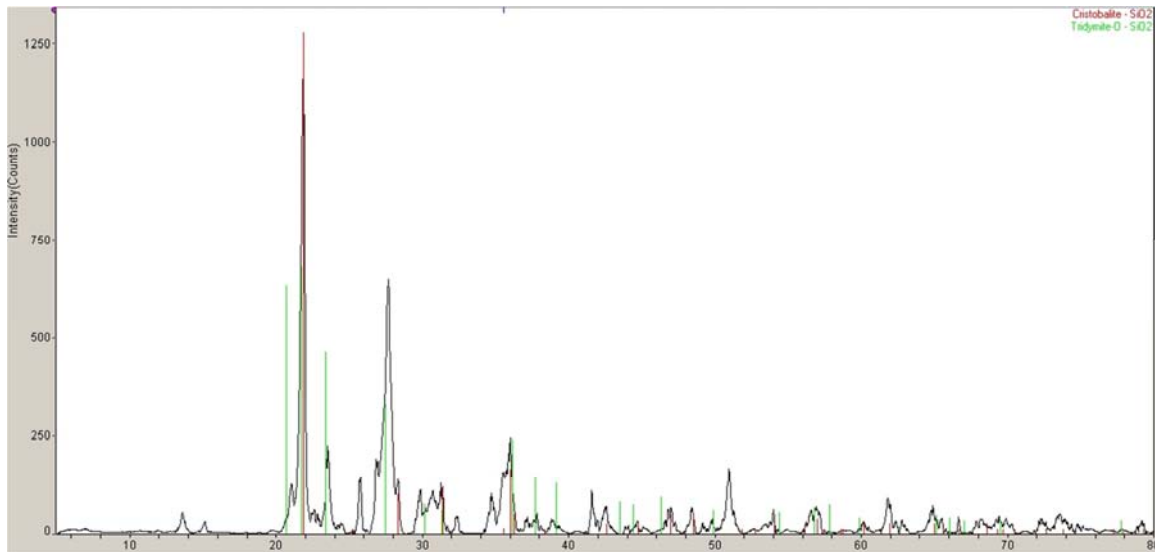


Muestra HU81-a1. Esta es la deveM LT en el sitio 21 (“Los Arcos”). Los mayores picos de la muestra coinciden con los picos principales esperados para la cristobalita y la tridimita.

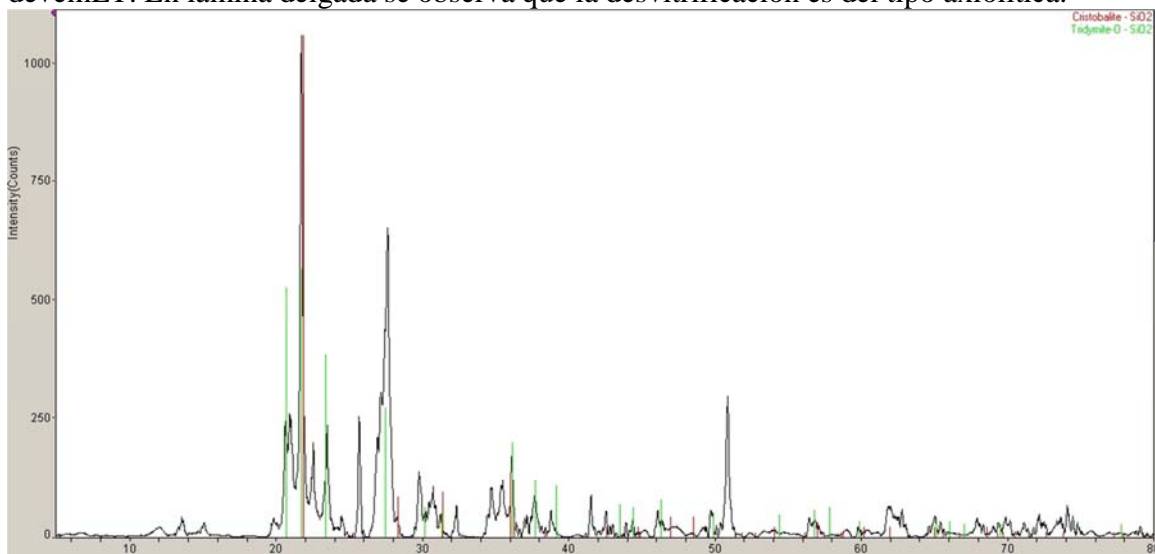


Muestra HU81-a3. Esta es la vapM LT (sillar) del mismo sitio. Todos los picos principales esperados para la cristobalita y la tridimita se han encontrado. Ambas imágenes se han hecho quitando el ruido de fondo. Nótese que el pico del ángulo 2θ de poco más de 20 fue mucho mejor identificado en la muestra tipo sillar. Los únicos picos notables en las muestras que no parecen estar relacionados a la tridimita y a la cristobalita son los que están entre el ángulo 2θ de 26 y 51. Debido a que estas muestras se hicieron para buscar la existencia de cristobalita y tridimita no se buscó identificar que mineral es el causante de esos picos.

Resultados para las zonas 1 y 2 del sitio 4 “Cas y Wright”, 41.8 km de la fuente.



HU85-a9. Se tiene coincidencia en los picos principales que marcan la presencia de cristobalita y tridimita. La muestra es la ignimbrita rosa arriba del vitrófiro, que es una devemLT. En lámina delgada se observa que la desvitrificación es del tipo axiolítica.



HU85-a12. Litofacies vapmLT. Roca del tipo sillar. La coincidencia en picos es más marcada, en especial para la tridimita. En general, los patrones de minerales de alteración de fase de vapor son los mismos para las dos secciones (4 y 21) a pesar de las diferencias en distancia a la fuente. Este hecho y la coincidencia en litofacies muestran que esta alteración de fase de vapor es regional.

Apéndice 4. Datos de las secciones y cálculo del volumen de la ignimbrita.

Sección	Nombre	Norte	Oeste	Clave
1	Palmillas	20°17'18.00"N	99°54'48.00"O	HU-88
2	Cantera de las Barrancas	20°16'9.45"N	99°55'35.84"O	HU-76
3	San Sebastián de las Barrancas	20°15'46.59"N	99°56'33.25"O	HU-77
4	Cas y Wright	20°13'57.30"N	99°54'56.79"O	HU-85
5	El Gualulo	20°13'51.86"N	99°56'16.93"O	HU-105
6	Atlacomulco - Palmillas	20°12'50.35"N	99°53'53.70"O	HU-104
7	El Rincón	20°12'28.53"N	99°55'2.69"O	HU-106
8	El Huizachal	20°11'53.70"N	99°52'43.78"O	HU-103
9	La Estancia	20°11'25.29"N	99°53'30.18"O	HU-102
10	Presa San Ildefonso	20°10'33.47"N	99°56'37.02"O	HU-110
11	Yospi	20° 9'5.65"N	99°56'31.81"O	HU-109
12	San Ildefonso Tultepec	20° 8'24.12"N	99°56'48.32"O	HU-108
13	Piedras Largas 2	20° 8'8.91"N	99°56'36.07"O	HU-107
14	Piedras Largas	20° 8'5.50"N	99°56'20.58"O	HU-86
15	Encinillas	20°14'10.15"N	99°25'5.49"O	HU-67
16	Mangui	20°13'21.17"N	99°36'17.14"O	HU-73
17	Las Moscas	20°17'24.78"N	99°48'1.73"O	HU-84
18	Mina de Arena	20°17'20.46"N	99°47'28.59"O	HU-89
19	Llano Largo	20°19'8.55"N	99°45'15.14"O	HU-90
20	Presa Madero	20°19'0.12"N	99°43'12.74"O	HU-83
21	Los Arcos	20°20'1.06"N	99°42'47.48"O	HU-81
22	Zothé	20°22'1.11"N	99°44'2.86"O	HU-91

23	Rancho Jaramillo	20°24'1.68"N	99°42'41.52"O	HU-92
24	Dandho	20°26'23.88"N	99°43'11.17"O	HU-95
25	Bondojito (inferior)	20°26'28.93"N	99°41'53.73"O	HU-93
26	Bondojito (superior)	20°27'15.71"N	99°42'10.91"O	HU-62
27	San Francisco	20°28'8.38"N	99°43'20.30"O	HU-94
28	Pahñu	20°30'12.47"N	99°41'8.14"O	HU-101
29	Tecozautla	20°29'38.81"N	99°40'1.19"O	HU-64
30	La Mesilla	20°29'10.83"N	99°39'58.65"O	HU-100
31	Bothé	20°28'47.93"N	99°39'56.77"O	HU-99
32	Pathecito	20°28'17.20"N	99°39'48.51"O	HU-98
33	Banco de arena Dothí	20°28'2.75"N	99°39'30.72"O	HU-97
34	Dothí 2	20°27'14.36"N	99°39'26.26"O	HU-96
35	Dothí	20°26'16.62"N	99°39'25.27"O	HU-63

Las coordenadas son a la base de la sección en datum WGS 84.

Cálculo del volumen de la ignimbrita Huichapan.

Para el cálculo del volumen se dividió la zona en la cual aflora la ignimbrita y el área inferida. Como se menciona en el apartado de marco geológico el área inferida se basa en el hecho de que si la ignimbrita llegó a 50 km al oeste de la caldera seguramente también se dispersó en un área similar hacia el sur. Sin embargo, el campo volcánico de Jilotepec ha cubierto toda la parte sur de la ignimbrita, aunque hay pequeños afloramientos de la misma dentro del campo volcánico (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009), lo cual comprueba que la ignimbrita se emplazó hacia el sur. En esta zona, la ignimbrita ha sido totalmente cubierta, por lo cual los espesores que se infieren son aquellos que son equivalentes a los medidos en las facies del oeste para las zonas ubicadas más o menos a la misma distancia de la caldera. Se ha dividido a la ignimbrita en 7 zonas. Si bien el espesor de las ignimbritas suele estar controlado por la topografía, en el caso de una ignimbrita tan grande como la

Huichapan esos efectos son menos importantes con respecto a las erupciones mas pequeñas, donde muchas veces las ignimbritas son considerablemente más gruesas en valles. Para la ignimbrita Huichapan se ve un cambio regional en espesores, con 70 metros de ignimbrita a 20 km de la fuente sin base expuesta y con cima erosionada y 32.5 metros a 48 km de la fuente sin base expuesta y con cima erosionada. La figura a4.1 muestra la división en áreas de la ignimbrita Huichapan. La imagen presentada es sólo esquemática, el cálculo de áreas se realizó usando cartas topográficas 1:50000 en las cuales al georeferenciar en ArcMap se pueden obtener cálculos de áreas con sólo un .001 % de error.

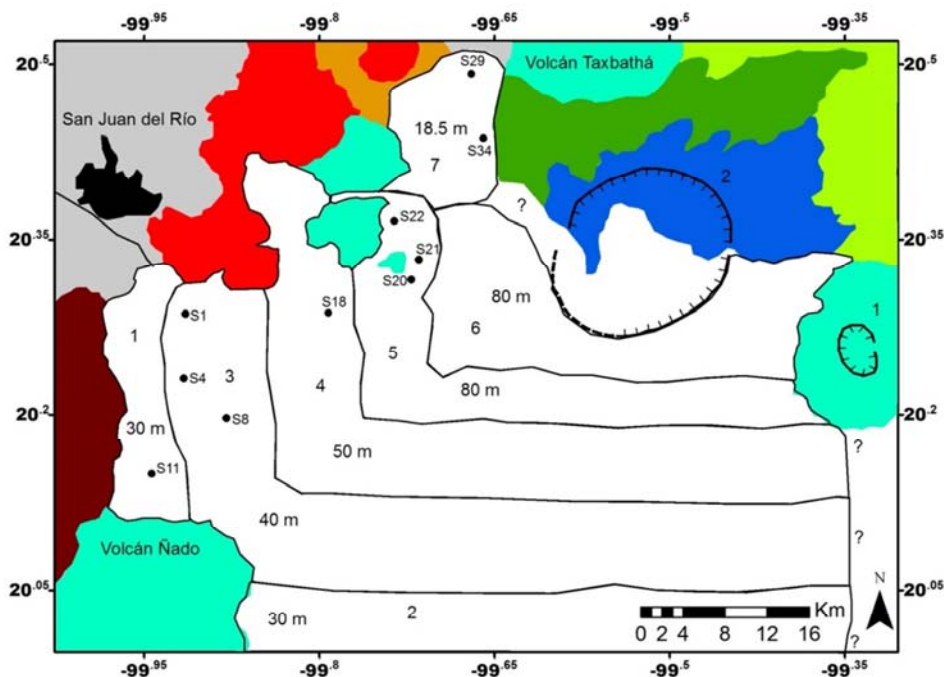


Figura a4.1. Variaciones regionales en espesores.

Área 1: Facies distales de la ignimbrita. Se ha tomado como espesor representativo de ésta zona el de la sección 11, 30 metros. Debe de notarse que la sección 12 esta aun más lejos de la fuente que la 11, a pesar de esto tiene 32.5 metros sin base expuesta y con la cima erosionada y cubierta por suelo. No se toma en cuenta la posible ocurrencia de la ignimbrita Huichapan superior en la zona 1, por lo cual 30 metros es un valor conservador..

Área 2: Se usa el mismo espesor que en la zona 1.

Área 3: La sección 8 tiene 35 metros sin base expuesta y con la cima erosionada y cubierta por suelo. La zona 1 de la ignimbrita no aflora en la sección 8, de hecho sólo 3 metros de la zona 2 afloran en dicha sección. Fácilmente se le pueden agregar los 7 metros de la zona 1

que se conocen con base al sitio 4. Sin embargo, sólo se agregarán 5. Se genera un espesor de 40 metros para la sección 8, considerado representativo para el área 3.

Área 4: Lo único expuesto aquí son cerca de 20 metros de ignimbrita Huichapan superior en el sitio 18 (sin la base expuesta y con la cima erosionada y cubierta por suelo). En el área 3 se han considerado 10 metros para la ignimbrita Huichapan superior, agregando otros 10 para completar los 20 metros que afloran en el sitio 18 se obtienen 50 metros. Este es un espesor mínimo debido a que las zonas 1, 2 y 3 seguramente son más gruesas en el área 4 con respecto a la 3.

Área 5: En la Presa Madero, aunque no fue posible levantar la sección completa, al menos hay 70 metros de ignimbrita (base no expuesta y cima erosionada). La ignimbrita Huichapan superior se formó cuando la topografía ya estaba muy nivelada por lo cual posiblemente cambia de espesor de forma exponencial con respecto a la distancia de la fuente. Fácilmente, los 20 metros de ignimbrita Huichapan superior del sitio 18 se podrían agregar en esta área generando 90 metros sin base expuesta, pero se conserva un espesor moderado de 80 metros.

Área 6: La zona de la ignimbrita al frente del anillo de la caldera. Debido a que esta zona ha sido significativamente cubierta no se pueden obtener muchos datos. Se conserva el espesor de la zona anterior 80 metros agregando 10 metros más (grosor aproximado de la porción expuesta de la ignimbrita Huichapan superior en esta zona, eg., sitio 15). Este estimado es muy conservador, muy posiblemente en la cercanía de la caldera la ignimbrita pudo haber alcanzado más de cien metros, especialmente considerando que la ignimbrita Huichapan sin base expuesta, con la cima erosionada y sin estar confinada en un accidente paleotopográfico alcanza hasta 30 metros a 44 km de la fuente (sitio 5).

Área 7: Se toma el espesor promedio del sitio 35 y 29 (19.2 y 15.9 m respectivamente), que es igual a 17.55 m. El sitio 29 es de los más distales de la zona norte (25.5 km de la fuente) y tiene la cima erosionada. Además no se está tomando en cuenta al menos 14 metros de la ignimbrita Huichapan superior que podrían ser agregados a esta zona (en el norte la ignimbrita Huichapan superior ha sido erosionada en todos lados menos en el sitio 26, que a pesar de estar a 24.7 km de la fuente tiene 14 metros sin base expuesta y con cima erosionada). Con esto, el espesor para la zona 7 sería de 31.55 m, aunque se considerara un espesor conservador de 17.55 m.

Finalmente se tiene el estimado:

Zona	Área (Km ²)	Espesor (Km)	Volumen (Km ³)
1	116.5	0.03	3.495
2	343.7	0.03	10.311
3	497.1	0.04	19.884
4	507.3	0.05	25.365
5	208.4	0.08	16.672
6	372.8	0.09	33.552
7	112.2	0.01755	1.96911
	Total 2158	\bar{x} 0.048221	Total 111.24811

111 Km³ es el volumen mínimo. Sin embargo, si se considera aumentar 10 metros a las zonas 1 y 2 por la presencia de la ignimbrita Huichapan superior (la cual aflora en los sitios 1 y 6); 10 metros a las areas 3, 4, 5 y 6 para compensar el hecho de que la zona 1 no está expuesta (la cual seguramente es más gruesa que en la zona 1, donde mide cerca de 7 metros); finalmente, si se considera el espesor inferido de 32.55 para el area 7 el volumen aumenta a 133 Km³ (hay que tomar en cuenta que estos espesores siguen siendo un mínimo, debido a que la cima suele estar erosionada). En adición, muchas secciones en los márgenes distales de la ignimbrita alcanzan 15 metros o más de espesor, por lo cual el área total de la distribución original de la ignimbrita está siendo subestimada. En los cálculos realizados no se está considerando ceniza co-ignimbrítica ni tampoco la ignimbrita intracaldera. En resumen, el estimado de 111 Km³ representa un conservador volumen mínimo para la ignimbrita Huichapan.