



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE GEOCIENCIAS
CAMPUS JURIQUILLA



**PALEOMAGNETISMO Y TECTÓNICA DE ROCAS DEL CRETÁCICO INFERIOR EN EL
MARGEN SUROCCIDENTAL DE NORTE AMÉRICA, BAHÍA CHAMELA E ISLA COCINAS
(JALISCO)**

TESIS

**Requisito para obtener el grado de
Maestra en Ciencias de la Tierra
(Física de la Tierra Solida)**

Presenta:

Paola Catalina Montaña Cortes

Tutor:

**Dr. Roberto Stanley Molina Garza
Centro de Geociencias UNAM**

Miembros del Comité Tutor:

**Dr. Harald Böhnell, Centro de Geociencias UNAM
Dr. Timothy Lawton, Centro de Geociencias UNAM
Dr. Michelangelo Martini, Instituto de Geología UNAM
Dr. Peter Schaaf, Instituto de Geofísica UNAM**

Juriquilla, Santiago de Querétaro, 2016

AGRADECIMIENTOS

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN	8
1. INTRODUCCIÓN	10
1.1 OBJETIVOS	11
2. ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO	12
2.1 TERRENO GUERRERO	12
2.1.1 Estratigrafía Área Oriental	14
2.1.2 Estratigrafía Área Central	16
2.1.3 Estratigrafía Área Occidental	19
2.1.3.1 El Cretácico del área Jalisco/Colima	20
2.1.3.1.1 Formación Alberca	20
2.1.3.1.2 Formación Tecalitlán	20
2.1.3.1.3 Formación Tepalcatepec- Formación Madrid	21
2.1.3.1.4 Formación Cerro de la Vieja	21
2.1 MODELOS PROPUESTOS	22
2.2 ESTUDIOS ANTERIORES DE PALEOMAGNETISMO	23
3. MÉTODOS	25
3.1 PETROGRAFÍA	27
3.2 GEOCRONOLOGÍA Y ANÁLISIS DE Hf	29
3.3 PALEOMAGNETISMO	30
4. RESULTADOS	32
4.1. GEOLOGÍA ÁREA DE ESTUDIO	32
4.1 PETROGRAFÍA	35
4.3 GEOCRONOLOGÍA E ISOTOPIA DE Hf	47
4.3 PALEOMAGNETISMO	53
5. DISCUSIÓN	66
6. CONCLUSIONES	72
7. BIBLIOGRAFÍA	73
ANEXOS	80
ANEXO A. Datos analíticos de U/Pb obtenidos por LA-ICP-MS en circones de las muestras PER02, PER12 y PER33	80

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. MAPA CON LA UBICACIÓN DE LOS TERRENOS Y BLOQUES QUE LIMITAN EL SUPERTERRENO GUERRERO, LOS NÚMEROS CORRESPONDEN A LA UBICACIÓN DE LA ESTRATIGRAFÍA DESCRITA EN ESTE TRABAJO PARA EL SUPERTERRENO GUERRERO (MODIFICADO DE CENTENO-GARCÍA ET AL., 2011).....	13
FIGURA 2. ESTRATIGRAFÍA DE LA PARTE NORTE DEL SUPERTERRENO GUERRERO, DESDE COLIMA EN LA PARTE OCCIDENTAL A GUANAJUATO AL ORIENTE.	17
FIGURA 3. ESTRATIGRAFÍA DE LA PARTE SUR DEL SUPERTERRENO GUERRERO, DESDE ZIHUATANEJO EN LA PARTE OCCIDENTAL A TAXCO AL ORIENTE.....	18
FIGURA 4. ALGUNOS DE LOS MODELOS PROPUESTOS PARA EL CRETÁCICO TEMPRANO ACERCA DEL ORIGEN Y ACRECIÓN DEL SUPERTERRENO GUERRERO. A) TRINCHERAS Y ARCOS DE ISLAS QUE SE ACRECIONAN (TALAVERA-MENDOZA ET AL., 2007; CENTENO-GARCÍA ET. AL., 2008). B) DOBLE SUBDUCCIÓN DE LA PLACA MEZCALERA (DICKINSON Y LAWTON, 2001). C) ARCO INTRAOCEÁNICO (TARDY ET AL, 1992; FREYDIER ET AL., 1995). D) CUENCA TRAS-ARCO (CABRAL – CANO ET AL., 2000; ELÍAS- HERRERA Y ORTEGA-GUTIÉRREZ, 1998; PINDELL ET AL., 2012).	23
FIGURA 5. LOCALIZACIÓN DE LOS SITIOS DE MUESTREO COLECTADOS EN BAHÍA CHAMELA E ISLA COCINAS, UBICADOS AL SUR DE PUERTO VALLARTA (JALISCO) SOBRE MAPA GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO TOMADO DE SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO (2000). QAL: ALUVION, QPTCGP-Ar: CONGLOMERADO POLIMÍCTICO - ARENISCA, TOMTR: TOBA RIOLÍTICA; KsGr-Gd: GRANITO-GRANODIORITA; KAPA(?)A: ANDESITA. DE MANERA GENERAL SE MUESTREO LA UNIDAD KAPA(?)A QUE PERTENECÍA A LA FORMACIÓN TECALITLÁN.	25
FIGURA 6. MAPA DE BAHÍA CHAMELA E ISLA COCINAS CON LAS ESTACIONES REALIZADAS Y DATOS ESTRUCTURALES TOMADOS. (TOMADO DE SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO 2000).....	32
FIGURA 7. FOTOGRAFÍAS DE LOS AFLORAMIENTOS Y ROCAS ENCONTRADAS EN BAHÍA CHAMELA E ISLA COCINAS. A) AFLORAMIENTO DE LOS FLUJOS DE ANDESITAS EN LA ISLA COCINAS. B) DETALLE DEL RECUADRO AMARILLO SEÑALADO EN A, SE OBSERVA UN PLIEGUE REOMÓRFICO DEL DELINEADO EN ROJO. C) AFLORAMIENTO DE TOBAS. D) AFLORAMIENTO DE UN FLUJO DE ESCOMBROS. E) DETALLE DEL RECUADRO AMARILLO SEÑALADO EN C, SE OBSERVA LOS FRAGMENTOS QUE COMPOEN EL FLUJO QUE SON ANGULARES DE HASTA 8 CM. F) ANDESITA CON CRISTALES DE FELDESPATO Y ALGUNAS VESÍCULAS RELLENAS DE CUARZO. G) ARENISCA MASIVA.	33
FIGURA 8. COLUMNAS ESQUEMÁTICAS DE LAS ROCAS ENCONTRADAS EN BAHÍA CHAMELA E ISLAS COCINAS, CON LA UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS COLECTADAS. LA PARTE NORTE CORRESPONDE A LOS SITIOS PER01 A PER11, LOS DE LA ENTRADA A LA POBLACIÓN DE PERULA PER12.1, PER12, PER13, PER19 Y PER33, SITIOS DE LA ISLA COCINAS VA DESDE PER13.1 A PER18 Y PER27 Y PER28, Y LOS SITIOS DE LA PARTE SUR SON DESDE PER20 A PER26, PER29 A PER30 Y PER33.	34
FIGURA 9. FOTOGRAFÍA DE LAS LÁMINAS DELGADAS DE LAS ARENISCAS, EN PPL A LA IZQUIERDA Y XPL A LA DERECHA. A Y B) PER01: LÍTICOS VOLCÁNICOS LATHWORK (LVL), CON PLAGIOCLASAS (P), LÍTICOS METAMÓRFICOS (LM) E ILLITA (ILL) BORDEANDO LOS GRANOS. C Y D) PER05: CUARZO MONOCRISTALINO (QM), LÍTICOS VOLCÁNICOS VÍTRICOS (LVV), MINERALES OPACOS (OP), PLAGIOCLASA (P), ILLITA (ILL) Y CALCITA (CAL) COMO REEMPLAZAMIENTO. E Y F) PER07: LÍTICOS VOLCÁNICOS LATHWORK (LVV), CUARZO MONOCRISTALINO (QM) Y MATRIZ CON HEMATITA (HM). G Y H) PER12.1: LÍTICOS VOLCÁNICOS LATHWORK (LVL), LÍTICOS METAMÓRFICOS (LM) Y PLAGIOCLASAS (P) CON INCLUSIONES.	36
FIGURA 10. CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS DE BAHÍA CHAMELA E ISLAS COCINAS. TRIÁNGULO DE CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL DE FOLK (1974). PER01, PER05Y PER07 PERTENECEN A LA FORMACIÓN TECALITLÁN, Y PER012.1 CORRESPONDE A DEPÓSITOS DEL CRETÁCICO SUPERIOR.	37
FIGURA 11. CLASIFICACIÓN DE LAS ARENISCAS PARA AMBIENTES TECTÓNICOS, EN LOS TRIÁNGULOS CLASIFICACIÓN A) QtFL% DE DICKINSON Y SUCZEK (1979), B) QmFLT% DE DICKINSON (1985), C) QMPK% DE DICKINSON (1985), D) QpLVmLSM% DE DICKINSON (1985) E) LmLvLS% DE INGERSOLL Y SUCZEK (1979).	38
FIGURA 12. TRIANGULO DE CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL DE ROCAS VOLCÁNICAS DE STRECKEISEN (1978) PARA LAS ROCAS DE BAHÍA CHAMELA E ISLA COCINAS.....	40

FIGURA 13. FOTOGRAFÍA DE LAS LÁMINAS DELGADAS DE LAS DACITAS, EN PPL A LA IZQUIERDA Y XPL A LA DERECHA. A Y B) PER06: PLAGIOCLASA (P), MATRIZ (MTX), TEXTURA PORFIRÍTICA. C Y D) PER09: PLAGIOCLASAS (P), CUARZO (Q), ORTOPIROXENO (Opx) Y MATRIZ (MTX). E Y F) PER30: PLAGIOCLASA (P) CON TEXTURAS FIBROSA RADIAL, CUARZO (Q), MATRIZ (MTX).	41
FIGURA 14. FOTOGRAFÍA DE LAS LÁMINAS DELGADAS DE LAS ANDESITAS, EN PPL A LA IZQUIERDA Y XPL A LA DERECHA. A Y B) PER06: PLAGIOCLASA (P), ORTOPIROXENO (Opx), CLINOPIROXENO (Cpx), MATRIZ (MTX), VESÍCULAS RELLENAS DE CUARZO Y SERPENTINA (Vsc), PRESENTA TEXTURA PORFIRÍTICA. C Y D) PER09: PLAGIOCLASAS (P) CON INCLUSIONES DE VIDRIO Y PIROXENOS, CLINOPIROXENO (Cpx) Y MATRIZ (MTX). E Y F) PER12: TEXTURAS GLOMEROPORFIDICA DE PLAGIOCLASA (P) CON CLINOPIROXENO (Cpx) Y MATRIZ (MTX). G Y H) PER13.1: PLAGIOCLASA (P) CON MATRIZ (MTX).	42
FIGURA 15. FOTOGRAFÍA DE LAS LÁMINAS DELGADAS DE LAS ANDESITAS, EN PPL A LA IZQUIERDA Y XPL A LA DERECHA. A Y B) PER16: TEXTURA GLOMEROPORFIDICA DE PLAGIOCLASA (P) CON CLINOPIROXENOS (Cpx) Y MATRIZ (MTX). C Y D) PER18: PLAGIOCLASAS (P) CON INCLUSIONES DE PIROXENOS Y MATRIZ (MTX). E Y F) PER21: PLAGIOCLASA (P) CON ALGO DE EXCLUSIÓN, CLINOPIROXENOS (Cpx) CON MACLA POLISINTÉTICA Y MATRIZ (MTX). G Y H) PER33: TEXTURA GLOMEROPORFIDICA DE PLAGIOCLASA (P) CON CLINOPIROXENO (CLP), PRESENTA CALCITA SECUNDARIA Y MATRIZ (MTX).	43
FIGURA 16. TRIANGULO DE CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL DE TOBAS Y CENIZAS BASADO EN LA COMPOSICIÓN DE LOS FRAGMENTOS (DESPUÉS DE SCHMID,1981).	45
FIGURA 17. FOTOGRAFÍA DE LAS LÁMINAS DELGADAS DE LAS TOBAS, EN PPL A LA IZQUIERDA Y XPL A LA DERECHA. A Y B) PER22: CUARZO (Q), PLAGIOCLASA (P) Y FRAGMENTOS DE ROCA (FRG). C Y D) PER24: ESQUIRLAS DE VIDRIO (ESQ) CON FORMAS EN Y Y ALGUNAS CON FORMA DE BURBUJAS, EL VIDRIO ESTA DESVITRIFICADO. E Y F) PER25: FRAGMENTOS DE ROCA (FRG) PLAGIOCLASA (P), HEMATITA PIGMENTARIA (Hm) Y MATRIZ VÍTRICA DESVITRIFICADA (MTX). G Y H) PER28: PLAGIOCLASA (P), CLINOPIROXENO (Cpx), FELDESPATO POTÁSICO (K) CUARZO (Q) Y MATRIZ VÍTRICA (MTX).	46
FIGURA 18. IMAGEN DE CÁTODOLUMINISCENCIA DE ALGUNOS CIRCONES DE LA MUESTRA PER33, LOS NÚMEROS EN BLANCO CORRESPONDEN A EL ANÁLISIS, LOS CÍRCULOS EN ROJO EL LUGAR DONDE SE REALIZARON LA ABLACIÓN Y EL NUMERO EN ROJO LA EDAD OBTENIDA POR U-Pb, LOS CIRULOS EN VERDE CON LÍNEA PUNTEADA DONDE SE REALIZÓ LA ABLACIÓN PARA EL ANÁLISIS DE Hf Y EN VERDE LOS VALORES DE ÉPSILON DE Hf INICIAL.	47
FIGURA 19. DIAGRAMA DE CONCORDIA TIPO TERA WASSERBURG CON LOS DATOS DE LA MUESTRA PER33. A) DIAGRAMA CON TODOS LOS DATOS OBTENIDOS. B) AMPLIFICACIÓN DE LOS DATOS EN DONDE SE DIVIDEN EN DOS: ROJOS DATOS CON DISCORDANCIA MAYOR AL 15%, Y VERDES DATOS CON UNA DISCORDANCIA MENOR A 15% Y UTILIZADOS EN LA ESTADÍSTICA.	48
FIGURA 20. HISTOGRAMA DE LA DISTRIBUCIÓN DE LAS EDADES MÁS CONCORDANTES PARA LA MUESTRA PER33, DIAGRAMA TUFFZIRC (LUDWIG, 2008).	48
FIGURA 21. EPSILON Hf vs. LA EDAD U/Pb DE LOS 15 CIRCONES ANALIZADOS DE LA MUESTRA PER33, LOS CUALES SON VALORES POSITIVOS.	49
FIGURA 22. IMAGEN DE CÁTODOLUMINISCENCIA DE ALGUNOS CIRCONES DE LA MUESTRA PER12, LOS NÚMEROS EN BLANCO CORRESPONDEN A EL ANÁLISIS, LOS CÍRCULOS EN ROJO EL LUGAR DONDE SE REALIZARON LA ABLACIÓN Y EL NUMERO EN ROJO LA EDAD OBTENIDA POR U-Pb	50
FIGURA 23. DIAGRAMA DE CONCORDIA DE LA MUESTRA PER12. A) DIAGRAMA GENERAL DE CONCORDIA CON UNA CIRCÓN DE EDAD 1300MA APROXIMADAMENTE Y OTRA AGRUPACIÓN EN 100MA APROXIMADAMENTE. B) AMPLIFICACIÓN EN EL DIAGRAMA TIPO TERA WASSERBURG DEL GRUPO DE CIRCONES MÁS JÓVENES QUE VAN DE 170 Ma A 110 Ma.	50
FIGURA 24. A) DIAGRAMA DE PROBABILIDAD RELATIVA PARA LA MUESTRA PER12, DONDE SE MUESTRA UNA FAMILIA DE CIRCONES A 80 Ma APROXIMADAMENTE. B) HISTOGRAMA DE LA DISTRIBUCIÓN DE LAS EDADES MÁS CONCORDANTES PARA LA MUESTRA PER12 DIAGRAMA TUFFZIRC, (LUDWIG, 2008), SE OBSERVA LA DIVISIÓN EN TRES GRUPOS DE LOS CIRCONES QUE ESTÁN EN EL PICO DE 80MA DEBIDO A LA ESTADÍSTICA.	51
FIGURA 25. IMAGEN DE CÁTODOLUMINISCENCIA DE ALGUNOS CIRCONES DE LA MUESTRA PER02, LOS NÚMEROS EN BLANCO CORRESPONDEN A EL ANÁLISIS, LOS CÍRCULOS EN ROJO EL LUGAR DONDE SE REALIZARON LA ABLACIÓN Y EL NUMERO EN ROJO LA EDAD OBTENIDA POR U-Pb.	52
FIGURA 26. A) DIAGRAMA DE CONCORDIA TIPO TERA WASSERBURG PARA LA MUESTRA PER02. B) AMPLIFICACIÓN EN LOS DATOS DE LOS CIRCONES MÁS ANTIGUOS CON EDAD ES DE 1500 A 400 Ma, QUE MUESTRAN UNA BUENA	

CONCORDANCIA. B) AMPLIFICACIÓN EN LOS DATOS DE EDADES JÓVENES, ENTRE 70 MA Y 170MA, EN ROJO SON LOS DATOS CON UNA DISCORDANCIA MAYOR A 15% Y EN VERDE MENOR AL 15%.....	52
FIGURA 27. HISTOGRAMA DE LA DISTRIBUCIÓN DE LAS EDADES MÁS CONCORDANTES, DIAGRAMA TUFFZIR (LUDWIG, 2008), PARA MUESTRA PER02, Y ESTADÍSTICAMENTE SE OBTIENEN DOS GRUPOS. A)DIAGRAMA TUFFZIRC(LUDWIG, 2008) DE 17±6 MA CON UN ERRO DE 2 SIGMA B) DIAGRAMA TUFFZIRC (LUDWIG, 2008) DE 79.3±4 MA CON UN ERROR DE 2 SIGMA	53
FIGURA 28. RESULTADOS DE AMS DE LAS MUESTRAS DE PER07 Y PER10. EN PER07 EL GRAFICO T VS. P SE MUESTRA SU AFINIDAD PROLADA.....	55
FIGURA 29. RESULTADOS DE AMS DE LA MUESTRA PER15, QUE PERTENECE AL FLUJO ANDESÍTICO DE PER13 Y PER15, UBICADOS EN LA PARTE SUR DE LA ISLA COCINAS, MOSTRANDO EN EL GRAFICO T VS. P SU AFINIDAD OBLADA.	56
FIGURA 30. RESULTADOS DE AMS DE LA MUESTRA PER31, QUE ES UN DIQUE.	56
FIGURA 31. DIAGRAMAS DE ZIJDERVELD DE LA ZONA NORTE DEL ÁREA DE BAHÍA CHAMELA A) AFLORAMIENTO PER01-PER05, B) AFLORAMIENTO PER06-PER11. LOS NÚMEROS EN NEGRO INDICAN LAS TEMPERATURAS A LOS QUE FUE MEDIDA LA REMANENCIA MAGNÉTICA DE LAS ROCAS.	60
FIGURA 32. DIAGRAMAS DE ZIJDERVELD DE LA ZONA CENTRO DEL ÁREA DE BAHÍA CHAMELA A) AFLORAMIENTO ENTRADA A PERULA PER12, PER13, PER19 Y PER32, B) AFLORAMIENTO PER20 Y PER21. LOS NÚMEROS EN NEGRO INDICAN LAS TEMPERATURAS A LOS QUE FUE MEDIDA LA REMANENCIA MAGNÉTICA DE LAS ROCAS.	60
FIGURA 33. DIAGRAMAS DE ZIJDERVELD DE LA ZONA CENTRO DEL ÁREA DE ISLA COCINAS A) AFLORAMIENTO AL SUR DE LA ISLA SITIOS PER13.1 A PER18. B) AFLORAMIENTO AL NORTE DE LA ISLA SITIOS PER27 Y PER28. LOS NÚMEROS EN NEGRO INDICAN LAS TEMPERATURAS A LOS QUE FUE MEDIDA LA REMANENCIA MAGNÉTICA DE LAS ROCAS.	62
FIGURA 34. DIAGRAMAS DE ZIJDERVELD DE LA ZONA SUR DEL ÁREA DE BAHÍA CHAMELA A) AFLORAMIENTO PER23 A PER26, B) Y C) AFLORAMIENTO PER20 A PER31 B) ROCA PIROCLÁSTICA C) DIQUE. LOS NÚMEROS EN NEGRO INDICAN LAS TEMPERATURAS A LOS QUE FUE MEDIDA LA REMANENCIA MAGNÉTICA DE LAS ROCAS.	63
FIGURA 35. RESULTADOS DE LA PRUEBA DE PLIEGUE DC-TEST DE Ekin. (2003)PARA EL COMPONENTE C DE LOS SITIOS DE LA FORMACIÓN. EL VALOR C REPRESENTA EL ÁNGULO ENTRE LA DIRECCIÓN MEDIA IN SITU Y LA DIRECCIÓN MEDIA CORREGIDA ESTRUCTURALMENTE POR LA RELACIÓN ANGULAR ENTRE LAS DIRECCIONES MEDIAS IN SITU Y CORREGIDAS POR BUZAMIENTO. EL VALOR D ES UNA PROYECCIÓN DEL ARCO ENTRE LAS DIRECCIONES MEDIAS IN SITU Y LA DIRECCIÓN MEDIA IN SITU SOBE EL ARCO USADO PARA CALCULAR EL VALOR C. EL ÁREA SOMBRADA REPRESENTA LA REGIÓN DEL 95% DE CONFIANZA.	64
FIGURA 36. DIAGRAMAS DE IGUAL ÁREA PARA EL COMPONENTE DE ALTA TEMPERATURA C, DONDE SE MUESTRA LAS DIRECCIONES NORMALES Y ANTIPODALES, A ES IN SITU Y B CON CORRECCIÓN ESTRUCTURAL. SÍMBOLOS CERRADOS REPRESENTAN INCLINACIONES POSITIVAS, SIMBOLOS ABIERTOS INCLINACIONES NEGATIVAS.	65
FIGURA 37. DIAGRAMAS DE IGUAL ÁREA PARA EL COMPONENTE DE ALTA TEMPERATURA C PARA LOS 26 SITIOS, CON LAS DIRECCIONES A UN MISMO POLO, A ES IN SITU Y B CON CORRECCIÓN ESTRUCTURAL. SÍMBOLOS CERRADOS (ABIERTOS) REPRESENTAN INCLINACIONES POSITIVAS (NEGATIVAS). SIMBOLOS ROJOS REPRESENTAN DIRECCIONES MEDIAS.....	65
FIGURA 38. DIAGRAMA DE ϵ_{Hf} VS. EDAD DE LOS CUERPOS ÍGNEAS REPORTADOS POR ORTEGA-OBREGÓN ET AL. (2014) Y LOS ANÁLISIS REALIZADOS EN ESTE TRABAJO EN UNA ANDESITA DE LA FM. TECALITLÁN.	67
FIGURA 39. CAMBIOS PALEOLATITUDINALES SEGÚN DIFERENTES AUTORES PARA EL MARGEN SUROCCIDENTAL DE NORTE AMÉRICA, COMPARADOS CON LOS DATOS OBTENIDOS EN ESTE TRABAJO.....	69

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1. DATOS OBTENIDOS DE LOS POR BÖHNEL ET AL., 1989. LA DECLINACIÓN (DEC) E INCLINACIÓN (INC), JUNTO CON SUS PARÁMETROS ESTADÍSTICOS (K Y A95) Y PALEOLATITUD (PALEOLAT) FUERON RECALCULADOS DE LOS REPORTADOS EN EL TRABAJO DE BÖHNEL ET AL., 1989.	24
TABLA 2. MUESTRAS COLECTADAS CON SUS CORDENADAS Y EL MÉTODO QUE SE LE REALIZO A CADA UNA.	26
TABLA 3. PARÁMETROS DE CONTEO DE LOS PRINCIPALES COMPONENTES PARA ROCAS SEDIMENTARIAS (LAWTON ET AL., 2003).	27
TABLA 4. PARÁMETROS DE CÁLCULO DE LOS PORCENTAJES DE LOS COMPONENTES PRINCIPALES PARA LAS ROCAS SEDIMENTARIAS (TOMADO Y MODIFICADO DE LAWTON ET AL., 2003).....	28
TABLA 5. PARÁMETROS DE CONTEO PARA ROCAS ÍGNEAS Y PIROCLASTICAS.	28
TABLA 6. PARÁMETROS DE CÁLCULO DE PORCENTAJES DE COMPONENTES PRINCIPALES DE LAS ROCAS ÍGNEAS.	29
TABLA 7. PARÁMETROS DE CÁLCULO DE PORCENTAJES DE COMPONENTES PRINCIPALES DE ROCAS PIROCLASTICAS.	29
TABLA 8. CÓDIGOS UTILIZADOS EN LA IDENTIFICACIÓN DE LOS COMPONENTES DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS.	35
TABLA 9. CONTEOS DE LOS COMPONENTES ENCONTRADOS EN LAS ARENISCAS.	35
TABLA 10. CÁLCULOS MODALES OBTENIDOS PARA LAS ARENISCAS (ABREVIACIONES TABLA 3).....	35
TABLA 11. CÓDIGOS UTILIZADOS EN LA IDENTIFICACIÓN DE LOS COMPONENTES DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS.	39
TABLA 12. PORCENTAJES DE FENOCRISTALES PRINCIPALES ENCONTRADOS EN LAS ROCAS VOLCÁNICAS.	39
TABLA 13. CÓDIGOS UTILIZADOS EN LA IDENTIFICACIÓN DE LOS COMPONENTES DE LAS ROCAS PIROCLÁSTICAS.	44
TABLA 14. CONTEOS DE LOS COMPONENTES ENCONTRADOS EN LAS ROCAS PIROCLÁSTICAS.	44
TABLA 15. CÁLCULOS MODALES OBTENIDOS PARA LAS ROCAS PIROCLÁSTICAS, VER TABLA 5 (DEFINICIÓN DE LOS PARÁMETROS DE CÁLCULOS PARA ROCAS ÍGNEAS).	45
TABLA 16. RESULTADOS ISOTÓPICOS DE LU- Hf DE LOS 15 CIRCONES DE LA MUESTRA PER33.....	49
TABLA 17. RESULTADOS DE AMS EN LOS SITIOS ANALIZADOS PARA EL AFLORAMIENTO DE LOS SITIOS DE PER06 A PER10, PER13.1 Y PER15, Y PER30 CON PER31. N= NUMERO DE ESPECÍMENES ANALIZADOS KM= SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA MEDIA PARA CADA SITIO.	54
TABLA 18. DATOS PALEOMAGNÉTICOS Y PARÁMETROS ESTADÍSTICOS PARA LOS SITIOS DE BAHIA CHAMELA E ISLA COCINAS. Dd (DIRECCIÓN DE BUZAMIENTO), N (NÚMERO TOTAL DE SITIOS), n (NÚMERO DE SITIOS DONDE SE AISLO COMPONENTE), Dc (DECLINACIÓN), Inc (INCLINACIÓN), Comp (COMPONENTE). LAS DIRECCIONES CON VALORES DE A95> 20° Y/Ó K<10 NO SE LE CALCULÓ CORRECCIÓN ESTRUCTURAL NI SE LE ASIGNA COMPONENTE, LAS DIRECCIONES SE DESCARTARON POR SU ALTA DISPERSIÓN EN EL CÁLCULO DE LAS DIRECCIONES MEDIAS.....	57
TABLA 19. DECLINACIONES E INCLINACIONES CALCULADAS PARA EL MARGEN OCCIDENTAL DE NORTEAMÉRICA UTILIZANDO LA CURVA DE REFERENCIA Y LAS OBTENIDAS EN ESTE TRABAJO.	69
TABLA 20. COMPARACIÓN DE LOS PARÁMETROS R (ROTATION) Y F (FLATTENING) CON SUS RESPECTIVOS ERRORES ΔR Y ΔF	70
TABLA 21. DATOS ANALÍTICOS DE U/Pb POR LA-ICP-MS DE LOS CIRCONES DE LA DACITA PER02, LOS DATOS QUE SE ENCUENTRAN TACHADOS NO FUERON INCLUIDOS EN LA ESTADÍSTICA.	1
TABLA 22. DATOS ANALÍTICOS DE U/Pb POR LA-ICP-MS DE LOS CIRCONES DETRÍTICOS DE LA ARENISCA PER12, LOS DATOS QUE SE ENCUENTRAN TACHADOS NO FUERON INCLUIDOS EN LA ESTADÍSTICA.	2
TABLA 23. DATOS ANALÍTICOS DE U/Pb POR LA-ICP-MS DE LOS CIRCONES DE LA ANDESITA PER33, LOS DATOS QUE SE ENCUENTRAN TACHADOS NO FUERON INCLUIDOS EN LA ESTADÍSTICA.	5

PALEOMAGNETISMO Y TECTÓNICA DE ROCAS DEL CRETÁCICO INFERIOR EN EL MARGEN SUROCCIDENTAL DE NORTE AMÉRICA, BAHÍA CHAMELA E ISLA COCINAS (JALISCO)

RESUMEN

La cordillera del occidente de Norte América está integrada por un conjunto de terrenos acrecionados con una compleja historia tectónica. Estos terrenos en México son considerados dentro de los subterrenos que conforman el superterreno Guerrero, ubicado en occidente de México. El superterreno Guerrero está compuesto de rocas volcánico- sedimentarias del Jurásico Tardío (Titoniano) a Cretácico Superior (Cenomaniano), que descansan sobre un basamento compuesto por rocas metasedimentarias, con algunas tobas y basalto que presentan metamorfismo y química de MORB, y que tiene edad Triásica. Estas rocas afloran al occidente de la Falla de Teloloapan.

En este estudio se realiza un muestreo detallado de rocas del Cretácico Inferior, que corresponden a la Formación Tecalitlán, ubicadas en el subterreno de Zihuatanejo en los alrededores de Bahía Chamela e Isla Cocinas (Jalisco). Las litologías encontradas son flujos volcánicos, flujos de andesitas, depósitos epiclásticos desde tobas a brechas y algunas areniscas. Estos depósitos en un marco regional presentan buzamientos hacia el suroeste y noroeste que varían entre 26 a 60 grados. De estas unidades se recolectan 35 sitios para paleomagnetismo, 3 muestras para geocronología, una para análisis de Hf y veinte láminas delgadas.

Se obtuvo que las rocas volcánicas de la Formación Tecalitlán son principalmente andesitas con una edad de 120 millones de años aproximadamente y algunas dacitas, con escasas areniscas. Mientras que los isótopos de Hf muestran un Épsilon de Hf positivo entre +7 y +12 y unas edades modelo Hf T_{DM1}^C entre 378.7 y 598 Ma. Se obtuvieron tres componentes paleomagnéticas, de las cuales la llamada C es la componente que se tomó como la característica y presenta declinación media de 343° e inclinación media de 41.4° ($n=26$, $k=15.03$, $\alpha=7.6$), lo que indica paleolatitudes norte de 23.8° . Al comparar la paleolatitud obtenida en este trabajo con las paleolatitudes esperadas para el Aptiano según Torsvik et al. (2012) de 28° y la de Kent e Irving (2010) de 26.2° , para el margen suroccidental del Cratón, se concluye que la parte occidental del superterreno Guerrero estaba cercana a su posición actual con respecto al Cratón Norteamericano a los 120 Ma.

Palabras clave: Paleomagnetismo, Cretácico Temprano, Terreno Guerrero, paleogeografía.

ABSTRACT

The western North America Cordillerana is composed by a set accreted terranes with a complex tectonic history. These terranes in Mexico are considered within the sub-terrane that make up the Guerrero super-terrane located in western Mexico. The Guerrero super-terrane is composed of volcano - sedimentary rocks with ages between Late Jurassic (Tithonian) to Upper Cretaceous (Cenomanian), this rocks rest on a Triassic basement composed of metasedimentary rocks, with some tuffs and basalt with metamorphism and MORB chemistry. These rocks crop out west of the Teloloapan Fault.

In this study, I carried out a detailed sampling of the Lower Cretaceous rocks from the Tecalitlán Formation, located in the Zihuatanejo subterrane, in the region around Chamela Bay and Cocinas Island (Jalisco). The lithologies found are volcanic, andesitic flows, epiclastic deposits from tuffs to breccias, and some sandstones. These deposits have dips toward the southwest and northwest ranging from 26 to 60 degrees, in a regional framework. The collection included 35 sites for paleomagnetism, 3 samples for geochronology, one for analysis of Hf and 20 thin-sections for petrographic studies.

It was found that the volcanic rocks of the Tecalitlán Formation are mainly andesites with an U/Pb age of 120 Ma and some dacite, with few sandstones. While Hf isotopes show positive epsilon Hf values between +7 and +12 and a model ages Hf T_{DM}^C between 378.7 and 598 Ma. Three paleomagnetic components are found, and the component C is the component that was taken as the characteristic; it has a mean declination 343° and a mean inclination of 41.4° ($n=26$, $k=15.03$, $\alpha=7.6$), that indicate northern paleolatitudes 23.8° . When we compare the paleolatitude obtained in this work for Aptian with the paleolatitude expected according to Torsvik et al. (2012) of 28° and Kent and Irving (2010) of 26.2° , for the southwestern margin of North American Craton, we conclude that the western part of Guerrero super-terrane was near to its present position relative to the North American Craton at 120 Ma.

Keywords: paleomagnetism, Early Cretaceous, Guerrero Terrane, paleogeography.

1. INTRODUCCIÓN

En la historia geológica del Mesozoico son evidentes los movimientos de las grandes masas continentales y la generación de nuevas placas tectónicas, las cuales han cambiado su configuración a través del tiempo; esto ha llevado a que se realicen reconstrucciones paleogeográficas basadas en las diferentes observaciones geológicas realizadas. Para el Cretácico Temprano una nueva configuración de las placas ha sido propuesta. La separación final del supercontinente Pangea a finales del Jurásico comienza a manifestarse en las regiones del Atlántico sur y el Caribe. El rompimiento de Pangea culmina separándose Norteamérica (NA) de Suramérica (SA) llevando a la apertura del proto-Caribe (Pindell *et al.*, 2012) después de la formación del Golfo de México. La ruptura de Pangea culmina también con la separación en el Cretácico Temprano de África y Sudamérica. Para el margen suroccidental de Norteamérica resulta un margen convergente complejo debido a su naturaleza (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007), ya que encuentran los diversos terrenos oceánicos y arcos de islas de la Cordillera oeste de Norteamérica. El superterreno Guerrero y el Arco de las Antillas Mayores son parte de ese sistema (o sistemas) de arco(s) y cuencas oceánicas, por lo que las reconstrucciones paleogeográficas y la evolución tectónica para el Mesozoico en la parte sur de la Cordillera de Norte América han sido de gran debate.

A través del tiempo se han propuesto modelos para explicar el origen y evolución del superterreno Guerrero y el suroccidente de México en general. Así, en la literatura se incluyen modelos que consideran al superterreno Guerrero como un terreno alóctono exótico interoceánico, desarrollado lejos de la margen continental en el Pacífico, que se acreciona a Norteamérica por el cierre de una cuenca oceánica (Lapierre *et al.*, 1992; Tardy *et al.*, 1994; Dickinson y Lawton 2001). Mientras, otros autores también lo establecen como un bloque alóctono pero compuesto de múltiples arcos desarrollados en el Pacífico, que se acrecionan a Norte América en el Cretácico Tardío (Campa y Coney 1983; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007). Finalmente también lo han considerado un bloque autóctono o para-autóctono, que primero se aleja del cratón por el desarrollo de una cuenca de tras-arco (back-arc basin) y luego sufre una acreción al cratón Norteamericano en el Cretácico Tardío o Temprano (Cabral-Cano *et al.*, 2000; Elías-Herrera *et al.*, 2000; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011; 2013).

Con análisis isotópicos realizados en las rocas ígneas de edad Cretácica del superterreno Guerrero se han identificado diferentes suites magmáticas, variando desde arcos de islas toleíticos primitivos a shoshonitas y rocas calcoalcalinas, hasta basaltos de piso oceánico (MORB) y de islas oceánicas intra-placa (OIB) (Tardy *et al.*, 1994; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Mendoza y Suástegui, 2000). La presencia de rocas de diferentes ambientes tectónicos lleva así a una gran variedad en las configuraciones tectónicas propuestas para la región. También han llevado a una variedad de paleogeografías propuestas por diferentes autores. Aun así la presencia de una cuenca de tras-arco entre

el superterreno Guerrero y el cratón de Norteamérica es relativamente bien aceptada, y su tamaño no se conoce.

Una de las herramientas para entender la paleogeografía es el paleomagnetismo, al brindar datos sobre la posible posición paleolatitudinal de un bloque geológico. Hasta ahora solo se ha obtenido datos paleolatitudinales del trabajo realizado por Böhnel *et al.* (1989), en donde concluye que las rocas del Mesozoico hasta el Mioceno no sufren cambios significativos en su paleolatitudes con respecto al continente norteamericano; no obstante, se presentan rotaciones de bloques debido a la acreción o a procesos posteriores a ésta.

Dentro de las formaciones depositadas y/o emplazadas en el Cretácico Inferior en el súper-terreno Guerrero se encuentra la Formación Tecalitlán, la cual aflora en el Subterreno Zihuatanejo y está dentro de la estratigrafía del area de Manzanillo y Colima definida y estudiada por diferentes autores, como Centeno-García *et al.* (2003). La Formación Tecalitlán está compuesta por como una secuencia de derrames, brechas y tobas riolíticas a andesíticas con intercalaciones de conglomerado volcánico, andesita y tobas (Pantoja-Alor, 1981). Según Centeno-García *et al.* (2003) la Formación Tecalitlán representa el principal período del magmatismo de arco en el subterreno Zihuatanejo. En este estudio se busca probar la validez de los modelos paleogeográficos del Cretácico Temprano para el margen suroccidental de Norte América mediante conocimiento del origen y evolución del superterreno Guerrero, por medio del estudio de la Formacion Tecalitlán, que aflora en Bahía Chamela e Isla Cocinas (Jalisco), determinando las paleolatitudes al tiempo del emplazamiento y/o depósito con base en los datos paleomagnéticos, y el análisis de procedencia y ambiente tectónico de formación mediante el análisis de secciones delgadas, geocronología y análisis de isótopos de Hf.

1.1 OBJETIVOS

- Con análisis paleomagnéticos determinar la magnetización característica, en un número suficiente de sitios (>20), para así determinar paleolatitudes al tiempo del emplazamiento y/o depósito en rocas del Cretácico Temprano, pertenecientes a la Formación Tecalitlán que afloran en Bahía Chamela e Isla Cocinas (Jalisco), junto con posibles rotaciones de bloques.
- Mediante el análisis de secciones delgadas, geocronología y análisis de isótopos de Hf en circones de las rocas muestreadas de la Formacion Tecalitlán en Bahía Chamela e Isla Cocinas (Jalisco), determinar una procedencia y ambiente tectónico de formación y/o depositación.

2. ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO

A lo largo del tiempo la geología de México se ha dividido en terrenos tectonoestratigráficos, propuestos en un principio por Campa y Coney en 1983, debido a que está compuesta por bloques corticales diferentes que presenta cada uno de ellos basamento característico y unidades litológicas con un mismo ambiente tectónico de origen y evolutivo, y que además se encuentran delimitados por fallas importantes de escala cortical. Así se han propuesto varias divisiones del territorio en terrenos desde las primeras definiciones realizadas por Campa y Coney (1983) y que han variado según los autores evolucionado así el conocimiento geológico de las diferentes áreas, más precisamente en el sur de México (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008). Centeno-García *et al.* (2008) proponen una definición de estos terrenos la cual se basa en la primera definición de los terrenos realizadas Campa y Coney (1983). El superterreno Guerrero compone la mayor parte oeste y suroeste de México y se encuentra compuesto por subterrenos que dependiendo del autor presentan diferentes divisiones, pero todas parten, en general, de las primeras definiciones realizadas por Campa y Coney (1983) que lo dividen de occidente a oriente: Zihuatanejo, Arcelia y Teloloapan.

2.1 TERRENO GUERRERO

El superterreno Guerrero se encuentra ubicado en la parte Occidental de México (Figura 1), limita al norte con el terreno Cortés, al nororiente con el terreno Central, al sureste con el terreno Xolapa y al este el sistema de cabalgaduras de Teloloapan-Arcelia. La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y el volcanismo Cenozoico de la Sierra Madre Occidental cubren gran parte de su extensión (Campa y Coney, 1983; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García *et al.*, 2003 y 2008; Valencia *et al.*, 2013), por lo que algunos autores distinguen entre elementos al norte y al sur de la faja volcánica. No obstante, Arcelia se considera continuo con elementos al norte de la faja como la cuenca de Arperos y rocas oceánicas en la región de Fresnillo (Zacatecas). Se dice que una sutura oceánica es su límite con el cratón Norteamericano (Figura 1), y que el superterreno Guerrero tiene como edad para su acreción el Cretácico Tardío (Tardy *et al.*, 1994), y que termina su amalgamamiento con la Orogenia Laramide (Campa y Coney, 1983; Centeno-García *et al.*, 1993; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Valencia *et al.*, 2013). Sin embargo, también se ha considerado que la acreción ocurre en el Cretácico Temprano (Dickinson y Lawton, 2001; Martini *et al.*, 2011; Sierra-Rojas *et al.*, 2014). La sutura se reconoce por la presencia de rocas con firma geoquímica de piso oceánico en las cuencas Arperos (al norte de la FVTM) y Arcelia (al sur de la FVTM), estas rocas en este trabajo las incluimos como la cuenca Arperos -Arcelia.

De forma general, el superterreno Guerrero está compuesto por rocas volcánicas y volcano-sedimentarias del Jurásico Tardío (Titoniano) a Cretácico Superior (Cenomaniano), y cuerpos intrusivos del Cretácico y rocas metamórficas de edad Jurásica. Se considera que las rocas que pertenecen al superterreno Guerrero son aquellas que afloran al occidente de una sutura que lo separa del microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Dickinson y Lawton, 2001), a lo cual nos referimos en este trabajo como la sutura de Arperos-Arcelia. Las rocas del superterreno descansan sobre un basamento más antiguo relativamente poco estudiado, el cual está compuesto de rocas sedimentarias, desde areniscas a conglomerados, pedernal y calizas, junto con tobas máficas, lavas almohadilladas, gabros bandeados, que presentan un grado de metamorfismo variable (Centeno- García *et al.*, 2003; Centeno-García *et al.*, 2008). Centeno- García *et al.* (1993) ha interpretado debido al estilo de deformación que presenta el basamento junto con su contenido litológico, como el *prima* de acreción producto de la subducción o un fragmento acrecionado de una cuenca oceánica.

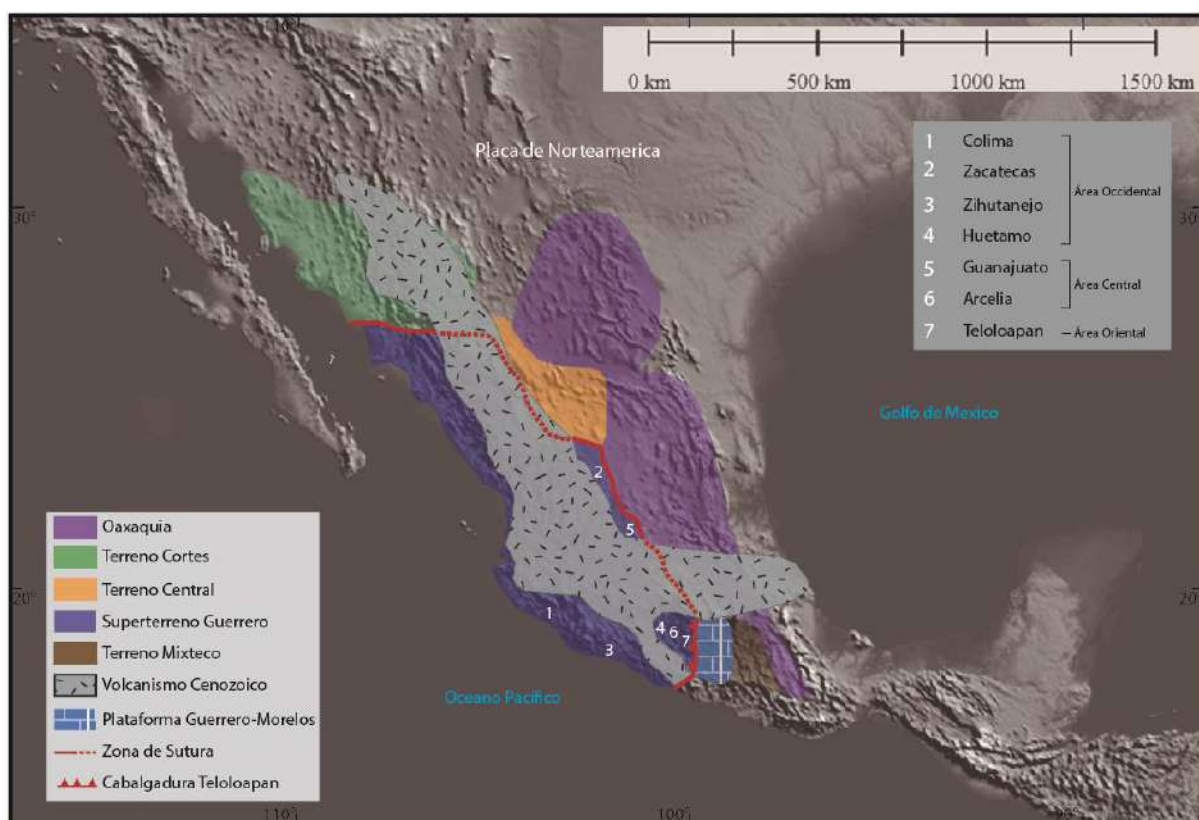


Figura 1. Mapa con la ubicación de los terrenos y bloques que limitan el superterreno Guerrero, los números corresponden a la ubicación de la estratigrafía descrita en este trabajo para el superterreno Guerrero (Modificado de Centeno-García *et al.*, 2011).

Como se ha mencionado la caracterización geoquímica de las secuencias volcánicas y volcano-sedimentarias, permitió reconocer suites magmáticas sub-alcálinas, toleítica, alcalinas de shoshonitas, así como basaltos que se han interpretado como basaltos de dorsal oceánica (MORBs), basaltos de islas oceánicas (OIB), y basaltos de cuencas de tras-arco (Tardy, 1994; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995 y

2007). Por la diversidad de ambientes tectónicos que representan esas composiciones, la mayoría de los autores coinciden en considerar el superterreno Guerrero como un terreno compuesto. El superterreno Guerrero está dividido en subterrenos, que representan diferentes ambientes. Al norte de la FVTM se reconoce a los subterrenos Guanajuato, Zacatecas y Tahue que en ocasiones se asignan al terreno Zihuatanejo. Los ambientes que se han sugerido y dividido en superterreno Guerrero podrían incluir: arco en corteza continental que estaría representado por la sucesión que se encuentra en el área de Taxco, arco primitivo en corteza oceánica como podría ser para la secuencia en el área de Jalisco, cuenca de tras-arco para las unidades geológicas aflorantes en Arcelia, arco remanente para las rocas encontradas en Huetamo y otros que incluyen basaltos de isla oceánica (OIB) para la secuencia en Guanajuato, estos ambientes varían sus nombres y distribución dependiendo de los trabajos realizados por diferentes autores (Campa y Coney, 1983; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Centeno-García *et al.*, 2003 y 2008; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007).

El basamento del superterreno Guerrero ha sido inferido indistintamente como oceánico (Lapierre *et al.*, 2000), también como un prisma de acreción (Centeno-García *et al.*, 2003) o como continental (Valencia *et al.*, 2013). Las rocas más antiguas se incluyen en los complejos Arteaga, Las Ollas y Río Placeres (Centeno-García *et al.*, 2003; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Martini *et al.*, 2010). Esas unidades metamórficas consisten principalmente de esquistos y filitas, para las cuáles se infiere un protolito sedimentario de edad Triásica que corresponde a turbiditas ricas en cuarzo derivadas de Oaxaquia. Las rocas metamórficas están intrusionadas por granitoides del Jurásico Medio y Superior en las regiones de Arteaga (Centeno-García *et al.*, 2003) y el batolito de Puerto Vallarta de edad Cretácica (Böhlner *et al.*, 1989; Valencia *et al.*, 2013). Para la descripción de los depósitos del superterreno Guerrero en este trabajo se realiza una división geográfica en la que se separa en estratigrafía de las áreas Oriental, Centro y Occidental (Figura 2 y Figura 3).

2.1.1 Estratigrafía Área Oriental

La secuencia expuesta en la parte suroriente del superterreno Guerrero corresponde a las unidades litológicas al oeste del sistema de cabalgaduras de Teloloapan y Arcelia. Estas rocas se encuentran cabalgando calizas del Albiano-Cenomaniano que pertenecen al Terreno Mixteco (plataforma Guerrero-Morelos) (Figura 1), debido una falla inversa con vergencia al este (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995).

En el área oriental se encuentra una sucesión de rocas volcánicas básicas a intermedias, lavas almohadilladas y masivas, hialoclastitas intercaladas con depósitos sedimentarios siliciclásticos del Cretácico Temprano, y hacia la parte superior presenta conglomerados volcánicos, areniscas, lutitas, lutitas junto con tobas y calizas del Aptiano a Cenomaniano (Ramírez-Espinoza *et al.*, 1991; Talavera-

Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Guerrero-Suástegui, 2004) (Figura 2). Toda esta secuencia se desarrolló entre el Titoniano Superior y el Turoniano (Ramírez-Espinoza *et al.*, 1991; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Guerrero-Suástegui, 1997; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Guerrero-Suástegui, 2004; Mortensen *et al.*, 2008). Las rocas volcánicas de la Formación Villa Ayala en la base de la secuencia son flujos andesíticos y basálticos, algunos escasos que corresponden a dacitas a riolitas. En estas rocas se reportan edades U/Pb en circón de 146-138 Ma (Mortensen *et al.*, 2008). Están cubiertas por los depósitos sedimentarios en donde se han encontrado microfósiles de radiolarios y cocolitos, junto con gasterópodos y bivalvos de edad Hauteriviana- Aptiano, a su vez cubiertas por las calizas con una edad de depósito de Aptiano-Albiano (Formaciones Acapetlahuya y Amatepec). Las relaciones estratigráficas sugieren una paleogeografía de ambiente marino somero al oriente que se hace marino profundo en el occidente (Ramírez-Espinoza *et al.*, 1991; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Guerrero-Suástegui, 2004; Centeno-García *et al.*, 2008). Además, se observa que los depósitos siliciclásticos del Neocomiano cambian transicionalmente para el Aptiano-Albiano a depósitos de calizas bioclásticas y arrecifales, interpretados como un arco de islas con atolones y plataformas de carbonatos aisladas (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995). En la parte superior de la secuencia se encuentran turbiditas siliciclásticas del Turoniano incluidos en la Formación Pachivia (Guerrero-Suástegui, 2004).

La relación de esta estratigrafía con las rocas del Cretácico al oriente en el terreno Mixteco y la plataforma Guerrero-Morelos (Figura 1) no es clara e incluso se ha propuesto cierta continuidad estratigráfica (e.g., Cabral-Cano *et al.*, 2000). Al oriente la secuencia Cretácica más antigua contiene rocas con metamorfismo de bajo grado facies de esquisto verde. Esta secuencia tiene un protolito volcánico a volcanoclásticas del Cretácico Temprano, y las mejores exposiciones están en el extremo oriental del subterreno Teloloapan en regiones como Taxco y Tejupilco. (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990; Sánchez-Zavala, 1993). El metamorfismo de esta secuencia es anterior al depósito de la Formación Morelos del Albiano (debiendo haber ocurrido entre 135 y 112 Ma aproximadamente). También las relaciones de la secuencia oriental con las rocas metamórficas al occidente es difícil de establecer. Por ejemplo, en el anticlinal de Tzitzio y en Río Placeres, Michoacán, se observan rocas metamórficas, las cuales se han interpretado como parte del basamento del superterreno Guerrero, aunque la naturaleza del basamento sigue siendo poco conocida (Centeno- García *et al.*, 2008; Valencia *et al.*, 2013). A las rocas volcánicas del arco Teloloapan en la zona oriental del superterreno Guerrero se les atribuye un arco de islas intraoceánico maduro, con alto contenido de suites magmáticas calco-alcalinas, del Hauteriviano - Cenomaniano (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Mendoza y Suástegui, 2000; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007).

2.1.2 Estratigrafía Área Central

En la parte sur de la FVTM, se describen aquí los depósitos que se encuentran al oeste del sistema de cabalgaduras de Arcelia (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui *et al.*, 2000), aunque los límites no son bien definidos con la estratigrafía al oriente, ya que existe una cobertura extensa de rocas más jóvenes (Centeno-García *et al.*, 2008). Mientras que su límite al occidente se infiere como una cabalgadura mayor (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000).

El área central la constituyen cuerpos de unidades basálticas de lavas masivas y almohadilladas y cuerpos ultramáficos, sobre las cuales existen secuencias rítmicas de arenisca, pedernal bandeado, lutitas negras, algunas calizas, y turbiditas volcanoclásticas (Lapierre *et al.*, 1992; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992; Martini *et al.*, 2011). En la parte norte de Arcelia (Figura 3), predominan las rocas máficas, con hialoclastitas, diques doleríticos y la cubierta sedimentaria, no tan potente, de calizas pelágicas, radiolaritas, pedernal y algunas láminas de lutitas (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000). Localmente estas rocas presentan metamorfismo de bajo grado en facies de prehnita-pumpellyita a esquisto verde (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Elías-Herrera *et al.*, 2000). En la zona de Guanajuato (Figura 3), en la Formación Arperos aumenta hacia la cima la proporción de rocas siliciclásticas, desde areniscas gruesas a arcillolitas negras, y calizas (Martini *et al.*, 2011; Figura 2 y Figura 3). Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 103 y 93 Ma de las lavas, de la sucesión volcano-sedimentaria de Arcelia, han sido reportadas por Elías-Herrera *et al.* (2000). Mientras que Delgado-Argote *et al.* (1992) obtuvieron varias edades integradas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda, que varían entre ~111 y ~99 Ma. Talavera-Mendoza *et al.* (2007) reportaron picos entre 135-132 Ma (U/Pb en circones) pertenecientes a areniscas volcanoclásticas, y proponen que estos depósitos presentan procedencia de fuentes volcánicas locales como los son la sucesión de Arcelia y la sucesión de Palmar-Chico. La granodiorita de Tingambato intrusión la secuencia de lavas almohadilladas de Arcelia-Palmar Chico y para éste se reporta una edad de ~132 Ma (Garza, 2007). Martini *et al.* (2011) con análisis de U/Pb en circones detríticos en rocas de la Formación Arperos, presenta edades máximas de depositación entre 133 y 131 Ma. Se ha sugerido que los depósitos volcánicos asociados a ambientes marinos profundos del Cretácico Inferior corresponden a un arco magmático primitivo asociado a una cuenca tras-arco con facies oceánicas (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000). Esta cuenca de tras-arco es asimétrica, y para el Cretácico Temprano en la parte oriental existieron depósitos que fueron erosionados de las unidades expuestas al occidente de Norteamérica (Oaxaquia), mientras que en la parte occidental de la cuenca habían depósitos derivados de un arco magmático Cretácico Temprano (Martini *et al.*, 2011). En ambos márgenes hay un registro de magmatismo contemporáneo a la sedimentación.

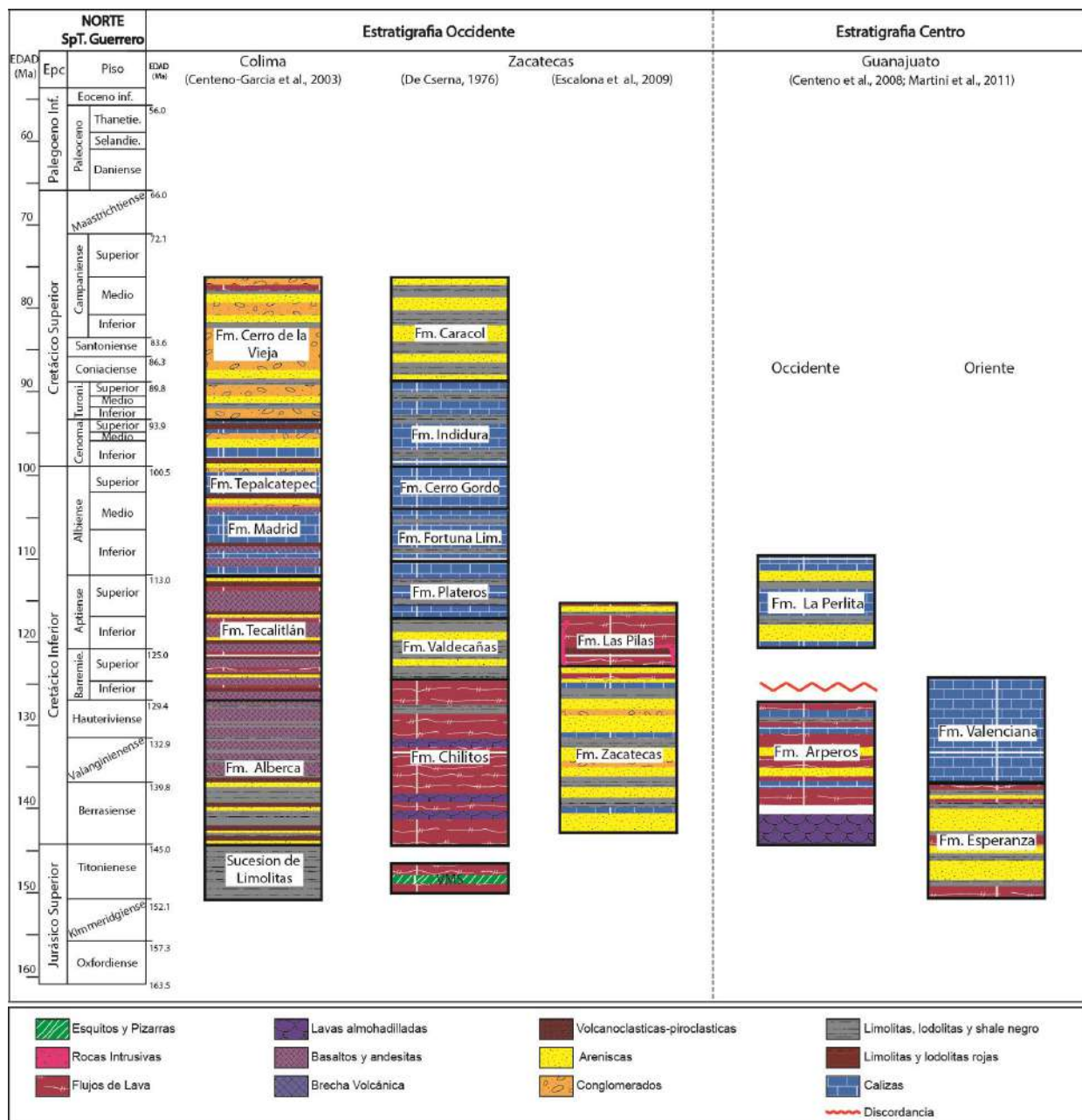
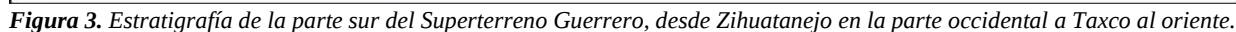


Figura 2. Estratigrafía de la parte norte del Superterreno Guerrero, desde Colima en la parte occidental a Guanajuato al oriente.



2.1.3 Estratigrafía Área Occidental

De manera general, en el área occidental se encuentran rocas volcánicas, andesita a dacitas, intercaladas con conglomerados y areniscas volcanoclásticas, ignimbritas, depósitos piroclásticos, calizas arrecifales, conglomerados y areniscas. Las secuencias se encuentran expuestas en la costa occidental de México (Figura 3), desde Jalisco hasta Guerrero; su contacto con Oaxaquia podría estar expuesto al norte de la FVTM, donde rocas volcánicas del Cretácico como los basaltos La Luz y la Formación Arperos cabalgan rocas sedimentarias de la Formación Esperanza (Centeno- García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011).

Las rocas más antiguas en el sector occidental corresponden a metaturbiditas ricas en cuarzo, que están tectónicamente imbricadas (Centeno- García *et al.*, 1993). La secuencia tectonizada se incluye en el Complejo Arteaga, que contiene bloques de lavas almohadilladas basálticas, diabasas, gabros bandeados, pedernal y limolita, donde se reportan radiolarios del Triásico (Campa y Ramírez, 1979). Estas rocas presentan deformación y un metamorfismo de esquisto verde de alto grado alcanzando facies anfibolita, aunque localmente se han reportado facies de esquisto azul (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000). Estos depósitos han sido interpretados del Triásico Tardío (?) a Jurásico Temprano relacionados a un prisma de acreción debido a la subducción, aunque es notable en ellos la ausencia de circones contemporáneos (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno- García *et al.*, 2008). Para el Jurásico Medio a Tardío se ha propuesto el desarrollo de un arco volcánico, compuesto por lavas riolíticas submarinas y rocas volcánicas, junto con granitos que intruyen rocas del prisma de acreción (Centeno- García *et al.*, 2003), que fueron exhumados previamente a la depositación de los estratos del Jurásico tardío a Cretácico. Los depósitos de edad Berriasiana en la región occidental son andesitas, basaltos, algunas riolitas y rocas volcanoclásticas. Existen intercalaciones de calizas, evaporitas y lechos rojos, los cuales contiene fósiles de rudistas, gasterópodos y microfósiles, y fueron interpretados como de arco (Grajales y López, 1984; Centeno- García *et al.*, 2008). Para el Cretácico Tardío se encuentran lechos rojos y rocas volcánicas que descansan en inconformidad sobre las unidades subyacentes (Centeno- García *et al.*, 2008) (Figura 2).

Para la parte de Zihuatanejo, la litología del Cretácico Inferior incluye una secuencia de flujos de lavas andesíticos y turbiditas volcanoclásticas, cubiertos por calizas con abundante fauna del Albiano y terminando con depósitos de conglomerados y areniscas continentales del Cretácico Superior (Talavera-Mendoza *et al.*, 2000; Martini *et al.*, 2010). Las rocas del Cretácico Temprano han sido interpretadas como un arco intraoceánico por Talavera-Mendoza *et al.* (2000). En Huetamo (Figura 3), la estratigrafía del Cretácico Inferior está compuesta por rocas principalmente sedimentarias, desde conglomerados, areniscas, lutitas y calizas, con algunos cuerpos de lavas almohadilladas a la base (Guerrero-Suástegui, 1997; Martini y Ferrari, 2009). Se han reportado edades por Pantoja- Alor (1959) de Jurásico Tardío por el hallazgo de amonitas y moluscos, pero por contenido fósil de *Taraisites*

camachoensis y *Lamellaprycus seranonis* se obtuvieron edades del Berrasiano Temprano-Valanginiano Tardío por Guerrero-Suástegui (1997), quien documenta el retrabajamiento de la fauna de edad Jurásica la cual había sido reportada anteriormente. También se han encontrado bancos de biostrómicos, rudistas, corales y amonitas por lo que se le asigna una edad de Berramiano-Aptiano (Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003), y gasterópodos, corales, equinoideos, amonitas y rudistas del Albiano Temprano-Cenomaniano Tardío (Buitrón y Pantoja-Alor, 1998). Se han interpretado para el Cretácico Temprano ambientes de abanicos submarinos desde proximales a distales (Guerrero-Suástegui, 1997; Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003), que están cubiertos por calizas de ambientes somero y de cuenca, a su vez sobreyacidos por depósitos fluviales y planicies de inundación del Santoniano-Maastrichtiano (Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2009). Para los depósitos contemporáneos en el área de Zacatecas (Figura 2) se tienen rocas siliciclásticas finas con intercalaciones de calizas, y terminan con flujos de lava intercalados con algunos depósitos piroclásticos (Escalona-Alcázar *et al.*, 2009; Centeno-García y Silva-Romo, 1997). Se han reportado en Zacatecas radiolarios del Cretácico Temprano (Dávila-Alcocer, 1976) y circones detríticos de ~132 Ma (Escalona-Alcázar *et al.*, 2009).

2.1.3.1 El Cretácico del área Jalisco/Colima

Se procede a describir más en detalle las secuencias estratigráficas para el área de Jalisco-Colima del Cretácico (Figura 2).

2.1.3.1.1 Formación Alberca

La Formación Alberca está compuesta en la parte inferior por intercalaciones de lutitas negras, areniscas y calizas, con algunas tobas, hacia el tope presenta flujos de lavas andesíticas y basálticas intercaladas con calizas y limolitas (Centeno-García *et al.*, 2003). Se le asigna una edad de Berrasiano-Hauteriviano por amonitas *Neocomites sp.* y *Subthurmannia sp.*, reportadas por Cuevas (1981). Su contacto con la Formación Tecalitlán es transicional.

2.1.3.1.2 Formación Tecalitlán

Rodríguez (1980) definió informalmente como Formación Tecalitlán una secuencia de piroclásticos y lavas de composición andesítica principalmente. Posteriormente Pantoja-Alor (1981) describe formalmente a estas rocas como una secuencia de derrames, brechas y tobas riolíticas a andesíticas con intercalaciones de conglomerado volcánico, andesita microlítica de color gris verdoso y toba riolítica con fragmentos líticos de riolita porfídica (Figura 3). La localidad tipo se encuentra en los afloramientos situados a la orilla de la carretera federal no. 110 entre el poblado de Tecalitlán y la ranchería de Carrizillo, en el estado de Jalisco.

De manera general, la Formación Tecalitlán está compuesta por una secuencia de lavas andesíticas y basálticas, escasos flujos riolíticos que se encuentra intercalados con depósitos piroclásticos y volcanosedimentarios. Los depósitos volcanosedimentarios incluyen conglomerados y brechas volcánicas, limolitas y areniscas. También hay intervalos de limolita y areniscas calcáreas. La Formación Tecalitlán representa el principal período del magmatismo de arco en el subterreno Zihuatanejo (Centeno-García *et al.*, 2003). Aunque carece de fósiles, se le atribuye una edad Barremiano - Aptiano (Buitrón- Sánchez y López- Tinajero, 1995), por posición estratigráfica al estar suprayaciendo la Formación Alberca y debajo de la Formación Tepalcatepec.

2.1.3.1.3 Formación Tepalcatepec- Formación Madrid

La Formación Tepalcatepec fue descrita por Pimentel (1980) como una unidad volcanosedimentaria con bancos calcáreos de escaso espesor, tobas riolíticas y dacíticas y escasos derrames andesíticos. Aflora en la región entre Tepalcatepec y Coalcomán.

La Formación Tepalcatepec está constituida por calizas intercaladas algunos flujos de lavas andesítica a dacítica, horizontes volcanoclásticos, tobas y riolitas, brechas volcánicas, conglomerados y areniscas, limolitas rojas y algunas evaporitas (Grajales y López, 1984). Por contenido fósil de bivalvos y microfósiles, se le asigna una edad de Albiano - Cenomaniano (Centeno-García *et al.*, 2003). Por las características litológicas se puede inferir que se tenían pequeñas cuencas de sedimentación constante, relativamente cercanas a los focos de actividad volcánica, dentro de ambientes costeros a marinos somero (Centeno-García *et al.*, 2003).

Lateralmente la Formación Tepalcatepec cambia a la Formación Madrid, que se compone por depósitos de calizas, lutitas calcáreas, yeso y algunos flujos andesíticos y tobas a la base (Centeno-García *et al.*, 2003). Esta unidad presenta fósiles de rudistas, ostreidos, gasterópodos y algunas capas de algas, que sugiere un ambiente marino somero tranquilo, dentro del Albiano a Cenomaniano Temprano (Grajales y López, 1984).

2.1.3.1.4 Formación Cerro de la Vieja

La Formación Cerro de la Vieja son depósitos principalmente de conglomerados, con clastos de calizas, intercalados con algunas capas de areniscas, limolitas y flujos de lava que fueron datados con K/Ar con edades de 80 ± 6 Ma y 78 ± 6 Ma reportadas por Grajales y López (1984), pero estos autores debido a la posición estratigráfica y basados en edades radiométricas le asignan una edad de Turoniano. Se infiere que se depositó en un ambiente continental fluvial, y descansa de manera transicional sobre la Formación Madrid (Centeno- García *et al.*, 2003).

2.1 MODELOS PROPUESTOS

El origen de las sucesiones del basamento del superterreno Guerrero y su paleogeografía para el Mesozoico Inferior y Medio, así mismo como las causas de su deformación pre-cretácica son actualmente controversiales (Figura 4). Campa y Coney (1984) son los primeros en proponer un origen de arco magmático exótico para el superterreno Guerrero, que según estos autores acreciona en el Cretácico Tardío. Tardy *et al.* (1992) y Freydier *et al.* (1995) proponen que el superterreno Guerrero se formó como un arco intraoceánico, el cual a finales de Cretácico Temprano se acreciona al cratón Norteamericano (Figura 4C). Talavera - Mendoza *et al.* (2007) proponen que tres arcos oceánicos fueron acrecionados para el Albiano y fueron diacrónicos al arco de Alisitos, de Baja California (Figura 4A). Para estos autores, tomó lugar una nueva acreción para el Cenomaniano Tardío y una última que se da durante el Santoniano al margen suroccidental de Norteamérica.

Dickinson y Lawton (2001) han considerado que las sucesiones del Triásico-Cretácico Temprano del superterreno Guerrero se formaron en un ambiente intraoceánico, lejos de la margen continental de Oaxaquia (distancia mínima estimada en 2500-5000 km). A lo largo de la margen fueron acrecionados elementos del arco durante el final del Cretácico Inferior, y sucesivamente por medio de la subducción progresiva tanto hacia el este como al oeste de una placa oceánica llamada placa Mezcalera (Figura 4B). En este modelo las turbiditas del Complejo Arteaga representarían un prisma de acreción de edad Jurásica, que fue formado durante la subducción hacia el oeste a lo largo de la margen oriental del superterreno Guerrero.

Centeno-García *et al.* (2008) proponen que las rocas de los complejos Las Ollas y Arteaga, de la sucesión metamórfica de Tzitzio y de la Formación Río Placeres representan partes diferentes o sectores de un mismo elemento tectónico del Abanico Potosino. El abanico fue depositado durante el Triásico a lo largo del margen occidental de Oaxaquia, que pudo haber actuado durante este período como un margen pasivo (Figura 4). De acuerdo con Centeno-García *et al.* (2008) (Figura 4 A), la deformación y el metamorfismo de las sucesiones metamórficas de Arteaga a Río Placeres ocurrió durante el Jurásico Temprano, anteriormente a los 180 Ma, por medio de la acreción de un arco insular interoceánico, probablemente representado por el arco de Alisitos. Martini *et al.* (2011) establecen que la cuenca de Arperos se desarrolló en un ambiente de tras-arco, y que involucra una evolución desde el Jurásico Tardío con condiciones oceánicas al Cretácico Temprano. Para finales del Cretácico Temprano existen localmente condiciones continentales, por lo que el superterreno Guerrero es un bloque para-autóctono que se separó del continente al abrirse una cuenca de tras-arco extensional, la cuenca Arperos. En este modelo el superterreno Guerrero luego se acreciona a Oaxaquia. Valencia *et al.* (2013) también consideran que el margen occidental del superterreno Guerrero tiene un origen para-autóctono, en donde el basamento encontrado en el bloque Jalisco es parte de un arco Jurásico. Mientras que Cabral – Cano

et al. (2000), Elías- Herrera y Ortega-Gutiérrez (1998) y Pindell *et al.* (2012) postulan que el superterreno Guerrero está separado de Oaxaquia por una cuenca tras-arco relativamente angosta, y este arco se encuentra relacionado al Gran Arco del Caribe.

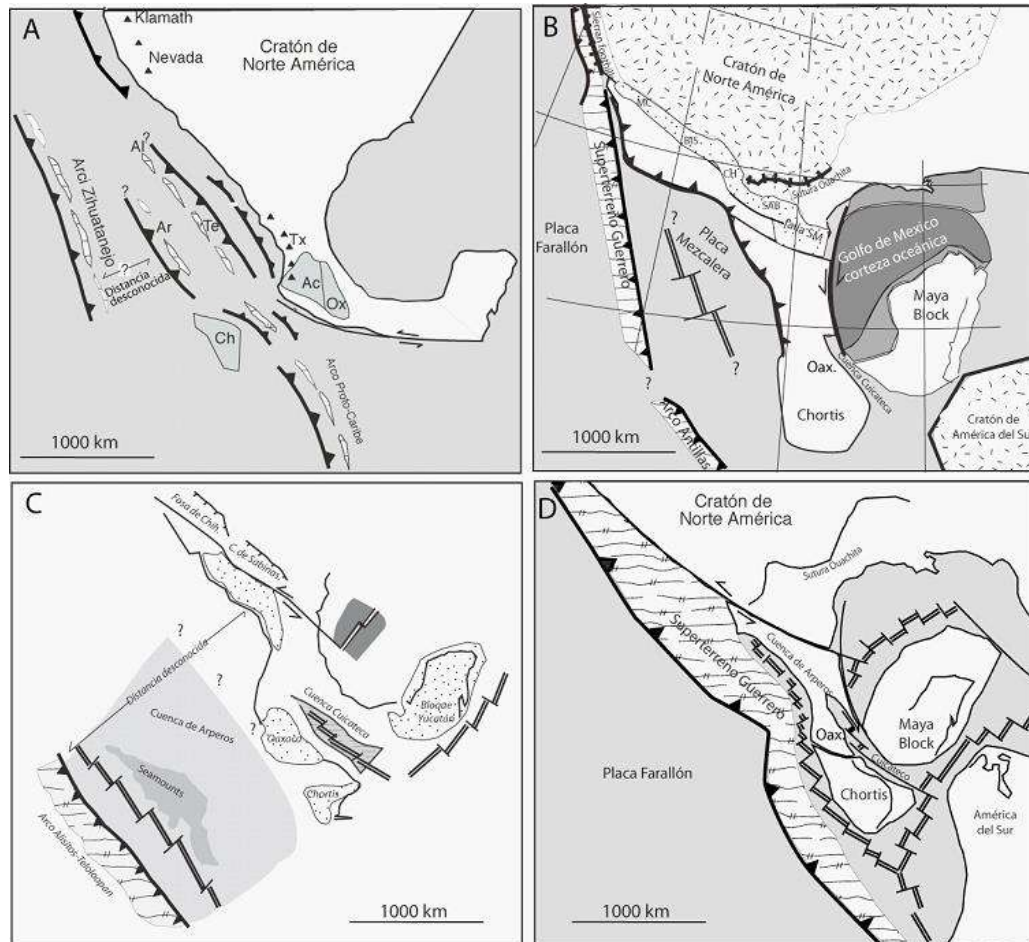


Figura 4. Algunos de los modelos propuestos para el Cretácico Temprano acerca del origen y acreción del superterreno Guerrero. A) Trincheras y arcos de islas que se acrecionan (Talavera-Mendoza et al., 2007; Centeno-García et al., 2008). B) Doble subducción de la placa Mezcalera (Dickinson y Lawton, 2001). C) Arco intraoceánico (Tardy et al., 1992; Freydier et al., 1995). D) Cuenca tras-arco (Cabral – Cano et al., 2000; Elías- Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998; Pindell et al., 2012).

2.2 ESTUDIOS ANTERIORES DE PALEOMAGNETISMO

Böhlner *et al.* (1989) realizaron un estudio paleomagnético en rocas del Cretácico al Paleógeno, desde el complejo intrusivo de Puerto Vallarta, rocas intrusivas y volcánicas en Colima, hasta el Granito de Acapulco (Tabla 1). Con este muestreo se concluyó que el superterreno Guerrero es originado por una serie de arcos de islas que fueron acrecionados al margen continental Norteamericano (CNA), y que no hay translaciones latitudinales significativas con respecto al CNA, pero se generaron rotaciones locales de bloques en sentido horario para el Batolito de Puerto Vallarta, y anti-horario para el área de Encino y Autlán en Jalisco-Colima. El metamorfismo de bajo grado probablemente es debido a la acreción, por el

movimiento de la Placa Farallón que cierra la cuenca (Böhnell *et al.*, 1989). Además los datos paleomagnéticos obtenidos en las rocas del Albiano-Cenomaniano, pertenecientes al Terreno Mixteco, indicaron una estabilidad tectónica para el área sur mexicana (Böhnell *et al.*, 1989; Molina-Garza *et al.*, 2003). En ese estudio se utiliza las paleolatitudes para el CNA de Irving e Irving (1982) para el tiempo entre 10 y 90 Ma, y las de Harrison y Lindh (1982) para el tiempo de 90 a 120 Ma.

Tabla 1. Datos obtenidos por Böhnell *et al.*, 1989. La declinación (DEC) e inclinación (INC), junto con sus parámetros estadísticos (K y α_{95}) y paleolatitud (PALEOLAT) fueron recalculados de los reportados en el trabajo de Böhnell *et al.*, 1989.

REGIÓN	SITIOS	DEC Insitu	INC Insitu	DEC Corr	INC Corr	α_{95}	K	PALEOLAT	LAT/LONG DEG
Puerto Vallarta	1-22	347.7	41.2	347.7	41.2	7.7	25.7	23.6	80.7/182.7
Encino 1	43-54, 66-76	321.4	36.4	310.8	42.9	12.4	16.1	24.9	57.0/171.2
Encino 2	55-63	321.3	37.2	313.7	37.9	16.7	11.98	21.3	46.8/180.2

3. MÉTODOS

Para el estudio realizado se tomaron muestras de roca de 35 sitios para paleomagnetismo, 21 muestras para petrografía, 3 para geocronología y una para isótopos de Hf (Tabla 2). Las muestras colectadas son ubicadas en el mapa geológico y en columnas esquemáticas de las localidades estudiadas en el área de Bahía Chamela e Isla Cocinas, en el Estado de Jalisco, donde afloran rocas de edad Cretácica que pertenecen al superterreno Guerrero (Figura 5). Para la ubicación de estaciones se utilizó un receptor GPS y los datos estructurales se obtuvieron utilizando una brújula Brunton.

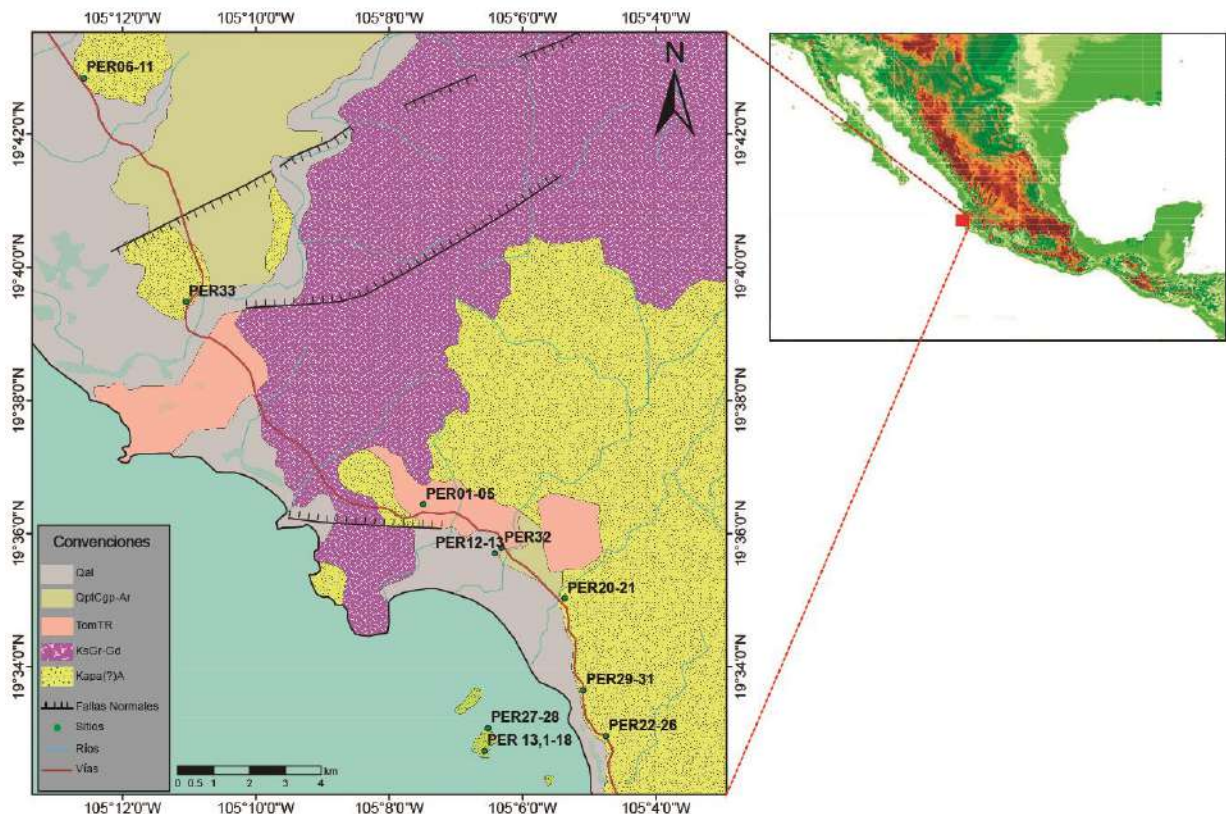


Figura 5. Localización de los sitios de muestreo colectados en Bahía Chamela e Isla Cocinas, ubicados al Sur de Puerto Vallarta (Jalisco) sobre mapa geológico esquemático tomado de Servicio Geológico Mexicano (2000). Qal: Aluvión, QptCgp-Ar: Conglomerado polimíctico -arenisca, TomTR: Toba Riolitica; KsGr-Gd: Granito-granodiorita; Kapa(?)A: Andesita. De manera general se muestreo la unidad Kapa(?)A que pertenecía a la Formación Tecalitlán.

La metodología particular para cada una de las técnicas utilizadas se describe a continuación. Cabe decir que los métodos para paleomagnetismo, geocronología y petrografía están bien establecidos y que se siguieron de acuerdo a Butler (1992) para paleomagnetismo, Ingersoll *et al.* (1984) para petrografía y Gehrels *et al.* (2006) para geocronología U/Pb por ablación laser. Para los isótopos de Hf se utilizó la técnica que describen Ortega –Obregón *et al.* (2014).

Tabla 2. Muestras colectadas con sus coordenadas y el método que se le realizó a cada una.

Locality ID	Latitud	Longitud	Método
PER01	19,60732°	(-)105,12437°	Paleomagnetismo
PER02	19,60731°	(-)105,12476°	Paleomagnetismo, geocronología y petrografía
PER03	19,60737°	(-)105,12482°	Paleomagnetismo
PER3,5	19,60736°	(-)105,12476°	Paleomagnetismo
PER04	19,60737°	(-)105,12493°	Paleomagnetismo, geocronología y petrografía
PER05	19,60740°	(-)105,12499°	Paleomagnetismo
PER06	19,71373°	(-)105,20954°	Paleomagnetismo
PER07	19,71382°	(-)105,20960°	Paleomagnetismo
PER08	19,71392°	(-)105,20968°	Paleomagnetismo
PER09	19,71399°	(-)105,20972°	Paleomagnetismo
PER10	19,71409°	(-)105,20981°	Paleomagnetismo
PER11	19,71418°	(-)105,20986°	Paleomagnetismo
PER12	19,59505°	(-)105,10688°	Paleomagnetismo, geocronología
PER13	19,59513°	(-)105,10661°	Paleomagnetismo
PER13-1	19,54584°	(-)105,10938°	Paleomagnetismo
PER14	19,54585°	(-)105,10938°	Paleomagnetismo
PER15	19,54567°	(-)105,10947°	Paleomagnetismo
PER16	19,54692°	(-)105,10893°	Paleomagnetismo
PER17	19,54704°	(-)105,10889°	Paleomagnetismo
PER18	19,54704°	(-)105,10889°	Paleomagnetismo
PER19	19,59539°	(-)105,10661°	Paleomagnetismo
PER20	19,58384°	(-)105,08941°	Paleomagnetismo
PER21	19,58350°	(-)105,08909°	Paleomagnetismo
PER22	19,54904°	(-)105,07870°	Paleomagnetismo
PER23	19,54944°	(-)105,07906°	Paleomagnetismo
PER24	19,54938°	(-)105,07913°	Paleomagnetismo
PER25	19,54951°	(-)105,07925°	Paleomagnetismo
PER26	19,54953°	(-)105,07925°	Paleomagnetismo
PER27	19,55142°	(-)105,10856°	Paleomagnetismo
PER28	19,55069°	(-)105,10815°	Paleomagnetismo
PER29	19,56113°	(-)105,08475°	Paleomagnetismo
PER30	19,56085°	(-)105,08470°	Paleomagnetismo
PER31	19,56053°	(-)105,08470°	Paleomagnetismo
PER32	19,59646°	(-)105.10524°	Paleomagnetismo
PER33	19,60876°	(-)105.13638°	Paleomagnetismo

3.1 PETROGRAFÍA

Para petrografía se escogieron muestras de sitios colectados para paleomagnetismo que fueran representativas y se distribuyeran homogéneamente dentro de las localidades, así mismo se realizó láminas de las muestras colectadas para geocronología, en total se elaboraron 21 láminas delgadas. Las láminas delgadas fueron teñidas con cobaltinitrito de sodio para la identificación de feldespatos. Posteriormente se procedió a la identificación del tipo de roca en cada sección y así los tipos de granos y/o minerales que las componen, sus texturas características y material intersticial (cemento, matriz y poros).

De las rocas sedimentarias se seleccionaron las muestras con granulometría superior a arena muy fina con las que se realizaron conteos de 400 puntos de armazón. Se utilizó el método Gazzi-Dickinson, el cual elimina posibles problemas con variaciones composicionales debido al tamaño de grano (Ingersoll *et al.*, 1984). Finalmente son calculadas la madurez mineralógica y textural (Folk, 1974), ubicados en los triángulos de clasificación de Dickinson (1985), Dickinson y Suczek (1979) e Ingersoll y Suczek (1979). Todas las muestras analizadas con líticos totales superiores al 20% fueron utilizadas para los triángulos de tipos de líticos StVtMt de Folk (1974). Donde St es líticos sedimentarios, Vt líticos volcánicos y Mt líticos metamórficos. El tamaño de grano se hace teniendo en cuenta la clasificación de Wentworth (1922), para la determinación de la selección se toma en cuenta la tabla de Compton (1962), para la redondez y tipos de contacto entre granos la clasificación de Pettijohn *et al.* (1987). En la tabla 3 se encuentra los respectivos códigos utilizados, y las especificaciones del cálculo modal se presentan en la tabla 4 el cálculo modal para los triángulos QtFL (Cuarzo Total, Feldespato y Líticos) y QmFLt (Cuarzo monocristalino, Feldespato y Líticos) se incluye las secciones con un armazón mayor al 60%.

Tabla 3. Parámetros de conteo de los principales componentes para rocas sedimentarias (Lawton *et al.*, 2003).

CODIGO	DEFINICIÓN
Qm	Cuarzo monocristalino
Qpq	Cuarzo policristalino
K	Feldespato potásico
P	Plagioclasea
Lvm	Líticos volcánicos: felsitas, vidrio, hipoabisales, granos microlíticos, y granos metamórficos de protolito volcánico.
Lss	Líticos Sedimentarios: Limolitas, argilitas, granos fosfáticos
Lsc	Detritos carbonaticos
Qt	Granos de cuarzo total= Qm+Qpq+Cht
F	Feldespato total= K+P
L	Granos Líticos inestables totales= Lvm+Lsm
Lt	Granos Líticos= L+Qp
Lsm	Granos sedimentarios totales= Lss+Lsc y metamórficos con protolito sedimentario
Qp	Cuarzo Policristalino total= Qpq+Cht
Lv	Líticos volcánicos: felsitas, vidrio, hipoabisales, granos microlíticos sin incluir granos metamórficos de protolito volcánico
Ls	Granos sedimentarios totales= Lss+Lsc sin incluir granos metamórficos de protolito sedimentario
Lm	Líticos metamórficos= granos metamórficos con protolito sedimentario + granos metamórficos de protolito volcánico

Tabla 4. Parámetros de cálculo de los porcentajes de los componentes principales para las rocas sedimentarias (Tomado y modificado de Lawton et al., 2003).

SÍMBOLO	DEFINICIÓN
$QtFL\%Qt$	$= 100Qt/(Qt+F+L)$
$QtFL\%F$	$= 100F/(Qt+F+L)$
$QtFL\%L$	$= 100L/(Qt+F+L)$
$QmFLt\%Qm$	$= 100Qm/(Qm+F+Lt)$
$QmFLt\%F$	$= 100F/(Qm+F+Lt)$
$QmFLt\%Lt$	$= 100Lt/(Qm+F+Lt)$
$QpLvmLsm\%Qp$	$= 100Qp/(Qp+Lvm+Lsm)$
$QpLvmLsm\%Lv$	$= 100Lvm/(Qp+Lvm+Lsm)$
$QpLvmLsm\%Lsm$	$= 100Lsm/(Qp+Lvm+Lsm)$
$QmKP\%Qm$	$= 100Qm/(Qm+K+P)$
$QmKP\%K$	$= 100K/(Qm+K+P)$
$QmKP\%P$	$= 100P/(Qm+K+P)$
$LmLvLs\%Lm$	$= 100Lm/(Lm+Lv+Ls)$
$LmLvLs\%Lv$	$= 100Lv/(Lm+Lv+Ls)$
$LmLvLs\%Ls$	$= 100Ls/(Lm+Lv+Ls)$

Paras las rocas ígneas, tanto volcánicas como piroclásticas, se realizó una descripción de textural y para su clasificación composicional se hizo un conteo 400 puntos de armazón. Si el contenido de matriz (vidrio) era mayor a 60%, se hizo un estimado promediando 4 campos visuales distintos dentro de la sección delgada. Posteriormente son clasificadas composicionalmente, las volcánicas con los triángulos de composición QPF (Cuarzo, Plagioclasa, Feldespato Potásico) propuesta por Streckeisen (1978), y las rocas piroclásticas con los triángulos de Fisher y Schmincke (1984). En la Tabla 5 se muestra los códigos utilizados para la identificación mineralógica de las rocas volcánicas y piroclásticas, en la tabla 6 se especifica el cálculo modal para las rocas volcánicas. En la tabla 7 se especifica los cálculos modales para las rocas piroclásticas. En caso de que el porcentaje de minerales máficos (M) fuera mayor a 90% se considera una roca ultramáfica.

Tabla 5. Parámetros de conteo para rocas ígneas y piroclásticas.

CODIGO	DEFINICIÓN
Q	Cuarzo
K	Feldespato potásico
F	Feldespatoideos
P	Plagioclasa
Prx	Piroxenos
Anf	Anfiboles
Acc	Accesorios
Ol	Olivino
Mtx	Matriz
Esq	Esquirlas de vidrio
M	Minerales máficos (Prx+Anf+Ol)
Frg	Fragmentos de roca
C	Cristales (P+K+Q+Prx+Anf+Ol)

Tabla 6. Parámetros de cálculo de porcentajes de componentes principales de las rocas ígneas.

SÍMBOLOS	DEFINICIÓN
Q%	$= 100Q / (Q + P + K + F)$
K%	$= 100K / (Q + P + K)$
F%	$= 100F / (Q + P + F)$

Tabla 7. Parámetros de cálculo de porcentajes de componentes principales de rocas Piroclásticas.

SÍMBOLOS	DEFINICIÓN
V%	$= 100Mtx / (Mtx + C + Frg)$
C%	$= 100C / (Mtx + C + Frg)$
Frg%	$= 100Frg / (Mtx + C + Frg)$

3.2 GEOCRONOLOGÍA Y ANÁLISIS DE Hf

En las localidades colectadas se tomaron 3 muestras para geocronología, 2 de rocas ígneas y 1 roca sedimentaria. Las muestras se procesaron en los laboratorios del Centro de Geociencias (CGEO), UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro. La separación de los circones se obtuvo de la pulverización de las muestras y posterior tamizaje, la roca pulverizada y tamizada fue sometida a una separación magnética con el equipo FRANTZ modelo LB-1 y con el concentrado de la fracción no magnética se pasa por líquidos pesados (Yoduro de Metileno; 3.33g/cm^3) que se emplea en el laboratorio de Separación Mineral del Centro de Geociencias, UNAM. Se seleccionaron aleatoriamente unos 150 circones para la roca sedimentaria y 35 circones para las rocas ígneas, los circones se tomaron sin tener en cuenta tamaño, forma y color por muestra, para luego ser montados en resina epóxica, y su posterior desbaste.

Para la caracterización y la elección de los puntos de ablación láser se obtuvieron imágenes para cada muestra de luz transmitida y luz reflejada utilizando un microscopio óptico convencional marca Olympus en el Centro de Geociencias y también se tomaron imágenes de catodoluminiscencia (CL) con un microscopio electrónico de barrido (SEM; Scanning Electron Microscope) de marca JEOL 5800LV con un detector de CL (imágenes SEM-CL). Posteriormente los análisis isotópicos de U/Pb en circones se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) ubicado en el Centro de Geociencias UNAM, usando como técnica la ablación láser (LA-ICP-MS). El cráter que se le realizó a los circones es de 23 micras para U/Pb. Los datos isotópicos son finalmente reducidos en un software “UPb.aje” desarrollado en el LEI (Solari y Tanner, 2011) y graficados Isoplot (Ludwig, 2008), para su interpretación.

Se escogió la muestra ígnea para el análisis de los isótopos de Lu-Hf, se seleccionan 15 circones de los cuales ya se obtuvieron las edades por U/Pb, en la mayoría se toma el mismo lugar de ablación que en Lu-Hf es de aproximadamente $44\text{ }\mu\text{m}$ de diámetro. Se utiliza un espectrómetro de masas de

multicolección con plasma acoplado por inducción (MC-ICP-MS) Thermo Neptune Plus para el análisis de Lu-Hf, del Centro de Geociencias, UNAM.

3.3 PALEOMAGNETISMO

En el área se realizó un muestreo de 35 sitios para paleomagnetismo en rocas del Cretácico Temprano de la Formación Tecalitlán, aunque se determinó que también existen rocas del Cretácico Superior en la zona muestreada. Las muestras fueron tomadas por medio de la perforación de núcleos orientados y muestras de mano orientadas, en litologías ígneas y sedimentarias de grano fino, propicias para la técnica que se utilizó. Para cada sitio se tomaron mínimo 5 a 12 núcleos orientados, con una perforadora portátil con un diámetro de broca de ~2.5cm de diámetro, orientados con un inclinómetro que suministra el ángulo entre el núcleo y la vertical (hade), y una brújula magnética y solar que determina el azimut del eje del núcleo. Para las muestras de mano orientadas en laboratorio se procedió a perforarlas para obtener al menos 8 núcleos (o especímenes) por sitio. Los núcleos fueron divididos en el laboratorio en 2 o más especímenes de aproximadamente 10 cm³, con un tamaño de 2.2 cm de alto y se analizaron 5 a 10 especímenes por sitio colectado. En niveles estratificados, las muestras fueron tomadas en diferentes capas para promediar la variación secular, considerar posibles remagnetizaciones isotermales, y así dar un buen estimado de la dirección de magnetización en cada sitio.

Las muestras se procesaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo y Magnetismo de Rocas del Centro de Geociencias de la UNAM, campus Juriquilla. Las mediciones realizadas, para cada espécimen, fueron en el magnetómetro de giro JR-6. El magnetómetro permite que los especímenes se orienten manualmente, con una sensibilidad de $2 \cdot 10^{-6}$ A/m, permitiendo finalmente la determinación de la dirección e intensidad del vector de magnetización remanente.

Para determinar el método de desmagnetización más adecuado, se tomaron mínimo 2 a 4 especímenes por sitio y se desmagnetizaron por los métodos de campos alternos (CA) y térmico. Por el método CA cada espécimen se expone por un minuto a un campo magnético alterno en pasos desde 3, 6, 9, 12, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 60, 70, 80, 90 y 100 mT. Este procedimiento se realizó en un desmagnetizador de campos alternos LDA-3 A, el cual aplica un campo alterno sobre un espécimen que gira lentamente dentro de una bobina; el campo magnético decae de forma lineal o exponencial. Por el método térmico se calentaron los especímenes a 90, 130, 180, 220, 260, 300, 340, 380, 420, 460, 490, 520, 550, 565, 575 C°. El método más efectivo, al observar los resultados, se aplicó para desmagnetizar las muestras restantes de cada sitio. La declinación magnética promedio para el área de muestreo es +7°, la cual es tomada del mapa de declinación magnética de Norteamérica del 2010 y la corrección solar para cada espécimen se realizó con el programa SUNUSGS.

La determinación de los componentes magnéticos fueron determinadas de los diagramas ortogonales de Zijdeveld (1967) y de la inspección de círculos mayores en redes estereográficos, y se aplicó la técnica de análisis de componente principal (Kirschvink, 1980) aceptando componentes magnéticas definidas con desviación angular máxima (MAD) menor a 15° . Para el cálculo de las direcciones medias por sitio se siguió el análisis estadístico de Fisher (1953). Los sitios con valores de $MAD > 15$, $\alpha_{95} > 20^\circ$ y/o $k < 10$ se descartaron por su alta dispersión. Este procedimiento se realizó con el software Remasoft 3.0 de Agico, Inc., de Republica Checa, y Mean2 del laboratorio de la Universidad de Utrecht.

La edad relativa de magnetización se estimó a partir del ejercicio de determinar estadísticamente el más alto grado de agrupamiento de las direcciones medias por sitio después de realizar la corrección por buzamiento (McFadden y Reid, 1982), y también se realizó en algunas localidades del muestreo la prueba de contacto en diques, que permitió determinar si la magnetización ocurrió en un estado antes, durante, o después de la intrusión. También se realizó la prueba de direcciones reversas, para saber si las direcciones reversas obtenidas correspondían estadísticamente a las dirección normales halladas, y la prueba del pliegue, con la que se determinaba si la magnetización era pre-plegamiento, durante el plegamiento o post-plegamiento.

Posteriormente halladas las magnetizaciones características de cada localidad, la magnitud de rotación y sentido de rotación se estableció determinando la declinación de referencia para un punto en el cratón Norteamericano, usando el polo del cratón Norteamericano referenciado en Torsvik et al. (2012) y comparando las declinaciones (parámetro R). Igualmente, comparando las inclinaciones esperada y observada se calculó el parámetro F (Flattening).

También se midió la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) de 9 sitios, los cuales no mostraban un dato de estratificación contundente siendo 3 de ellos sitios realizados en diques. La medición se realizó con un equipo Multi-Function Kappabridge (KLY-3 AGICO), en donde se introducía el núcleo en 15 posiciones diferentes, y se tomaron de 3 a 10 núcleos por sitio. Por cada sitio se definieron los ejes que son perpendiculares entre si $K_1 \geq K_2 \geq K_3$, siendo el eje K_1 el valor máximo de susceptibilidad, K_2 el intermedio y K_3 el mínimo. Estos ejes K_1 , K_2 y K_3 son la orientación espacial de los ejes principales del elipsoide. La forma del elipsoide de susceptibilidad fue analizada usando el parámetro T, en donde el elipsoide es de forma oblada si $T > 0$ (K_1 y $K_2 > K_3$), prolada si $T < 0$ ($K_1 > K_2$ y K_3) y esférica o triaxial si $T = 0$ ($K_1 = K_2 = K_3$) (Butler 2004). Los parámetros de AMS fueron evaluados teniendo en cuenta la estadística de Jelinek (Jelinek y Kropacek, 1978), y el parámetro T es usado para identificar el tipo de fábrica magnética y determinar condiciones de deposición de los flujos volcánicos, piroclásticos y diques muestreados. Los datos fueron analizados en el programa Anisoft 4.2 creador por Martin Chadima y Vit Jenlenek (Agico, Inc.) de Republica Checa.

4. RESULTADOS

4.1. GEOLOGÍA ÁREA DE ESTUDIO

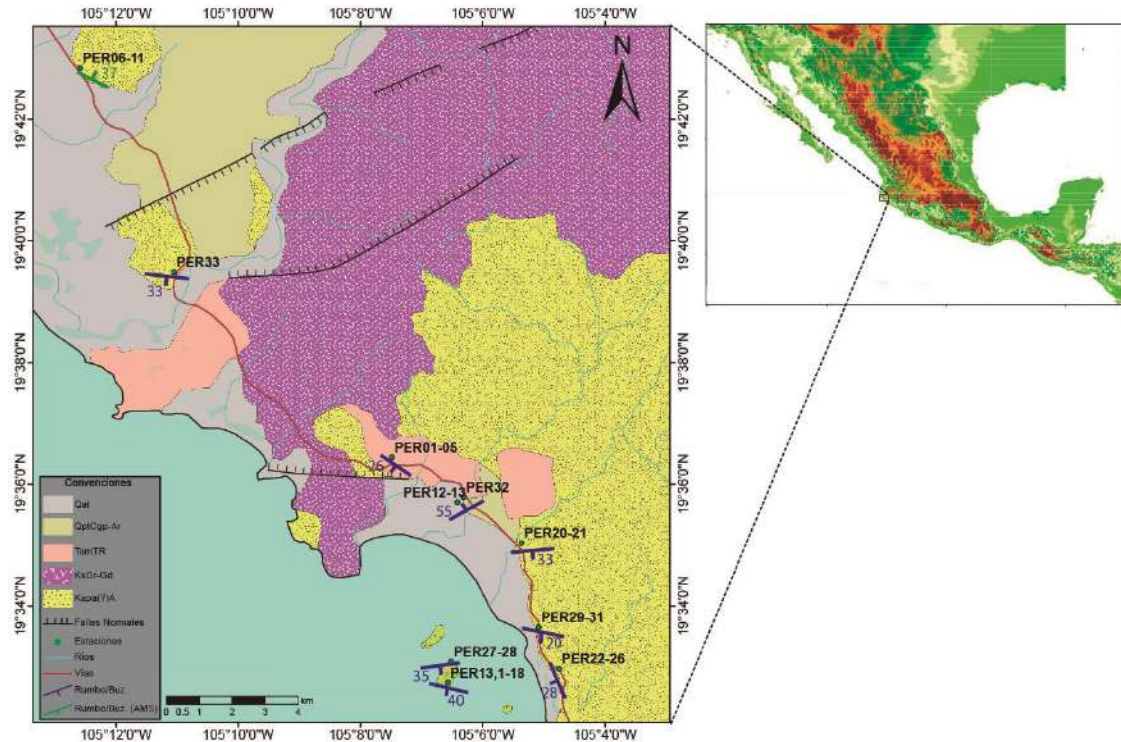


Figura 6. Mapa de Bahía Chamela e Isla Cocinas con las estaciones realizadas y datos estructurales tomados. (Tomado de Servicio Geológico Mexicano, 2000).

Las rocas encontradas en los afloramientos de Bahía Chamela e Isla Cocinas (Figura 6) comprenden en general litologías volcánicas y volcanosedimentarias, con sedimentarias en menor cantidad. La mayoría de afloramientos presentan una alta deformación con diaclasas y lineamientos. La secuencia de la Formación Tecalitlán que se encontró en este sector está compuesta por rocas piroclásticas, tobas, brechas volcánicas, flujos volcánicos dacíticos y andesíticos, presenta escasos paquetes de areniscas (Figura 7). La secuencia es cortada por diques máficos y dacíticos (Figura 7 y 8). En las columnas esquemáticas realizadas (Figura 8) se puede observar que las areniscas están en capas gruesas, masivas que se encontraron en la parte norte de Bahía Chamela, mientras las rocas piroclásticas y los diques están presentes en la Isla Cocinas y en la parte sur de Bahía Chamela.

En la Isla Cocinas se presenta una secuencia de tobas soldadas con flujos andesíticos a andesitas basálticas (Figura 7 F) con diques máficos cortando (Figura 8); se observó un pliegue reomórfico que fue muestreado para paleomagnetismo (Figura 7 A, B y C). Las brechas se encuentran en capas muy gruesas alcanzando los 19 metros de espesor (Figura 8), y están compuestas por fragmentos juveniles de pómez como fragmentos de rocas preexistentes de andesitas y basaltos, que son angulosos con tamaños de 10 a 30 cm (Figura 7 D y E). Las areniscas son masivas de grano medio a fino (Figura 7 G), y están en

capas tabulares gruesas a muy gruesas (Figura 8). De manera general las capas tienen un rumbo W-E con un buzamiento entre 20° a 40° hacia el sur. También se encontraron andesitas y areniscas con un rumbo S60W y 55NW de inclinación. En general las rocas presentan meteorización moderada a alta, y algunas alteraciones con desarrollo de clorita y epidota.

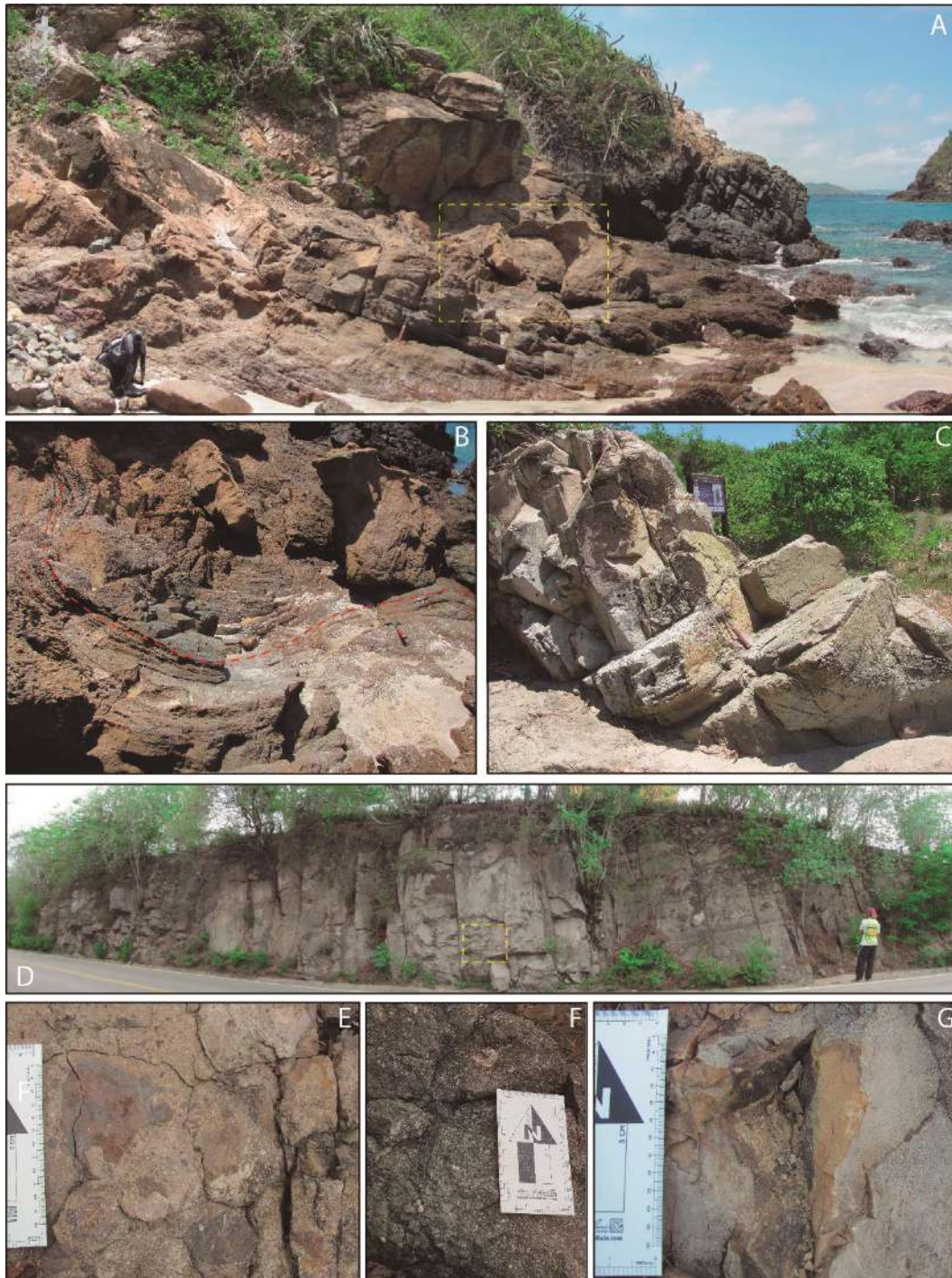


Figura 7. Fotografías de los afloramientos y rocas encontradas en Bahía Chamela e Isla Cocinas. A) Afloramiento de los flujos de andesitas en la Isla Cocinas. B) Detalle del recuadro amarillo señalado en A, se observa un pliegue reomórfico del delineado en rojo. C) Afloramiento de tobas. D) Afloramiento de un flujo de escombros. E) Detalle del recuadro amarillo señalado en C, se observa los fragmentos que componen el flujo que son angulares de hasta 8 cm. F) Andesita con cristales de feldespato y algunas vesículas rellenas de cuarzo. G) Arenisca masiva.

4.1 PETROGRAFÍA

De las veinte láminas delgadas cuatro corresponden a areniscas, doce son rocas volcánicas y cuatro son tobas. Las láminas PER01, PER05, PER07 son areniscas que pertenecen a la Formación Tecatitlán, y la lámina PER 12.1 pertenece a depósitos del Cretácico Superior.

Los granos armazón que componen las areniscas son predominantemente líticos y siliciclásticos (Tabla 8). Las muestras PER01, PER05, PER07 son areniscas de grano fino, los granos son angulares a subangulares con moderada a mala selección (Figura 9 A, B, C, D, E y F). Los contactos entre los granos de armazón son puntuales, largos y rectos. PER12.1 es de grano medio y sus granos son subredondeados a subangulares con moderada selección (Figura 9 G y H) y los contactos son largos y rectos. La matriz es limosa a arcillosa.

Tabla 8. Códigos utilizados en la identificación de los componentes de las rocas sedimentarias.

CÓDIGO	DEFINICIÓN
Qm	Cuarzo monocristalino
Qpq	Cuarzo Policristalino
K	Feldespatos Potásico
P	Plagioclasa
Lvl	Lítico volcánico lathwork
Lvf	Lítico volcánico félsico
Lvv	Lítico volcánico vítrico
Lvmi	Lítico volcánico microlítico
Lss	Lítico sedimentario
Lms	Lítico metamórfico sedimentario
Lmv	Lítico metamórfico volcánico
Cmt	Cemento
Ill	Illita
Hu	Hueco
Hm	Hematita
Op	Opacos
Mtx	Matriz
Srt	Sericita
Cl	Clorita
Cal	Calcita

Tabla 9. Conteos de los componentes encontrados en las areniscas.

Muestra	Qm	Qpq	K	P	Lvl	Lvf	Lvv	Lvmi	Lss	Lms	Lmv	Lvm	Lsm	Cmt	Ill	Mtx	Hu	Total
PER01	3	20	0	142	49	43	5	70	9	18	52	167	27	15	29	30	10	495
PER05	15	20	2	120	63	45	8	114	7	8	18	230	15	18	13	35	0	486
PER07	17	23	12	111	37	61	0	131	3	0	10	229	3	5	36	74	0	520
PER12.1	48	40	1	198	24	21	0	69	10	0	4	114	10	23	95	27	0	533

Tabla 10. Cálculos modales obtenidos para las areniscas (abreviaciones en la tabla 3).

MUESTRA	QtFL%			QmFLt%			QpLvmLsm%			QmKP%			LmLvLs%		
	Qt%	F%	L%	Qm%	F%	Lt%	Qp%	Lvm%	Lsm%	Qm%	K%	P%	Lm%	Lv%	Ls%
PER01	6	34	60	1	35	65	8	82	10	2	0	98	28	68	4
PER05	8	29	63	4	29	68	7	88	5	11	1	88	10	87	3
PER07	10	30	60	4	30	65	9	90	1	12	9	79	4	95	1
PER12.1	21	48	31	12	48	40	24	70	6	19	1	80	3	89	8

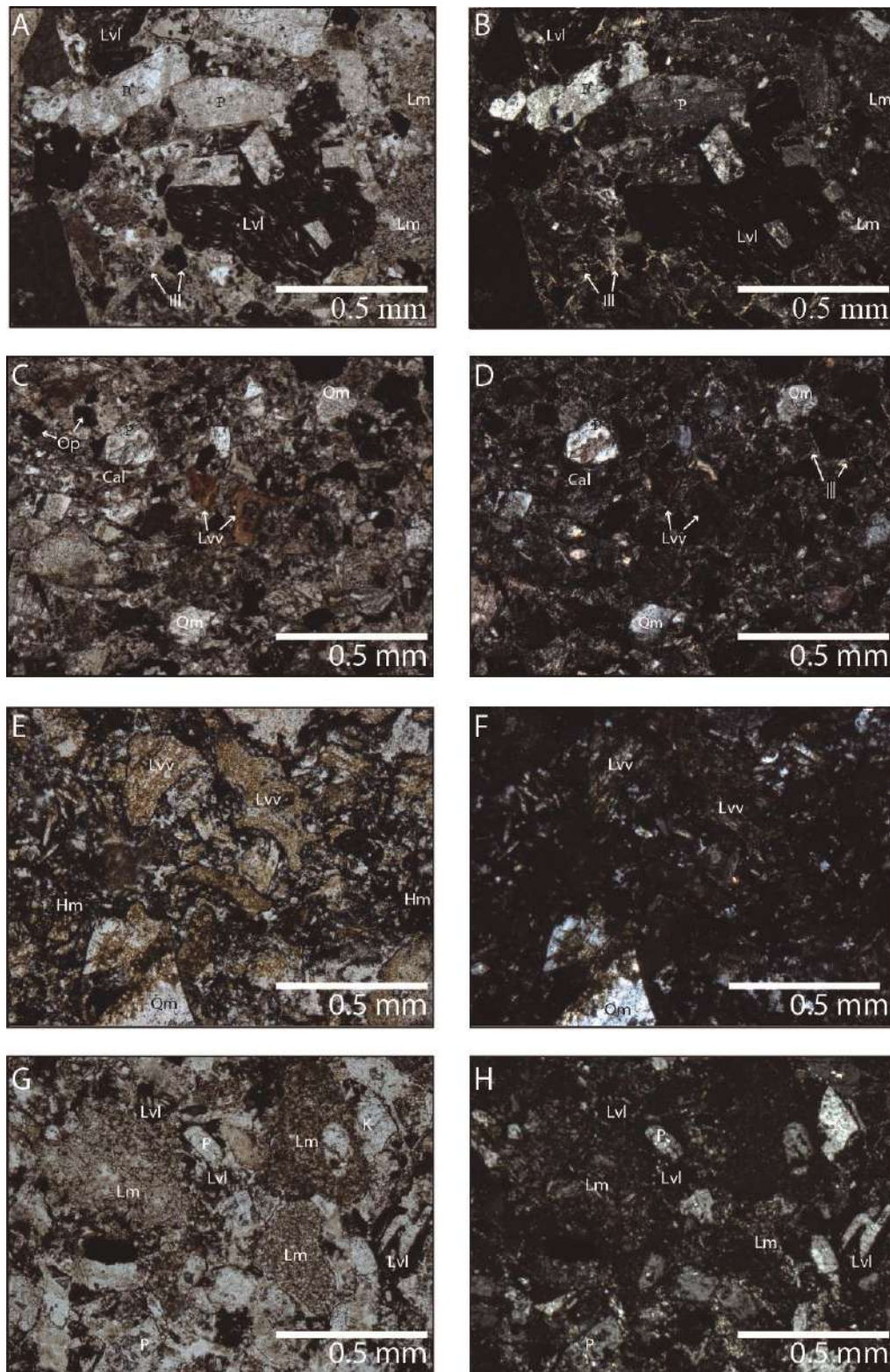


Figura 9. Fotografía de las láminas delgadas de las areniscas, en PPL a la izquierda y XPL a la derecha. A y B) PER01: Líticos volcánicos lathwork (Lvl), con plagioclasas (P), líticos metamórficos (Lm) e illita (Ill) bordeando los granos. C y D) PER05: Cuarzo monocristalino (Qm), líticos volcánicos vítricos (Lv), minerales opacos (Op), plagioclase (P), illita (Ill) y calcita (Cal) como reemplazamiento. E y F) PER07: Líticos volcánicos lathwork (Lv), cuarzo monocristalino (Qm) y matriz con hematita (Hm). G y H) PER12.1: Líticos volcánicos lathwork (Lvl), líticos metamórficos (Lm) y plagioclasas (P) con inclusiones.

Las areniscas de la Formación Tecalitlán son litoarenitas feldespáticas (Figura 10). Las areniscas están compuestas principalmente de líticos volcánicos, en menor cantidad metamórficos y trazas de sedimentarios; también se encuentra plagioclasas, cuarzo y feldespato potásico en trazas. Se observa una matriz que contiene opacos y hematita, junto con algo de cemento silíceo microcristalino. Los líticos volcánicos están compuestos de plagioclasa, algo de cuarzo y vidrio. Los fragmentos líticos tipo Lvl (lathwork) se encuentran en mayor proporción en la muestra PER01 (Figura 9 A y B), en PER05 y PER07 también se encuentran los líticos tipo Lvv (vítrico) (Figura 9 C, D, E y F). En la PER07 el cemento es opaco, compuesto posiblemente por hematita (Figura 9 E y F). Las plagioclasas tienen la macla de Carlsbad y albita, y algunas presentan inclusiones de piroxenos, junto con alteración a sericita. Se observa illita laminar bordeando los granos en PER01 (Figura 9 A y B), y está presente en cantidades traza. La muestra PER12.1 es una arcosa lítica (Figura 10); está compuesta por granos de plagioclasas y líticos volcánicos, en menor proporción se encuentra cuarzo y líticos metamórficos (Figura 9 G y H). La calcita también se presenta como mineral secundario, rellenando algunas fracturas (Figura 9 A y B).

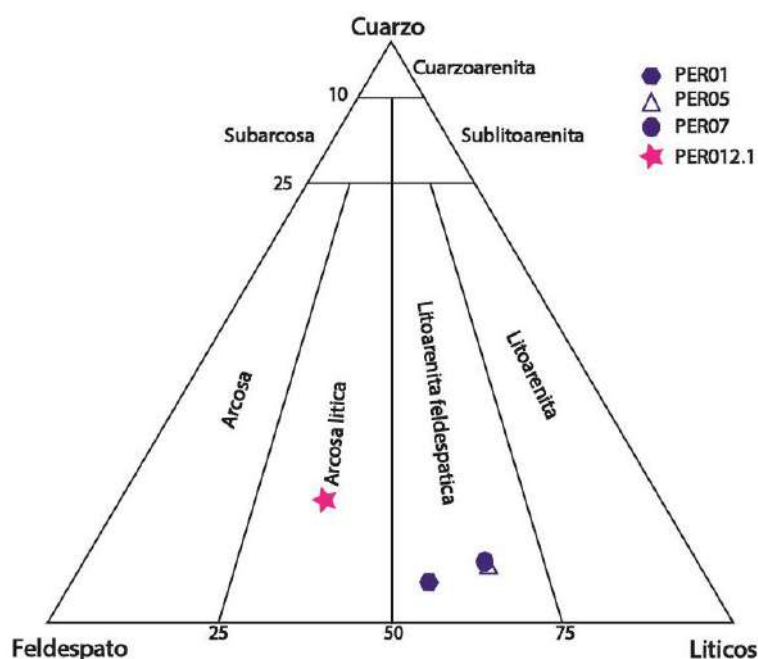


Figura 10. Clasificación composicional de las rocas sedimentarias de Bahía Chamela e Islas Cocinas. Triángulo de clasificación composicional de Folk (1974). PER01, PER05 y PER07 pertenecen a la Formación Tecalitlán, y PER12.1 corresponde a depósitos del Cretácico Superior.

En los triángulos de clasificación de ambiente tectónico QtFL% (Dickinson y Suczek, 1979) y QmFLt% (Dickinson, 1985) las areniscas de la Formación Tecalitlán se ubican en el campo de arco no erosionado y la muestra PER12.1 se ubican dentro del campo de arco transicional (Figura 11 A y B), debido a su poco contenido de cuarzo y su predominancia de líticos. En el triángulo de QpLvmLsm% y QmPK% de Dickinson (1985) todas las muestras de la Formación Tecalitlán se encuentran en el campo de

procedencia de arco magmático (Figura 11 C y D), mientras la muestra PER12.1 en el triángulo QpLvmLsm% cae fuera del campo de clasificación y se ubica en lo que Dickinson (1985) llama arenisca con mezcla de orógenos (Figura 11 D). En los triángulos de clasificación LmLvLs% de Ingersoll y Suczeck (1979) todas PER1 y PER5 se ubican en una cuenca de pre-arco de arcos magmáticos, debido a que los líticos metamórficos no son muy abundantes en comparación a los líticos volcánicos y sedimentarios, y las muestras PER07 y PER12.1 caen fuera de los campos de clasificación identificados en el triángulo (Figura 11 E).

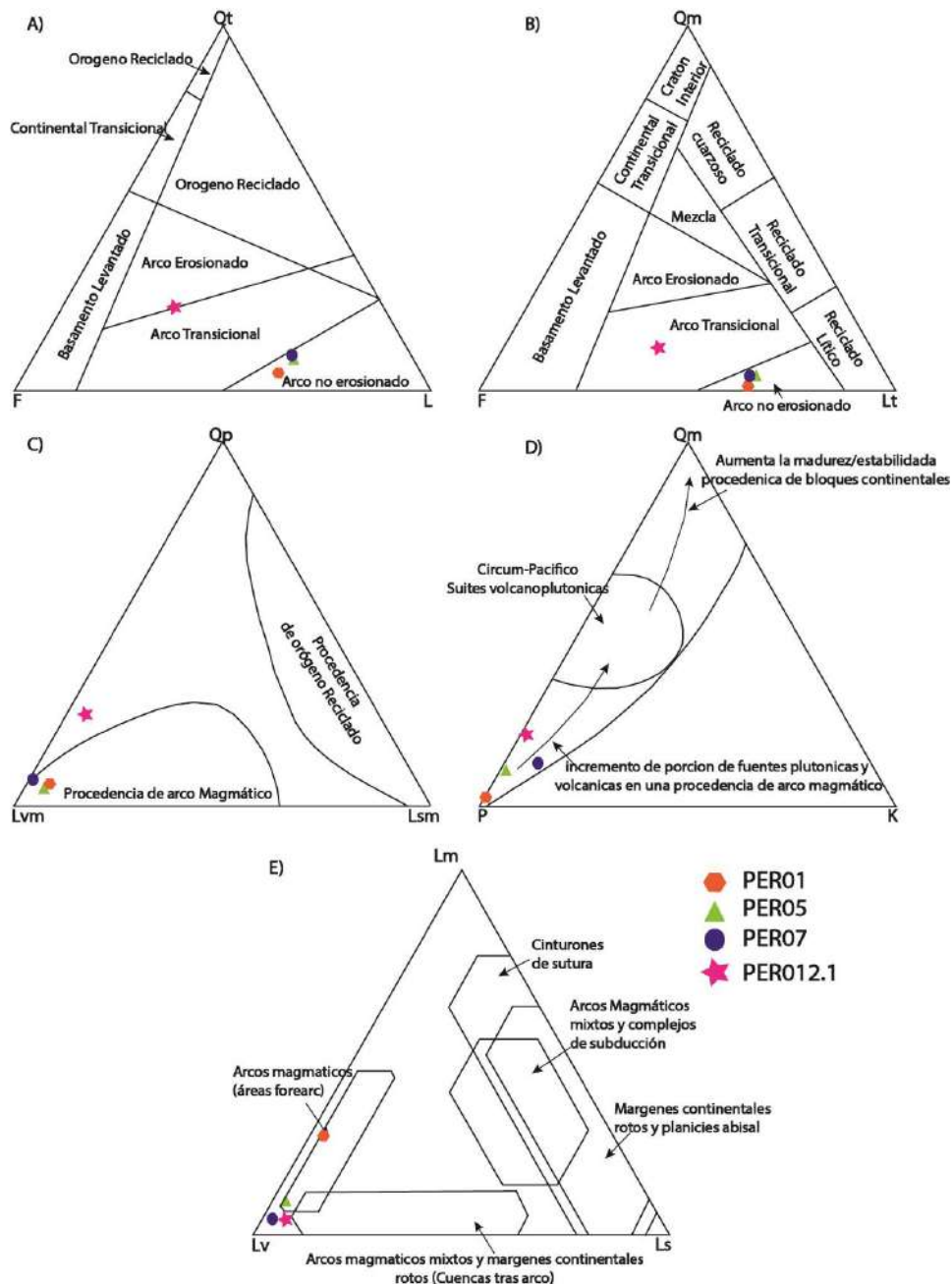


Figura 11. Clasificación de las areniscas para ambientes tectónicos, en los triángulos clasificación A) QtFL% de Dickinson y Suczek (1979), B) QmFLt% de Dickinson (1985), C) QmPK% de Dickinson (1985), D) QpLvmLsm% de Dickinson (1985) E) LmLvLs% de Ingersoll y Suczeck (1979).

Las rocas volcánicas, debido al contenido de fenocristales, son principalmente andesitas, andesitas basálticas y unas pocas son dacitas. Las muestras PER02, PER04 y PER30 son dacitas (Figura 12), y están compuestas principalmente de plagioclasa con macla de la albita y calrsbad, feldespato potásico y en menor cantidad cuarzo (Tabla 11 y Tabla 12; Figura 13). La matriz pilotaxítica (intergranular) se compone de microlitos de plagioclasa, cuarzo y minerales opacos, que engloban a fenocristales de plagioclasa. Las plagioclases se presentan como fenocristales de hasta 1.2mm en formas euhedrales con habito tabular y presentan inclusiones de piroxenos (Figura 13 A y B). Una textura fibrosa radial de las plagioclases se observa en PER30 (Figura 13E y F). El cuarzo en general es de 0.4mm o más pequeño, y a veces aparece como relleno (Figura 13C y D). Se observan algunas micas muy finas y fibrosas con altos tonos de interferencia bordeando los granos. En PER04 hay ortopiroxeno intersticial (Figura 13 C y D).

Tabla 11. Códigos utilizados en la identificación de los componentes de las rocas volcánicas.

CÓDIGO	DEFINICIÓN
Q	Cuarzo
F	Feldespatoide
K	Feldespato Potásico
P	Plagioclasa
Cpx	Clinopiroxeno
Opx	Ortopiroxeno
Canf	Clinoanfíbol
Oanf	Ortoanfíbol
Vsc	Vesícula
Acc	Accesorios (Calcita)
Mtx	Matriz
Srt	Sericita

Tabla 12. Porcentajes de fenocristales principales encontrados en las rocas volcánicas.

MUESTRA	Q%	K%	F%	P%
PER02	23	21	0	56
PER04	21	20	0	59
PER06	19	2	0	78
PER09	17	0	0	83
PER12	15	1	0	84
PER13.1	3	1	0	96
PER16	3	0	0	96
PER17	10	0	0	90
PER18	2	0	0	98
PER21	14	0	0	86
PER30	22	7	0	71
PER33	9	2	0	89

Los minerales que componen a las andesitas son plagioclasas, piroxenos, cuarzos, algunos opacos y anfíboles, los códigos utilizados están en la tabla 10 y los porcentajes de los fenocristales principales encontrados en las rocas volcánicas se encuentran en la tabla 12. Se observa matriz intergranular de microlitos de plagioclasa, minerales opacos y poco vidrio intersticial, los fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Las plagioclasas son euhedrales y anhedrales, de 0.5mm a 1.5mm, en formas tabulares y con fracturas (Figura 14 y Figura 15); tienen la macla de la albita y Carlsbad, y sus bordes algunas veces parecen estar reabsorbidos. Presentan inclusiones de piroxenos (Figura 14 C y D, Figura 15 C y D). Los ángulos de extinción de las plagioclasas las clasifican como de tipo andesina. En la muestra PER09 las plagioclasas tienen inclusiones de vidrio y corrosión de los cristales (Figura 14 C y D). Los fenocristales de piroxenos son euhedrales a anhedrales de 0.1mm a 0.7mm, y están en sus dos variedades clino- y ortopiroxeno. Son de altos tonos de interferencia y con maclado polisintético (Figura 15 E y F). Se encuentra serpentinita como alteración de los piroxenos (Figura 15 E y F), en PER16 esta solo la silueta del corte basal de piroxeno reemplazado por serpentinita. La textura predominante en las rocas estas rocas andesíticas es porfírica, pero en algunas láminas se observa agregados glomeroporfidicos de solo plagioclasas o junto con piroxenos (Figura 14 A y B, Figura 15 A y B). Hay minerales secundarios como calcita y cuarzo, los dos dentro de vesículas y/o rellenando fracturas (Figura 14 A y B, Figura 15 G y H). Debido a que las muestras PER13.1 y PER18 tienen poco contenido de anfíboles y piroxenos, y una textura porfírica más fina, son consideradas andesitas basálticas (Figura 11).

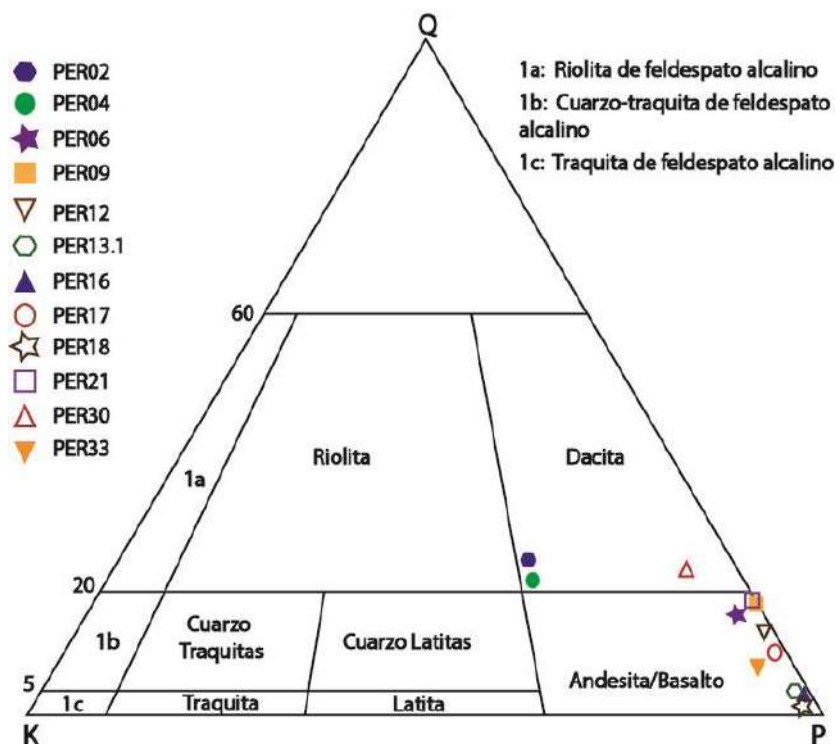


Figura 12. Triángulo de clasificación composicional de rocas volcánicas de Streckeisen (1978) para las rocas de Bahía Chamela e Isla Cocinas.

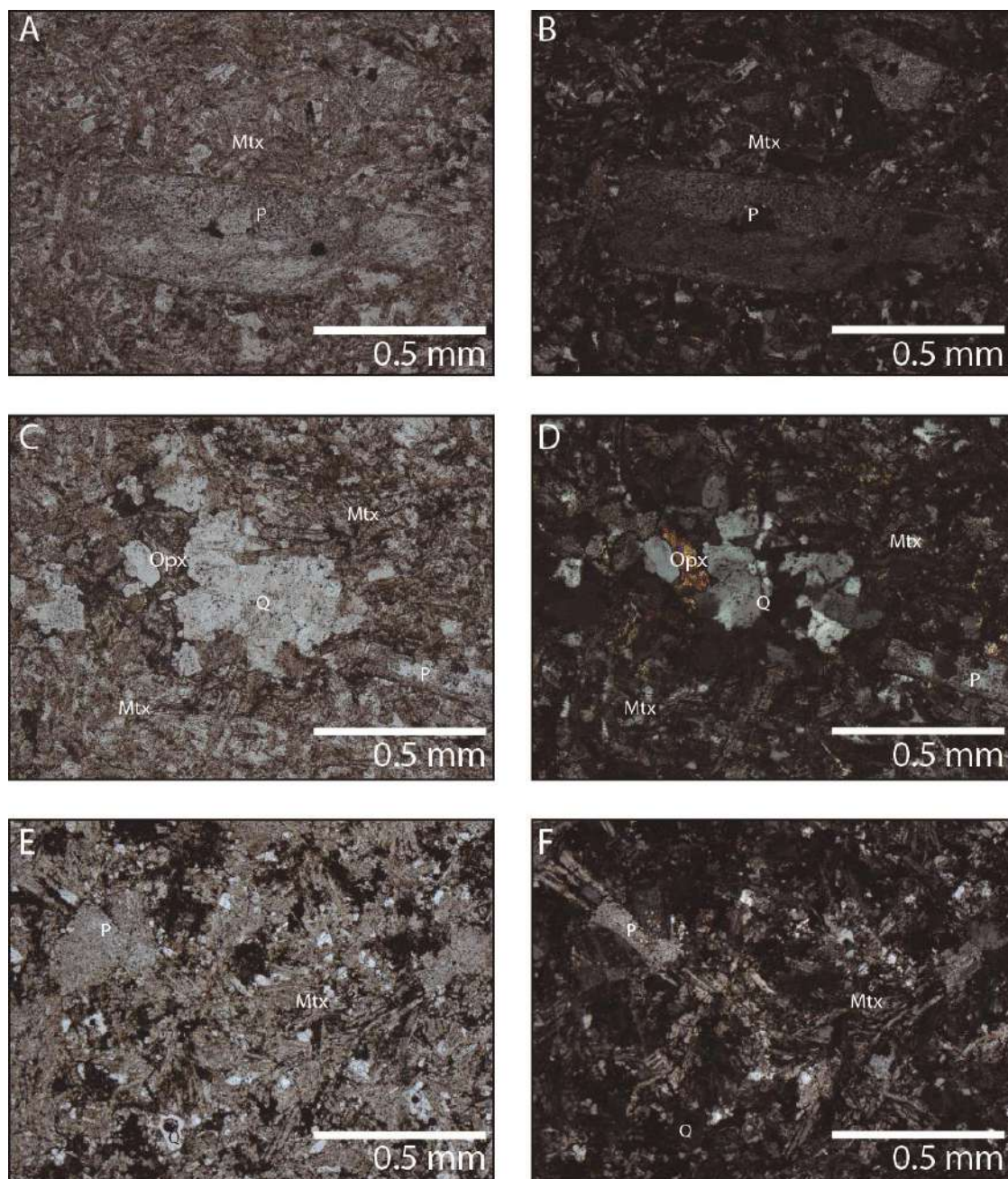


Figura 13. Fotografía de las láminas delgadas de las dacitas, en PPL a la izquierda y XPL a la derecha. A y B) PER06: Plagioclasa (P), matriz (Mtx), textura porfírica. C y D) PER09: Plagioclasas (P), cuarzo (Q), ortopiroxeno (Opx) y matriz (Mtx). E y F) PER30: Plagioclasa (P) con texturas fibrosa radial, cuarzo (Q), matriz (Mtx).

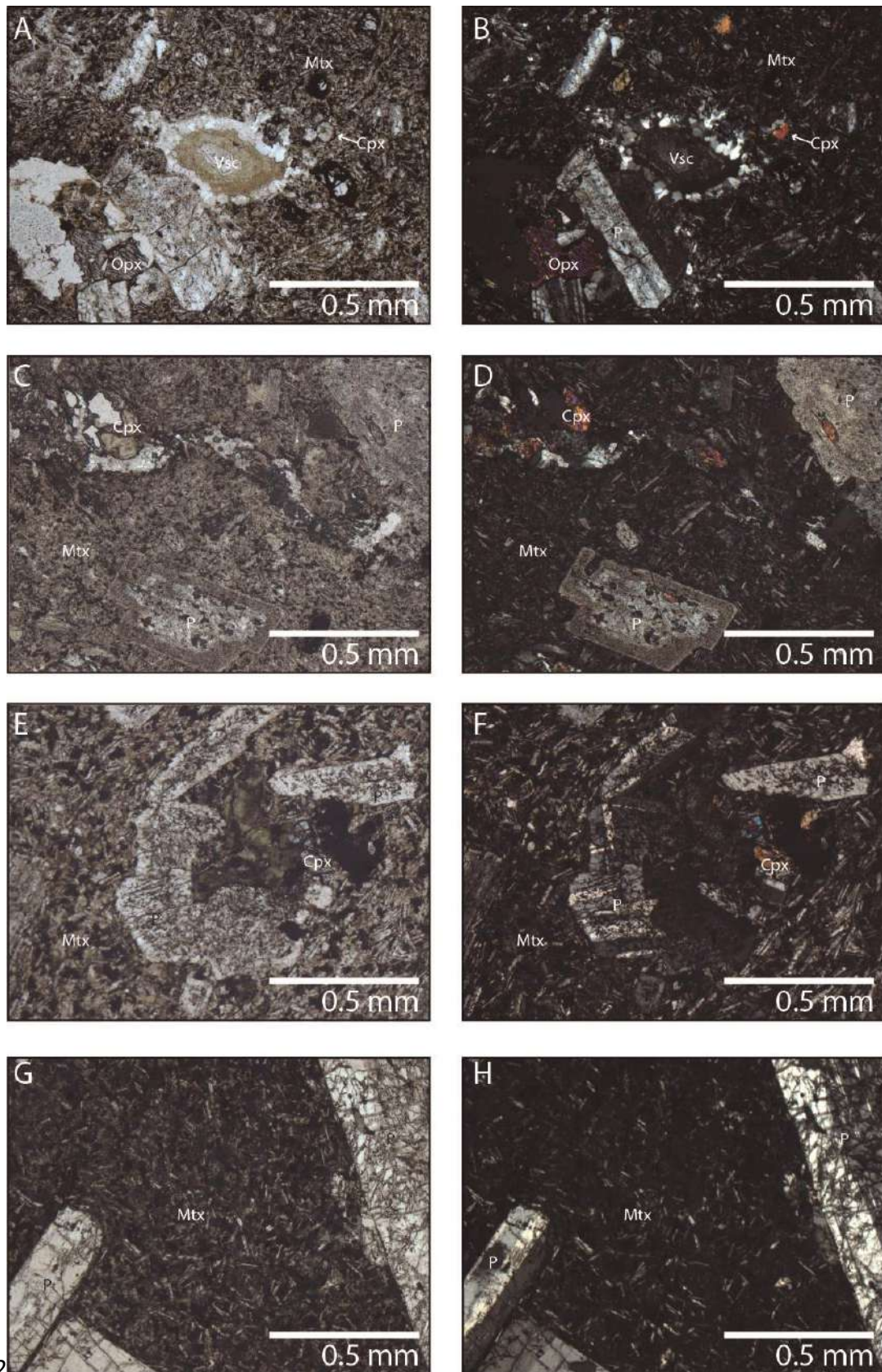


Figura 14. Fotografía de las láminas delgadas de las andesitas, en PPL a la izquierda y XPL a la derecha. A y B) PER06: Plagioclasa (P), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx), matriz (Mtx), vesículas rellenas de cuarzo y serpentina (Vsc), presenta textura porfírica. C y D) PER09: Plagioclasas (P) con inclusiones de vidrio y piroxenos, clinopiroxeno (Cpx) y matriz (Mtx). E y F) PER12: Texturas glomeroporfídica de plagioclase (P) con clinopiroxeno (Cpx) y matriz (Mtx). G y H) PER13.1: Plagioclase (P) con matriz (Mtx).

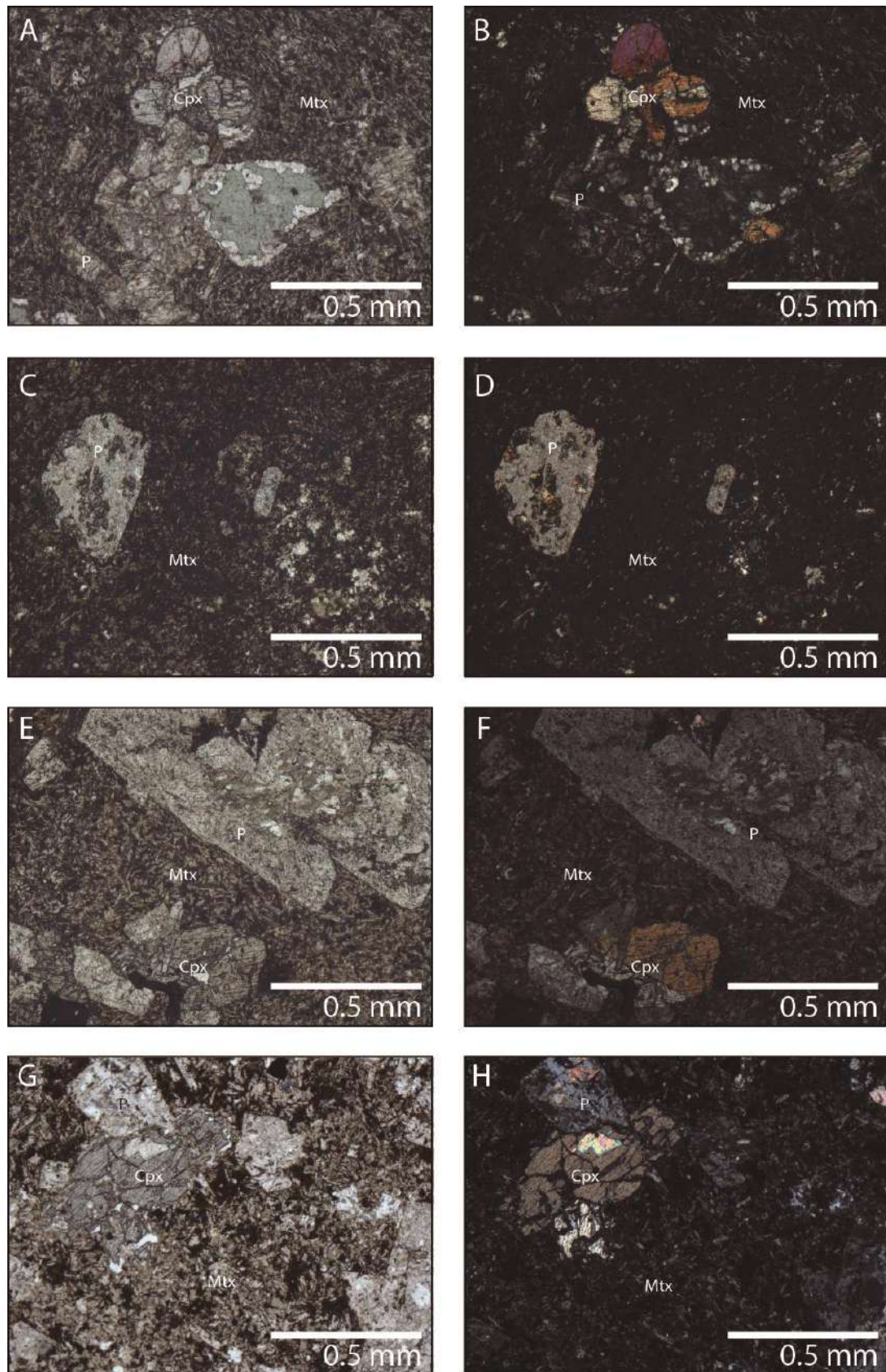


Figura 15. Fotografía de las láminas delgadas de las andesitas, en PPL a la izquierda y XPL a la derecha. A y B) PER16: Textura glomeroporfídica de plagioclasa (P) con clinopiroxenos (Cpx) y matriz (Mtx). C y D) PER18: Plagioclases (P) con inclusiones de piroxenos y matriz (Mtx). E y F) PER21: Plagioclasa (P) con algo de exclusión, clinopiroxenos (Cpx) con macla polisintética y matriz (Mtx). G y H) PER33: Textura glomeroporfídica de plagioclasa (P) con clinopiroxeno (Cpx), presenta calcita secundaria y matriz (Mtx).

Las muestras PER22, PER24, PER25 y PER 28 son rocas piroclásticas. PER25 y 28 corresponden a tobas líticas, PER22 es una toba cristalina y PER24 es una toba vítrea (Figura 16). Los códigos utilizados en la identificación de los componentes de las rocas piroclásticas están en la tabla 13, el conteo de puntos para estos componentes en la tabla 13, y los porcentajes de los fenocristales principales encontrados en las rocas piroclásticas se encuentran en la tabla 14. Las rocas piroclásticas están compuestas de una matriz vítrea, fragmentos de esquirlas, minerales de plagioclasas, cuarzo y sanidina, y fragmentos de rocas preexistentes (Tabla 13 y Figura 17); su cantidad varía dependiendo de la muestra. El porcentaje de los componentes principales para su clasificación están en la tabla 15. Como accesorios se encuentran minerales de muscovita, biotita y opacos. La sericita está presente como alteración de las plagioclasas. La matriz es de composición vítrea, es incolora y traslúcida e isotrópica con los nícoles cruzados. Los granos, tanto minerales como fragmentos de roca, son angulares y con mala selección, y varían en tamaño de ceniza mediana a gruesa (Figura 17). Los fragmentos de roca son principalmente volcánicos (Figura 17 A y B, E y F), y son el principal componente en PER22 y PER25. También se encuentra cuarzo, plagioclase y sanidina con la macla de Carlsbad. En la muestra PER25 la matriz es vítrea y con desvitrificación en tonos rojizos-ocres en nicoles paralelos, y también se observa hematita pigmentaria vino tinto (Figura 17 E y F). La muestra PER24 está compuesta principalmente por esquirlas de vidrio y fragmentos de pómez; en menor cantidad hay plagioclasas y sanidina con la macla de Carlsbad (Figura 17 C y D). PER28 tiene plagioclase con la macla de la albita y Carlsbad, sanidina con la macla de Carlsbad, piroxenos anhedrales a euhedrales, y una matriz vítrea (Figura 17 G y H).

Tabla 13. Códigos utilizados en la identificación de los componentes de las rocas piroclásticas.

CÓDIGO	DEFINICIÓN
Q	Cuarzo
K	Feldespatos Potásico
P	Plagioclase
Cpx	Clinopiroxeno
Opx	Ortopiroxeno
Canf	Clinoanfíbol
Oanf	Ortoanfíbol
Vsc	Vesícula
Esp	Espículas
Hm	Hematita
Mtx	Matriz
Pm	Pómez

Tabla 14. Conteos de los componentes encontrados en las rocas piroclásticas.

MUESTRA	Q	F	K	P	PRX	MTX	ESP	M	FRG	CONTEO TOTAL
PER22	42	0	25	53	0	202	5	212	158	509
PER24	18	0	13	16	0	134	289	47	20	490
PER25	6	0	27	78	0	63	2	111	268	444
PER28	47	0	93	115	15	147	0	125	27	326

Tabla 15. Cálculos modales obtenidos para las rocas piroclásticas, ver tabla 5 (definición de los parámetros de cálculos para rocas ígneas).

MUESTRA	V%	C%	FRG%
PER22	4	69	27
PER24	81	13	6
PER25	14	25	61
PER28	53	39	8

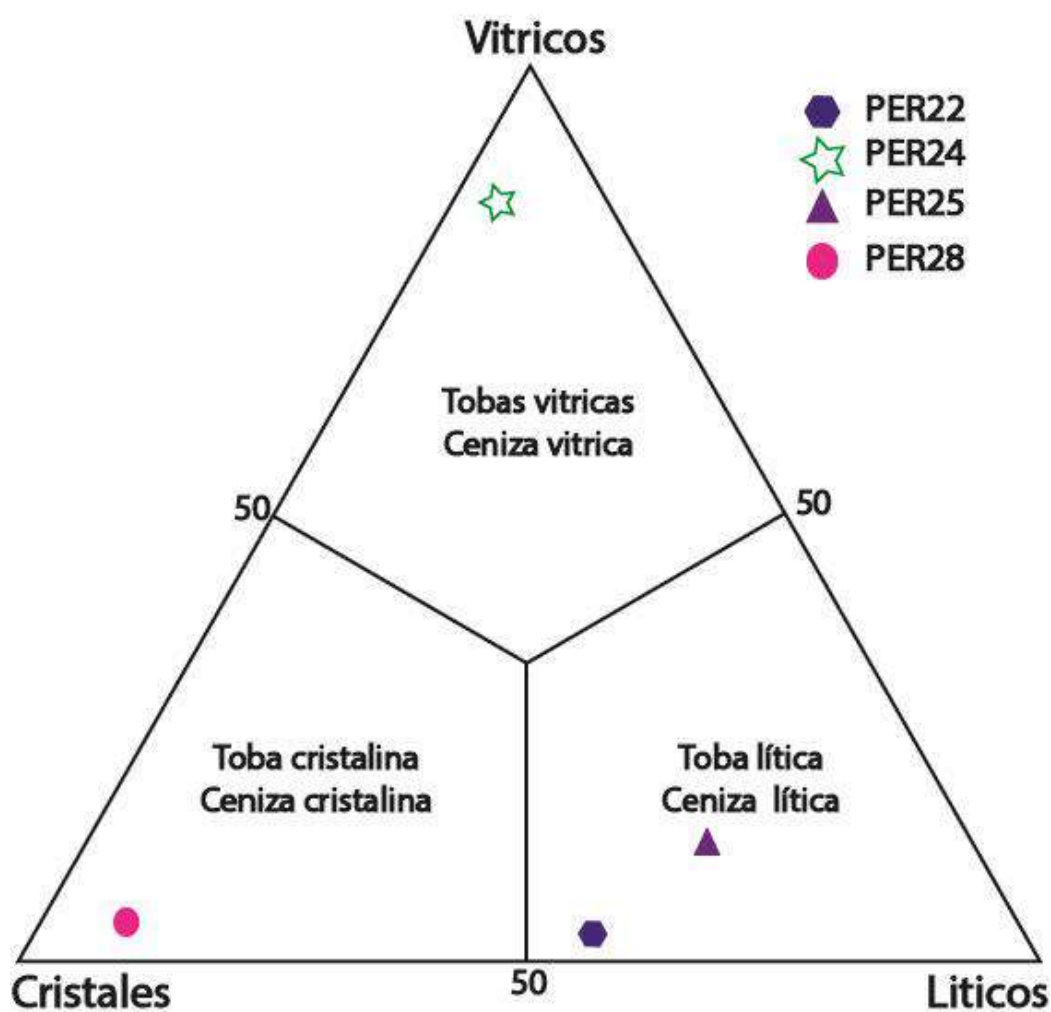


Figura 16. Triángulo de clasificación composicional de tobas y cenizas basado en la fragmentos y fenocristales (después de Schmid, 1981).

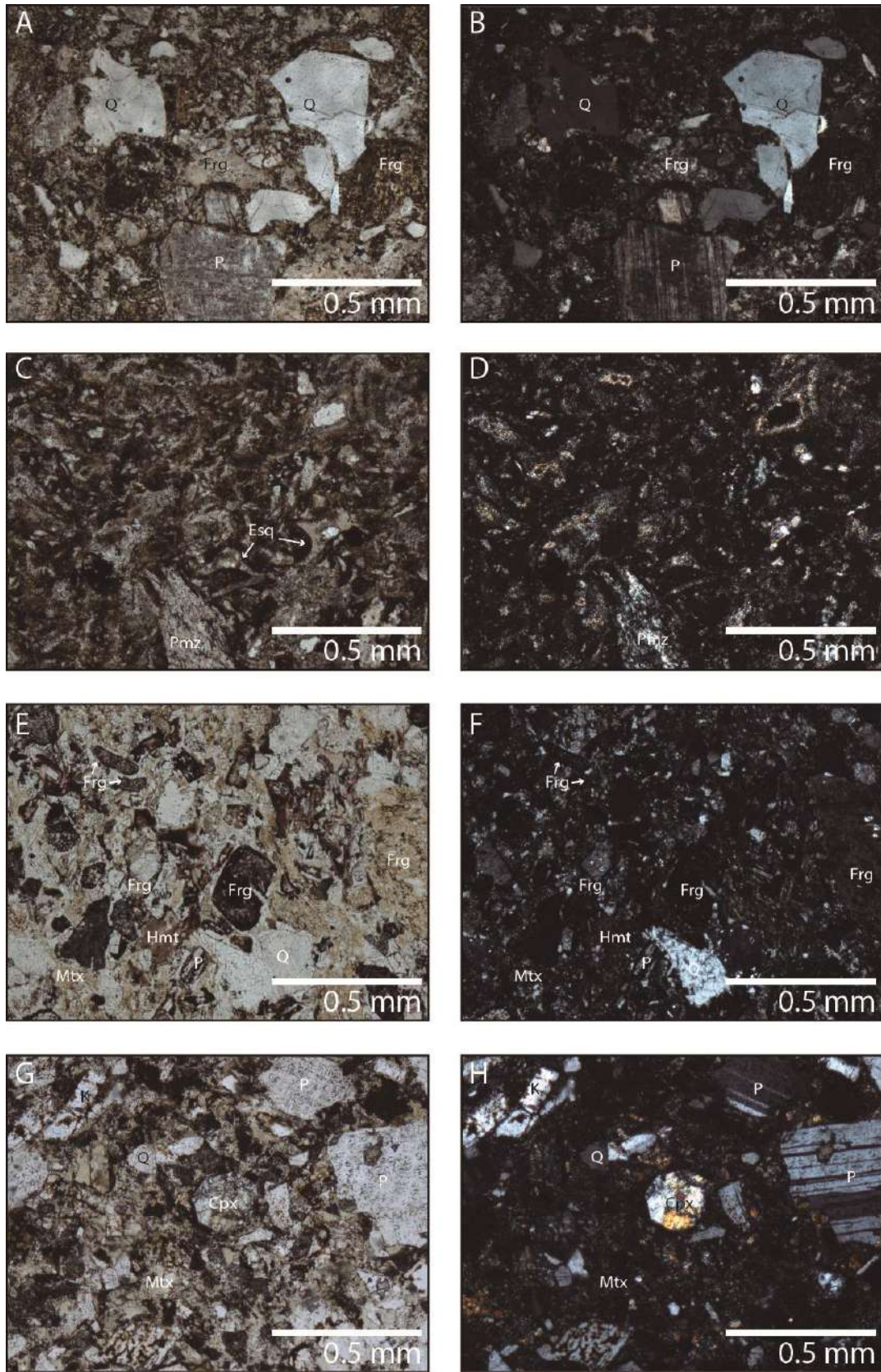


Figura 17. Fotografía de las láminas delgadas de las tobas, en PPL a la izquierda y XPL a la derecha. A y B) PER22: Cuarzo (Q), plagioclasa (P) y fragmentos de roca (Frg). C y D) PER24: Esquirlas de vidrio (Esq) con formas en Y y algunas con forma de burbujas, el vidrio esta desvitrificado. E y F) PER25: Fragmentos de roca (Frg) Plagioclasa (P), Hematita pigmentaria (Hmt) y matriz vítrica desvitrificada (Mtx). G y H) PER28: Plagioclasa (P), clinopiroxeno (Cpx), feldespato potásico (K) cuarzo (Q) y Matriz vítrica (Mtx).

4.3 GEOCRONOLOGÍA E ISOTOPIA DE Hf

Se dataron tres muestras: PER02 y PER33 que son rocas volcánicas, y la muestra PER12.1 que corresponde a una litoarenita feldespática de grano medio. La tabla de los datos analíticos de las tres muestras se encuentra en el Anexo A. De la muestra PER33 que es una andesita, se obtuvieron circones de los cuales se tomaron 33 para obtener una edad representativa de la formación del flujo volcánico. Las imágenes de cátodoluminiscencia muestran circones de tamaños entre 80 y 120 μm , en formas euhedrales y anhedrales, algunos rotos (Figura 18). La mayoría presenta zonación de núcleos y bordes (core and rims) que se diferencian por su cambio de tono siendo unas más oscuras y otras más claras, esto se debe a la variación composicional que presenta cada borde. La zonaciones de núcleos y bordes representan el crecimiento del circón en un ambiente plutónico en la mayoría de las veces (Corfu *et al.*, 2003) o puede ser también debido a algún evento metamórfico posterior. El diagrama de concordia (Tera-Wasserburg) muestra un agrupamiento de las edades obtenidas entre 140 Ma y 105 Ma (Figura 19), y un solo circón con una edad de 730 ± 13.0 Ma. Los datos en rojo presentan un error muy grande, posiblemente debido a pérdida de plomo, por lo que son los circones con alto grado de discordancia mayor al 15%. En verde están los datos con mejor concordancia y menor error, los cuales son tomados para el cálculo de la edad. Se obtiene una edad de emplazamiento del flujo andesítico de 120 ± 1 Ma, basado en la estadística de los 20 circones que presenta menor dispersión (Figura 20) con un error de 2 sigma; y la edad de 730 ± 13.0 Ma es heredada.

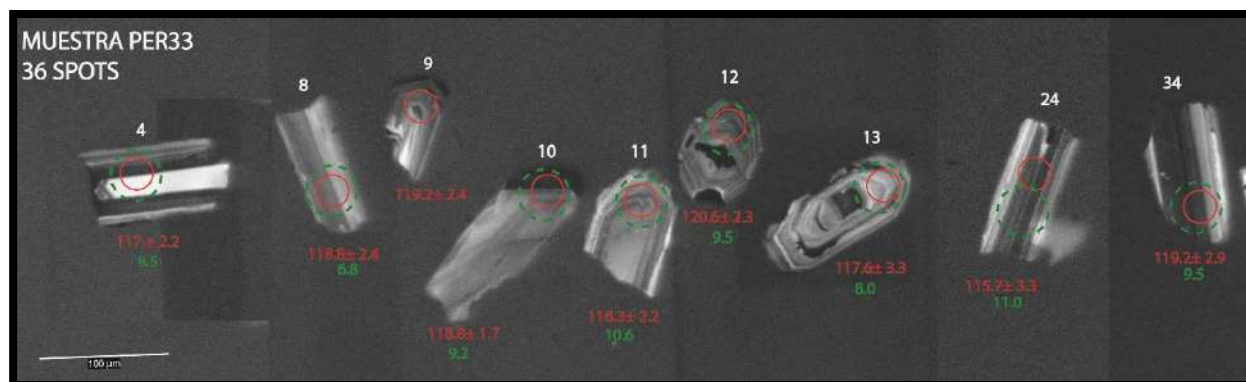


Figura 18. Imagen de cátodoluminiscencia de algunos circones de la muestra PER33, los números en blanco corresponden a el análisis, los círculos en rojo el lugar donde se realizaron la ablación y el numero en rojo la edad obtenida por U/Pb, los cirulos en verde con línea punteada donde se realizó la ablación para el análisis de Hf y en verde los valores de ϵ_{Hf} inicial.

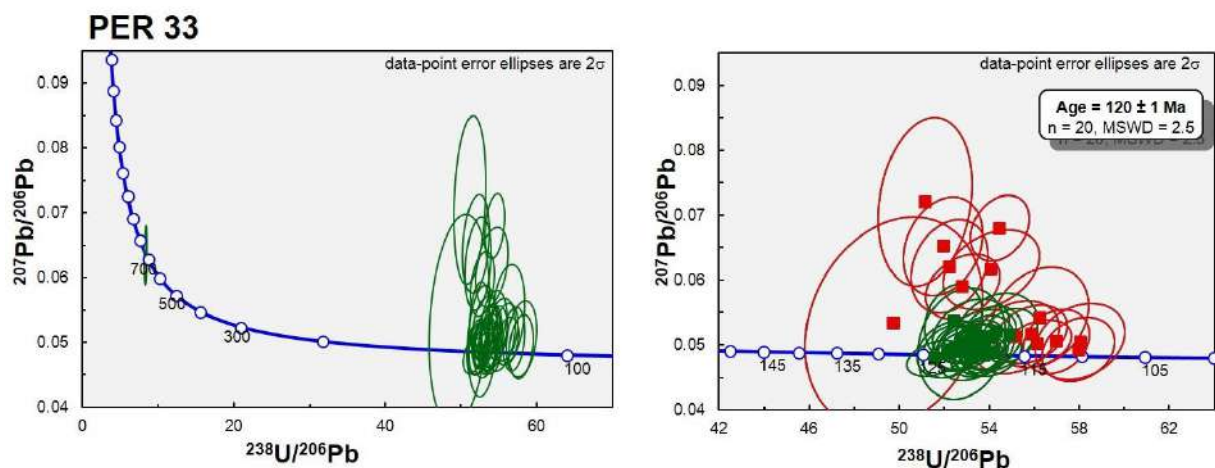


Figura 19. Diagrama de concordia tipo Tera Wasserburg con los datos de la muestra PER33. A) diagrama con todos los datos obtenidos. B) ampliación de los datos en donde se dividen en dos: Rojos datos con discordancia mayor al 15%, y verdes datos con una discordancia menor a 15% y utilizados en la estadística.

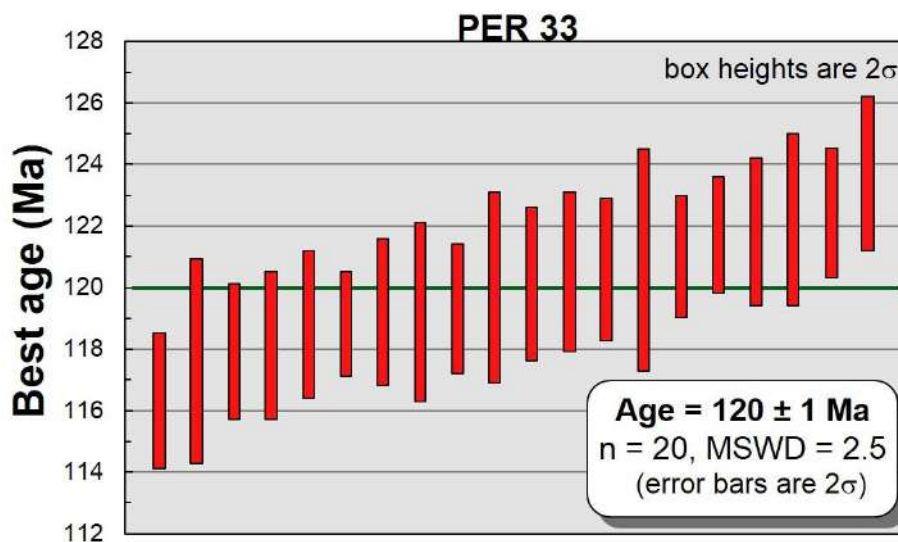


Figura 20. Histograma de la distribución de las edades más concordantes para la muestra PER33, diagrama TuffZirc (Ludwig, 2008).

De los circones datados de la muestra PER33 en quince de ellos se realizó análisis de isotopos de Hafnio y edades modelo reportados en la Tabla 16, con edades U/Pb entre 116,3 y 122,2 Ma. Los circones tienen relaciones variables de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ iniciales 0.000014-0.000150 y de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ iniciales entre 0.000020 a 0.000031 (Tabla 16). Los valores de ϵ_{Hf} inicial están entre +8.0 y +11.02 (Figura 21), con una edad modelo Hf T_{DM}^{C} entre 378.7 y 598 Ma. Se presentan dos edades modelos Hf T_{DM} y T_{DM}^{C} ; las edades modelo Hf T_{DM} en un paso (“single-stage Hf model ages”), son usadas comúnmente cuando los valores de ϵ_{Hf} inicial son positivos ($\epsilon_{\text{Hf}}(0)$), se empleó un modelo de evolución del manto empobrecido con lo que se obtiene solo una edad mínima para la fuente del magma a partir del cual el circón ha cristalizado. Por lo tanto, también se ha calculado, para cada circón, una “edad modelo cortical” (edades modelo en dos pasos), la cual asume que la fuente del magma fue producida de una corteza continental promedio (máfica, intermedia o félsica) que inicialmente fue derivada del manto empobrecido. Las edades modelo Hf T_{DM}^{C} en dos pasos (“two-stage Hf model

ages”), fueron calculadas para la roca fuente del magma asumiendo valores de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0094$ en una corteza félsica promedio (Griffin et al., 2002).

En la Tabla 16 se encuentran los valores de las correcciones que se realizaron para obtener la concentración de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, las cuales están identificadas con Corr corresponden a la corrección por la deriva instrumental y Corr_2 otra asociada a la medición para el Lutecio e Iterbio.

Tabla 16. Resultados isotópicos de Lu- Hf de los 15 circones de la muestra PER33.

# Análisis	$\text{Lu}^{176}/\text{Hf}^{177}$ Corr	$\text{Lu}^{176}/\text{Hf}^{177}$ Corr_2	$\text{Yb}^{176}/\text{Hf}^{177}$ Corr	$\text{Yb}^{176}/\text{Hf}^{177}$ Corr_2	$\text{Hf}^{178}/\text{Hf}^{177}$	$\text{Hf}^{178}/\text{Hf}^{177}$ Corr_2	$\text{Hf}^{176}/\text{Hf}^{177}$ total	EDAD U/Pb (Ma)	$\epsilon\text{Hf}(0)$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	TDM	TDM ^c
PER33-3	0.002829	0.000035	0.076600	0.00110	1.467174	0.000027	0.2829436	120.5	5.83482	8.28782	449.8	524.2
PER33-4	0.003093	0.000030	0.083290	0.00081	1.467204	0.000020	0.2829502	117.9	6.08236	8.46185	442.7	513.0
PER33-6	0.002510	0.000025	0.067120	0.00067	1.467182	0.000022	0.2829682	123.7	6.68352	9.22808	410.3	478.2
PER33-8	0.003520	0.000110	0.097200	0.00360	1.467160	0.000032	0.2829032	118.8	4.45568	6.81939	518.1	598.6
PER33-10	0.001930	0.000064	0.058100	0.00210	1.467182	0.000021	0.2829707	118.8	6.71889	9.20808	402.4	475.2
PER33-11	0.001706	0.000022	0.049150	0.00050	1.467168	0.000021	0.2830113	116.3	8.13339	10.5877	341.9	401.6
PER33-12	0.001690	0.000022	0.046640	0.00041	1.467183	0.000022	0.2829782	120.6	6.96642	9.51258	389.6	460.9
PER33-13	0.001359	0.000024	0.039610	0.00078	1.467207	0.000022	0.2829380	117.6	5.51656	8.02465	445.0	535.4
PER33-14	0.001481	0.000014	0.043900	0.00063	1.467233	0.000023	0.2829706	121.8	6.68352	9.27181	398.9	474.4
PER33-21	0.010031	0.000081	0.267200	0.00180	1.467190	0.000025	0.2829963	121	8.27484	10.1625	434.4	427.6
PER33-23	0.005110	0.000370	0.140000	0.01100	1.467164	0.000029	0.2830064	121.7	8.23948	10.5341	372.0	408.9
PER33-24	0.002359	0.000072	0.055200	0.00200	1.467191	0.000030	0.2830239	115.7	8.62846	11.0203	327.4	378.7
PER33-25	0.002429	0.000066	0.071500	0.00180	1.467156	0.000023	0.2829655	122.2	6.57744	9.09761	413.8	483.7
PER33-34	0.005910	0.000140	0.161600	0.00470	1.467182	0.000031	0.2829798	119.2	7.35541	9.53951	422.0	458.3
PER33-36	0.004510	0.000150	0.111700	0.00320	1.467205	0.000031	0.2829789	120.1	7.21396	9.5257	410.9	459.8

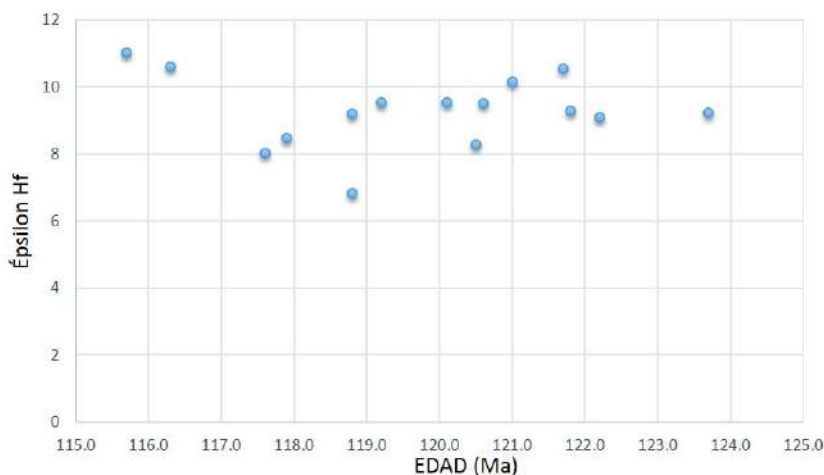


Figura 21. Épsilon Hf vs. La edad U/Pb de los 15 circones analizados de la muestra PER33, los cuales son valores positivos.

En la muestra PER12.1 al ser sedimentaria se separó una mayor cantidad de circones, para obtener una mejor estadística, de los cuales 126 son usados para la datación. En la catodoluminiscencia se observan una gran variedad de circones de tamaños entre 60 y 150µm, en formas euédrales a redondeados, lo que evidencia el transporte que sufrieron. Se encuentran circones con zonación con núcleos y bordes (core and rims). La mayoría presenta un alto contenido de Uranio, debido a la baja luminiscencia que se

observa en las imágenes (Figura 22.). En el diagrama de concordia se observa un círculo a los 1400 Ma aproximadamente y una agrupación de datos entre 170 Ma y 70 Ma (Figura 23). Los datos en verde tienen un grado aceptable de concordancia y bajo error con respecto a los datos en rojo que son discordantes mayores del 15% y tienen errores elevados, por lo que estos datos no son tomados en el análisis. En el diagrama de probabilidad se observa una población muy contundente a los 80.96 ± 0.59 Ma y algunos circones aislados de 157, 116, 108, 72 y 64 Ma. Estadísticamente la población de 80.96 ± 0.59 Ma presenta un MSWD de 4.4, por lo que puede dividirse en tres: una con cuatro circones de 84.4 ± 1 Ma, otra con 38 circones de 80.31 ± 0.41 Ma, y una con 9 circones de 80 (Figura 24); pero esta división es netamente estadística, ya que observando los circones de cada población no hay diferencias contundentes entre ellos, presentan características similares.

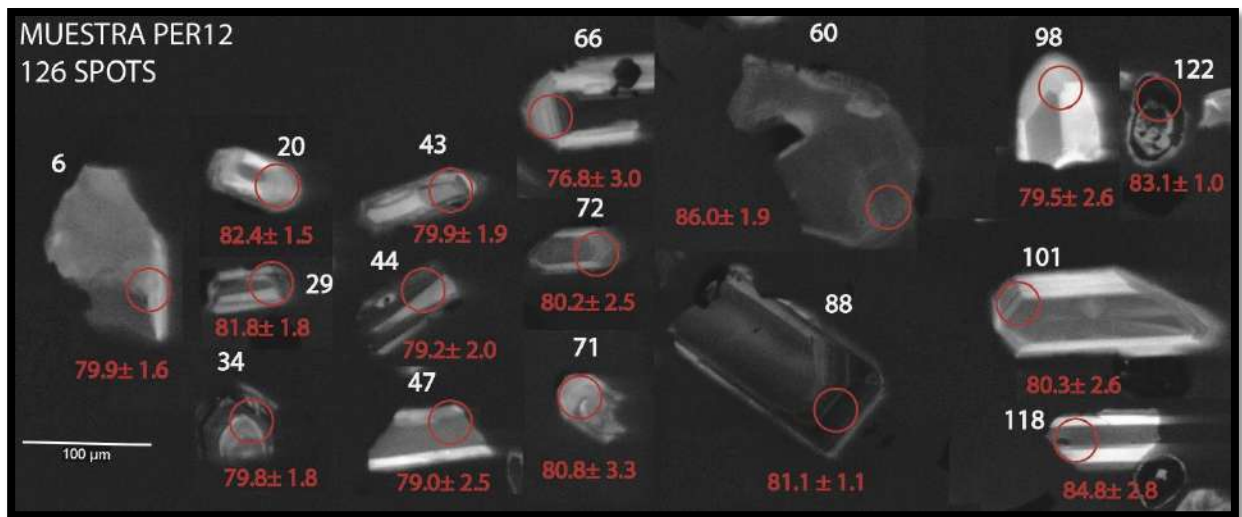


Figura 22. Imagen de cátodoluminiscencia de algunos circones de la muestra PER12, los números en blanco corresponden a el análisis, los círculos en rojo el lugar donde se realizaron la ablación y el numero en rojo la edad obtenida por U/Pb

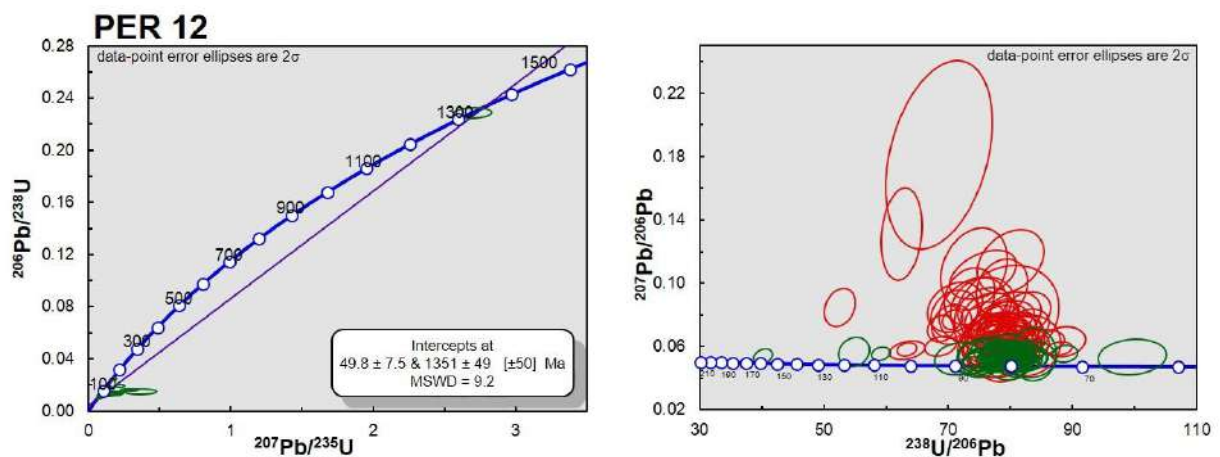


Figura 23. Diagrama de concordia de la muestra PER12. A) Diagrama general de concordia con una circón de edad 1300Ma aproximadamente y otra agrupación en 100Ma aproximadamente. B) ampliación en el diagrama tipo Tera Wasserburg del grupo de circones más jóvenes que van de 170 Ma a 110 Ma.

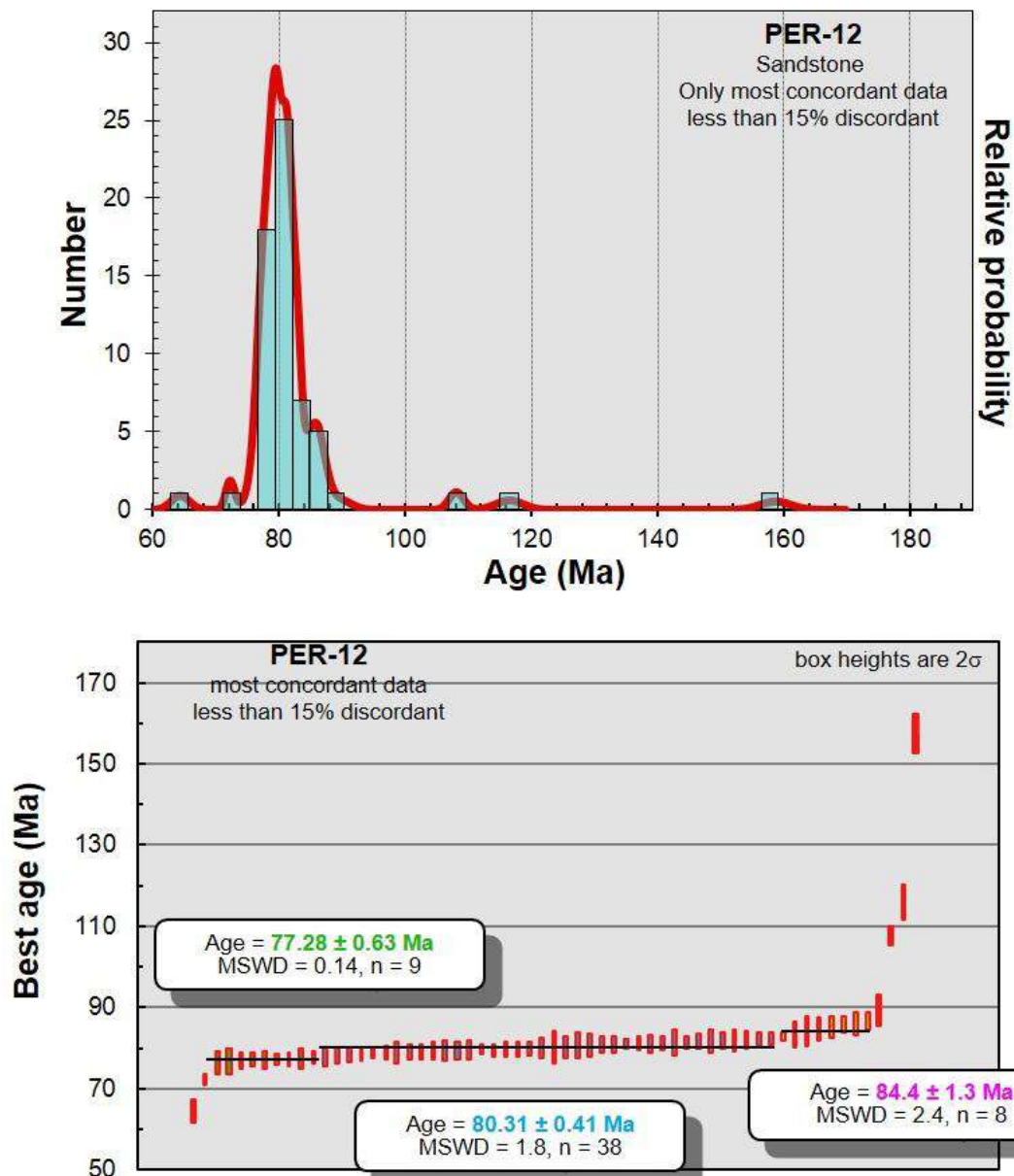


Figura 24. A) Diagrama de probabilidad relativa para la muestra PER12, donde se muestra una familia de circones a 80 Ma aproximadamente. B) Histograma de la distribución de las edades más concordantes para la muestra PER12 diagrama TuffZirc, (Ludwig, 2008), se observa la división en tres grupos de los circones que están en el pico de 80Ma debido a la estadística.

La muestra PER02 es una dacita de la que se obtuvieron circones y se dataron 32 de ellos. Las imágenes de catodoluminiscencia muestran circones anhedrales a euhedrales, rotos, con tamaños entre 80 y 110 μm . En su mayoría son circones con núcleos y bordes (core and rims), y un bajo contenido de Uranio con su alta luminiscencia en las imágenes (Figura 25). En el diagrama de concordia se observan edades que varían entre 1300 Ma y 80 Ma. No se observa un agrupamiento contundente de los datos, sin embargo se pueden dividir en dos: un grupo de edades entre 1300 Ma y 400 Ma, que tienen un alto grado de concordancia; y otro grupo de edades entre 170 Ma y 70 Ma (Figura 26), que presenta datos

dispersos. En donde se observan datos en rojo que representan un grado de discordancia mayor a 15% y datos en verde que son concordantes y presentan menores errores (Figura 26). El grupo más joven con edades dispersas, estadísticamente podría equivaler a dos familias: una de 170 ± 6 Ma y otra de 79.3 ± 4.0 Ma, aunque esta edad es obtenida con un número muy pequeño de circones, por lo que no es contundente (Figura 27).

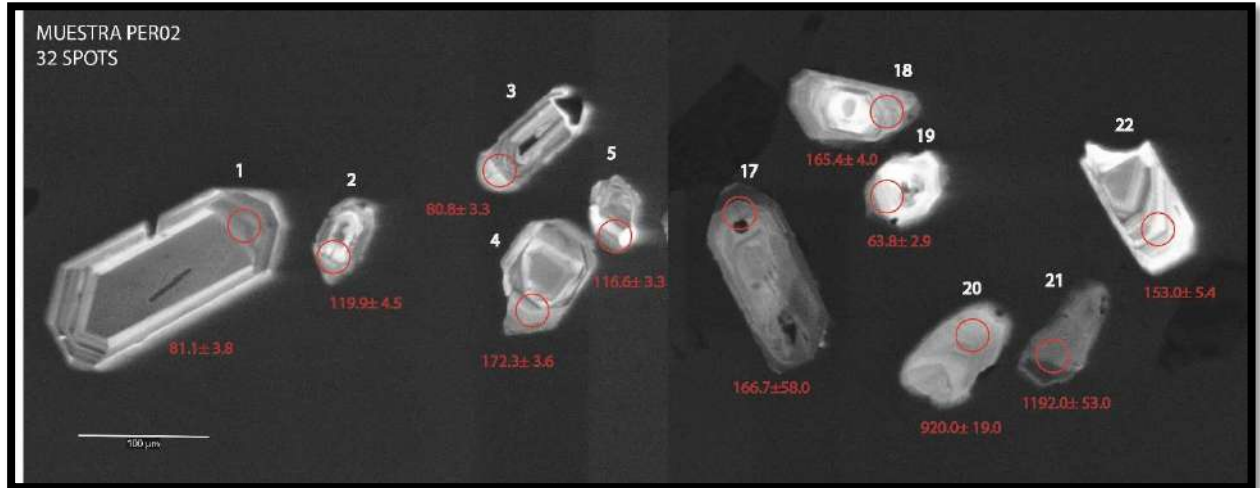


Figura 25. Imagen de cátodoluminiscencia de algunos circones de la muestra PER02, los números en blanco corresponden a el análisis, los círculos en rojo el lugar donde se realizaron la ablación y el numero en rojo la edad obtenida por U/Pb.

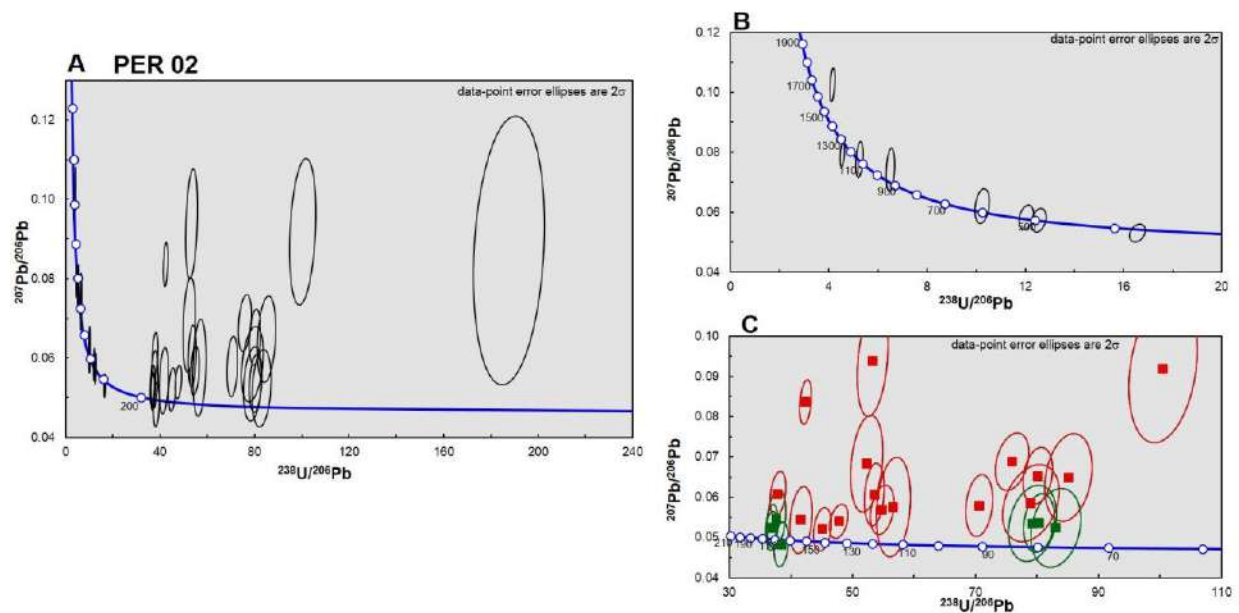


Figura 26. A) Diagrama de concordia tipo Tera Wasserburg para la muestra PER02. B) ampliación en los datos de los circones más antiguos con edad es de 1500 a 400 Ma, que muestran una buena concordancia. B) ampliación en los datos de edades jóvenes, entre 70 Ma y 170Ma, en rojo son los datos con una discordancia mayor a 15% y en verde menor al 15%.

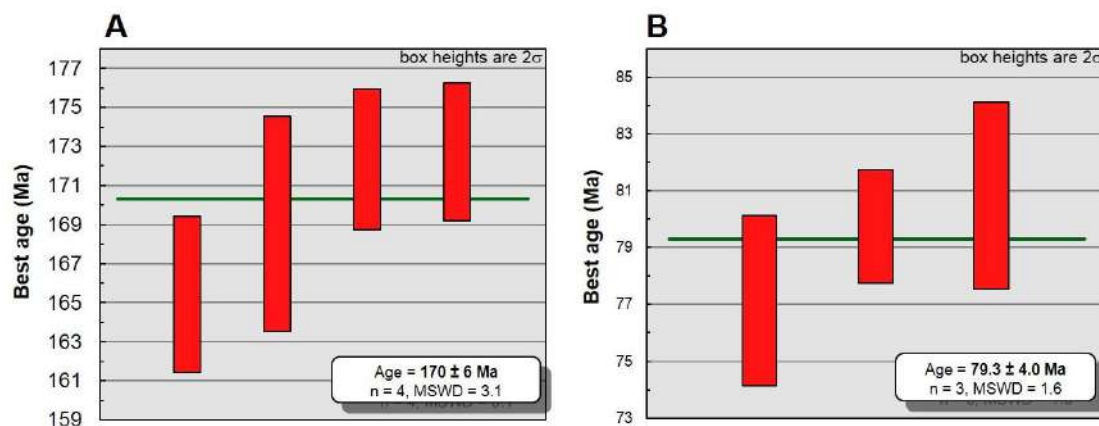


Figura 27. Histograma de la distribución de las edades más concordantes, diagrama TuffZir (Ludwig, 2008), para muestra PER02, y estadísticamente se obtienen dos grupos. A) Diagrama TuffZirc (Ludwig, 2008) de 17 ± 6 Ma con un error de 2 sigma B) Diagrama TuffZir (Ludwig, 2008) de 79.3 ± 4 Ma con un error de 2 sigma.

4.3 PALEOMAGNETISMO

Los análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) se realizaron en nueve sitios, 6 en un flujo complejo que incluye brechas y flujo de bloques y cenizas, y en donde se tomaron las partes volcánicas del flujo, uno en areniscas y dos en diques. El flujo de bloques y cenizas con la arenisca están presentes en un mismo afloramiento desde los sitios PER06 a PER10, por lo que la fábrica magnética se observó en este conjunto de sitios para hallar un plano promedio. Las rocas andesíticas de los sitios PER13.1 y PER15 pertenecen a un mismo flujo, y los diques PER30 y PER31 hacen parte de un afloramiento. En los sitios analizados de la brecha que son andesitas (PER06 a PER10) tiene una susceptibilidad magnética (K) que varía de $6.65 \cdot 10^{-3}$ a $1.57 \cdot 10^{-2}$ con un media de $1.17 \cdot 10^{-2}$, mientras las areniscas tienen una susceptibilidad magnética (K) de $2.262 \cdot 10^{-4}$ (Tabla 17). Las relaciones de anisotropía P_j muestran valores entre 1.007 y 1.059, y una media de 1.032. Los valores de foliación (F) varían entre 1.004 y 1.022, con un media de 1.016; la lineación (L) presenta valores similares que se encuentra en un rango de 1.003 y 1.020, con una media de 1.017. En general los valores más bajos de P_j , F y L son de la arenisca. De los sitios de PER06 a PER10 se observa tres con una geometría prolada con un $T < 0$ entre -0.193 y -0.288 y dos con geometría oblada con un $T > 0$ entre 0.083 y 0.288.

En los sitios PER13.1 y PER15 se observa una susceptibilidad magnética (K) de $3.14 \cdot 10^{-2}$ a $4.08 \cdot 10^{-2}$ con una media de $3.61 \cdot 10^{-2}$ (Tabla 17). Las relaciones de anisotropía P_j muestran valores entre 1.026 y 1.017, y una media de 1.022. Los valores de foliación (F) son 1.010 y 1.022, con un media de 1.016; la lineación (L) de 1.002 y 1.007 con una media de 1.004. Los sitios tienen una geometría oblada con $T > 0$ de 0.810 y 0.133. Los diques PER30 y PER31 presentan una susceptibilidad magnética (K) de $4.13 \cdot 10^{-4}$ a $4.25 \cdot 10^{-3}$ con una media de $2.33 \cdot 10^{-3}$ (Tabla 17). Las relaciones de anisotropía P_j muestran valores de 1.005 y 1.011, y una media de 1.008. Los valores de foliación (F) son 1.001 y 1.008, con un media de

1.004; la lineación (L) de 1.003 y 1.004 con una media de 1.004. PER30 presenta una geometría prolada con T -0.641 y PER31 una geometría oblada con T=0.491.

Tabla 17. Resultados de AMS en los sitios analizados para el afloramiento de los sitios de PER06 a PER10, PER13.1 y PER15, y PER30 con PER31. n= Numero de especímenes analizados Km= susceptibilidad magnética media para cada sitio.

SITIO	N	KM	K1	K2	K3	a95 (K1)	a95 (K2)	a95 (K3)	L	F	PJ	T
PER06	8	6.65 E-3	214.5/12.6	110.7/52.4	316.5/34.8	5.5	5.2	5	1.012	1.008	1.020	-.215
PER07	11	2.62 E-4	324.3/21.4	65.6/26.5	200.5/54.8	16.3	10.8	16.2	1.003	1.004	1.007	.083
PER08	9	1.22 E -2	76.8/28.8	342.3/8.0	238.3/59.9	4.1	8.8	5.7	1.014	1.010	1.024	-.193
PER09	9	1.27E-2	316.8/19.9	69.6/46.9	211.4/36.6	16.8	8.6	8.7	1.016	1.009	1.026	-.288
PER10	8	1.57 E-2	337.0/23.0	68.9/4.3	168.8/66.5	3.4	5.2	6.8	1.020	1.037	1.059	.288
PER13.1	8	3.14 E-2	201.4/22.4	320/50.0	97.0/31.2	5.5	4.2	4.7	1.002	1.022	1.026	.810
PER15	7	4.08 E-2	172/50.2	317.4/34.4	60.0/17.6	11.5	10.8	9	1.007	1.010	1.017	.133
PER30	9	4.13 E-4	245.8/21.3	352.2/35.8	131.6/46.5	14.7	13.7	15.4	1.004	1.001	1.005	-.641
PER31	6	4.25 E-3	59.6/45	149.6/0.3	242.9/85.5	8.7	5.6	2.7	1.003	1.008	1.011	.491

Para los sitios PER06 a PER11 la proyección estereográfica del tensor de anisotropía con sus orientaciones axiales mostrado por la anisotropía muestra que K1, K2 y K3 están agrupadas, siendo un mejor agrupamiento el que se observa en K3. El agrupamiento de los valores K3 está cercana del centro de la proyección estereográfica (la vertical) y los valores de K1 y K2 se encuentran menos inclinados formando una franja que define un plano, cuya dirección en promedio es de 290° y su buzamiento es 37° (Figura 28). En los sitios PER13.1 y PER15 K3 presenta un agrupamiento mayor y mejor que K1 y K2, los cuales en promedio definen un plano con una orientación de 170° con buzamiento 25° (Figura 29). Para los diques PER30 y PER31 K1, K2 y K3 están dispersos e indican que tiene una dirección de flujo vertical (Figura 30).

En los valores en donde se tiene desarrollada F los valores de alfa 95 (α_{95}) de kmin (K3 en la tabla 17) es pequeño. Para la mayoría de las muestras F y L están poco desarrolladas (Figura 28), y estos valores indicarían un comportamiento típico de lavas sin deformación, por lo que su fábrica magnética sería primaria adquirida durante la depositación de las rocas.

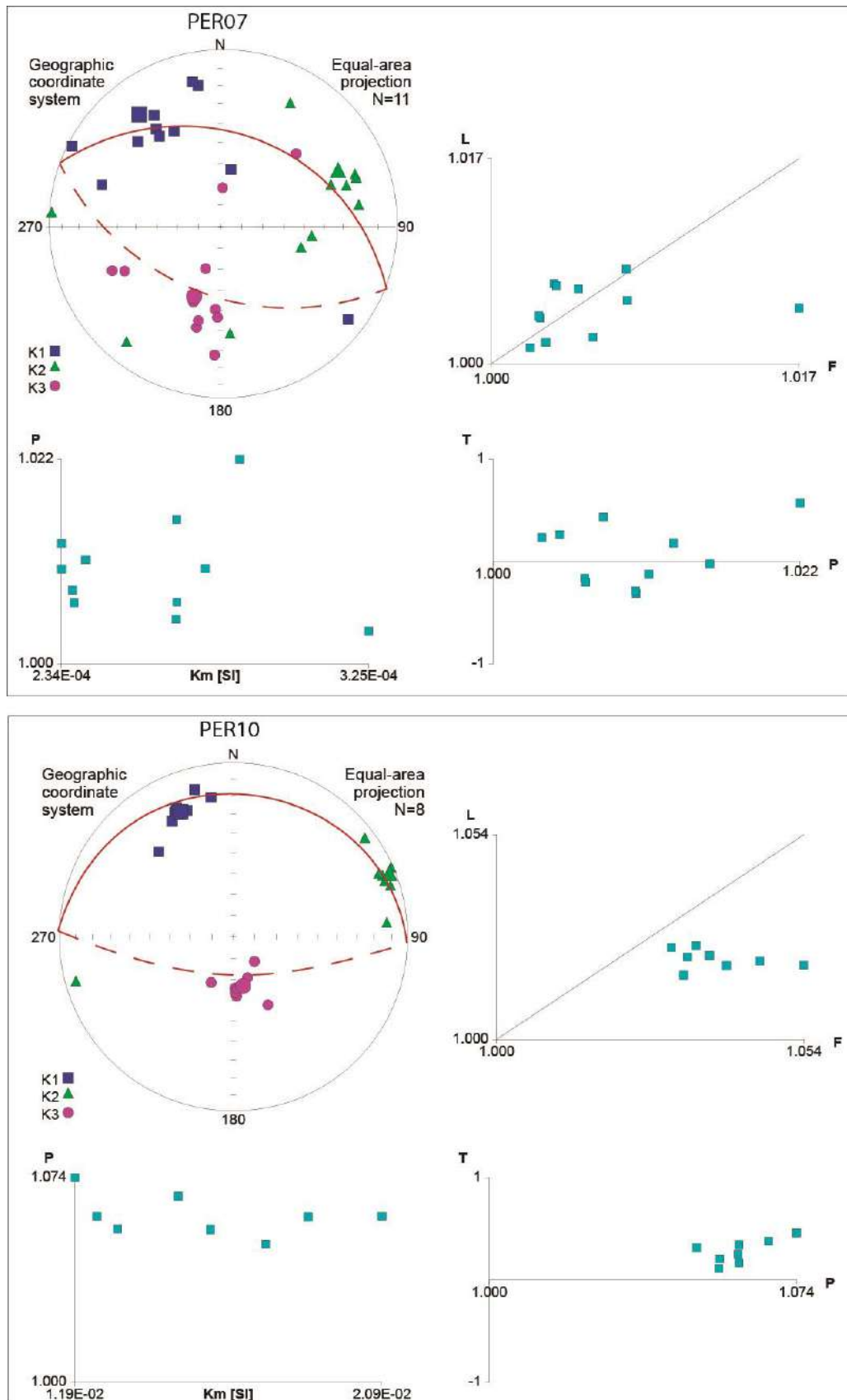


Figura 28. Resultados de AMS de las muestras de PER07 y PER10. En PER07 el gráfico T vs. P se muestra su afinidad oblada.

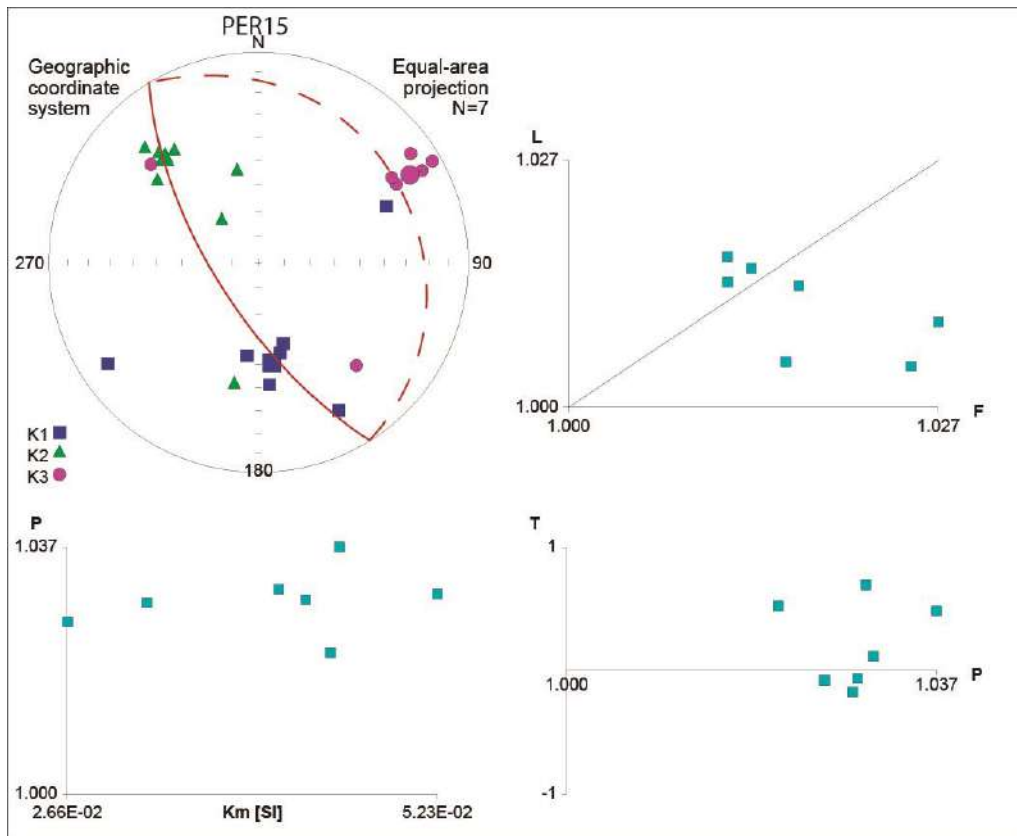


Figura 29. Resultados de AMS de la muestra PER15, que pertenece al flujo andesítico de PER13 y PER15, ubicados en la parte sur de la Isla Cocinas, mostrando en el grafico T vs. P su afinidad oblada.

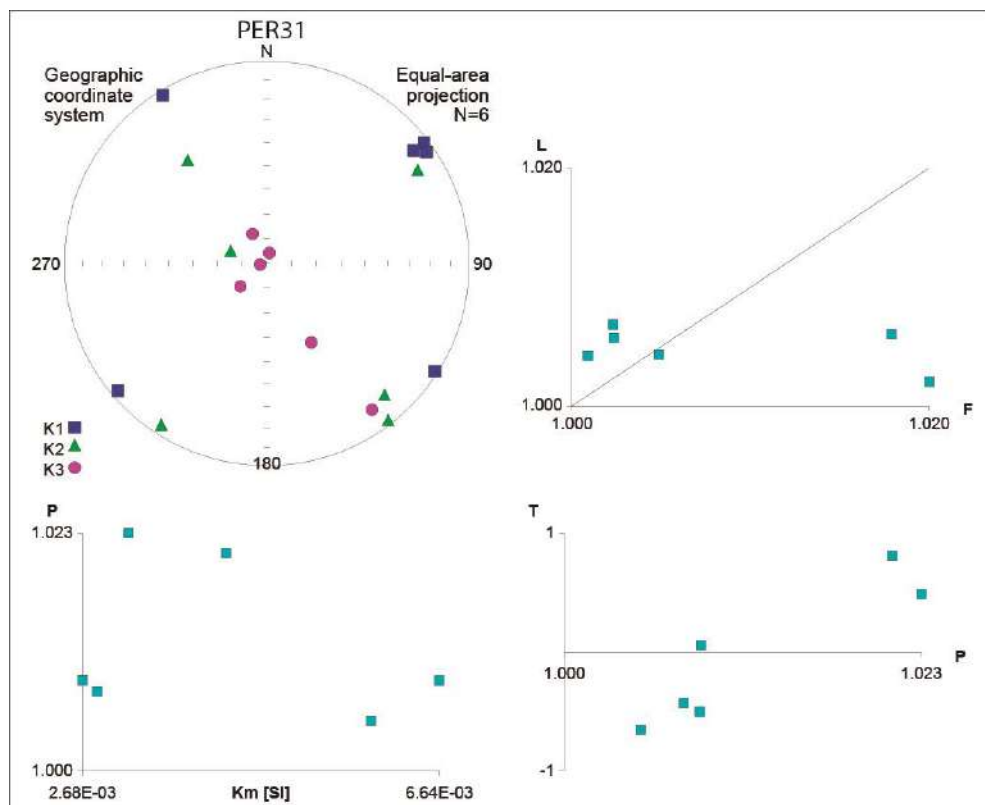


Figura 30. Resultados de AMS de la muestra PER31, que es un dique.

Las magnetizaciones identificadas en todos sitios con sus componentes aisladas y rangos de desbloqueo se indican en la Tabla 18, junto con sus parámetros estadísticos. En los diagramas de desmagnetización obtenidos presentan, en general, un patrón multivectorial y algunas univectorial. El componente A de temperaturas bajas (0-250°C) y bajas coercitividades (<20mT). En general, las declinaciones son hacia el norte e inclinaciones positivas intermedias a (30°-60°). La media de 12 sitios donde está relativamente bien definida la componente A es de D=7.2°, I=39.9° consistente con el campo magnético presente y un origen viscoso para la magnetización. El componente C o característico se identificó en temperaturas y coercitividades medias y altas (20-90 mT; 250-575°C). Se manifiesta en los sitios PER01 a 05 con una dirección in-situ al sur y suroeste e inclinaciones negativas someras ($\leq 30^\circ$). El componente C fue identificado también a altas temperaturas y/o coercitividads en algunos sitios (20-90mT/100-680°C), con direcciones hacia el nor-noroeste y oeste e inclinaciones positivas en los sitios PER06 a PER11. El componente B es identificado en pocos sitios y se presenta en altas temperaturas y/o coercitividads (9-90mT/400-600°C), tiene direcciones dispersas de inclinaciones moderadas (30°-60°) a someras ($\leq 30^\circ$).

Tabla 18. Datos Paleomagnéticos y parámetros estadísticos para los sitios de Bahía Chamela e Isla Cocinas. Dd (Dirección de Buzamiento), N (Número Total de sitios), n (Número de sitios donde se aislo componente), Dc (Declinación), Inc (Inclinación), Comp (Componente). Las direcciones con valores de $a_{95} > 20^\circ$ y/o $k < 10$ no se le calculó corrección estructural ni se le asigna componente, las direcciones se descartaron por su alta dispersión en el cálculo de las direcciones medias.

BAHÍA CHAMELA E ISLA COCINAS					IN SITU		TILT CORRECTED		k	a95	Comp.
SITES	ROCK	DB/ buz	N/n	AF/Térmico	Dac	Iac	Ddc	Idc			
PER01	ARENISCA	220/25	7/3	0-20mT; 0-520°C	263.2	1.6	265.5	-16.5	147.1	9.3	B
PER02*	DACITA	220/25	5/4	0-20mT; 0-180°C	324.9	16.2	316.5	20.9	26.51	18.2	A
			5/3	10-50mT; 220-565 °C	191.4	-19.1	183.6	-40.3	611.24	5	C
PER03*	ANDESITA	205/35	7/6	0-300°C	11.7	42.7	335.2	81.4	35.62	15.6	A
			7/6	12-20mT; 260-450°C	193.0	-17.0	186.6	-50.9	131.17	5.9	C
PER3.5*	DACITA	205/35	6/4	3-15mT; 50-200°C	15.0	49.0	348.3	70.9	35.69	15.6	A
			6/4	150-350°C	183.4	-18.5	172.1	-50.0	28.58	17.5	C
PER04	DACITA	200/25	5/5	0-12mT; 0-220°C	5.0	43.6	351.4	67	158.22	6.1	A
			5/2	180-520°C	211.8	21.5	211	-3	110.8	12.2	B
PER05*	ARENISCA	200/25	4/2	0-150°C	32.2	52.3	51.9	75.8	523.34	10.9	A
			4/3	300-490°C	186.0	-6.0	183.9	-30.1	201.36	8.7	C
Mean C Afloramiento		210/25	4		188.4	-15.2	183.8	-38.1	116.4	4.8	
PER06*	ANDESITA	FABRICA: 20/37	7/6	9-60mT; 400-600°C	326.5	67.8	357.6	37.2	65.23	8.4	C
PER07	PARTE DE UNA BRECHA, ARENISCA	FABRICA: 20/37	7/5	0-650°C	263.2	-14.1	260.9	5.4	42.08	11.9	B
PER08	PARTE DE UNA BRECHA, ANDESITA	FABRICA: 20/37	7/5	200-565°C	301.7	-0.7	299	-7.6	29.5	17.8	B
PER09*	PARTE DE UNA BRECHA, ANDESITA	FABRICA: 20/37	6/5	100-420°C	316.2	51.4	341.0	27.3	178.1	9.3	C
PER10*	PARTE DE UNA BRECHA, ANDESITA	FABRICA: 20/37	8/8	0-15 mT; 0-300°C	10.0	38.5	12	1.1	49.32	8	A
			8/6	340-575°C	338.2	54.5	355.1	22.9	77.09	7.7	C

PER11*	ARENISCA	FABRICA: 20/37	4/3	180-575°C	311.9	50.8	338.1	28.5	93.8	13.4	C
Mean C Afloramiento			4		322.4	56.5	347.8	29.2	60.7	11.9	
PER12	ANDESITA 80 Ma	325/55	7/5	3-60mT; 0-400°C	9.0	44.0	355.0	-1.4	42.52	11.9	A
			7/4	400-550°C	0.1	34.3	12.4	-3.8	68.08	11.2	C-
PER19	ANDESITA 80 Ma	325/55	8/8	0-100mT; 0-500°C	2.8	37.3	355.0	-12.2	64.01	7	A
			8/4	25-80mT; 460-575°C	345.2	23	346.9	-31.7	58.43	12.1	C-
PER32	ANDESITA 80 Ma	325/55	3	35-90mT	326.3	26.1	326.3	-28.9	72.85	14.5	C-
PER13.1*	ANDESITA	FABRICA: 170/25	8/6	0-90mT; 130-575°C	173.6	-35.3	175.9	-60.2	117.72	6.2	A
			8/2	420-565°C	335	14	331.4	38.0			C
PER14*	DIQUE MAFICO	217/80- 230/80	9/9	0-12mT; 0- 200°C	7.8	38.0	282.5	43.9	83.64	5.7	A
			9/6	250-400°C	169.3	-20.5	169.1	-45.1	51.24	9.4	C
PER15*	ANDESITA	FABRICA: 170/25	7/4	0-200°C	14.1	49.9	41.4	70.3	35.99	15.5	A
			7/5	35-100mT; 200-600	327.2	21	320.1	43.5	12.31	22.7	C
PER13.1 y 15*	ANDESITA	FABRICA: 170/25	7	0-100mT; 130-600°C	329.3	18.6	323.4	41.6	13.36	17.1	C
PER16*	ANDESITA	170/25	7/6	6-100mT; 400-550°C	339.9	-2.8	339.2	29.8	371.6	3.5	C
PER17*	ANDESITA	170/25	9/7	0-100mT; 0-600°C	341.3	24.5	337.9	49.1	21.63	13.3	C
PER18*	ANDESITA	170/25	5/5	3-70mT; 260-600°C	343.9	14.2	342.4	39.0	88.94	8.2	C
Mean C Afloramiento		170/25	7		335.1	16	332.1	41.2	84.8	6.6	
PER27*	TOBA	169/31	7/5	0-9mT; 0-300°C	18.3	14.5	34.6	39.6	53.86	10.6	A
			7/6	9-15mT; 400-600°C	184.0	-7.6	194.2	-40.4	57.89	8.9	C
PER28*	TOBA	169/31	10/5	0-200°C	2.3	38.4	17.5	67.7		10.4	A
			10/8	12-25mT; 300-400°C	196.7	-6.36	202.5	-33.2	47.63	8.8	C
Mean C Afloramiento		169/31	2		190.3	-7.0	198.4	-36.8	-	-	
Mean C Isla			9	19.3/12	342.3	14.5	341.5	41.8	21.2	11.4	
PER20	ANDESITA	185/33	5/4	12-100mT; 500-600°C	0.9	39.8	354.4	72.6	704.77	3.6	C
PER21	ANDESITA	185/33	9/5	0-6mT; 0-500°C	281.6	60.4	234.1	49.5	95.46	12.7	
			9/6	0-60mT; 0-520°C	226.4	30.3	219.9	4	103.07	7.6	B
			9/8	9-40mT; 400- 575°C	346.5	41.9	319	70.8	144.6	4.3	C
Mean C Afloramiento		185/33	2		353.2	40.8	336.7	71.7	-	-	
PER22*	TOBA	250/30	10/8	0-650°C	349.7	41.6	323.2	39.6	261.47	3.4	C
PER23*	DIQUE vertical	250/30	8/8	0-60mT; 50-220°C	2.8	39.6	335.3	44.5	72.33	6.6	A
			8/7	40-90mT; 150-400°C	332.5	41.2	310.9	31.4	20.54	13.6	C
PER24*	TOBA	250/30	5/5	5-90mT, 300-600°C	343.5	23.3	330.7	21.8	248.68	4.9	C
PER25*	TOBA	250/30	10/10	0-650°C	335.8	47.3	308.8	37.7	114.6	4.6	C
PER26*	ANDESITA	250/30	14/4	0-15mT; 0-340°C	14.8	43.8	341.0	53.7	88.94	9.8	A
			14/8	180-650°C	331.8	48.6	305.1	37	70.87	5.2	C
Mean C Afloramiento		250/30	5		339.0	40.8	316.0	34.0	48.5	11.1	

PER29*	TOBA	195/20	5/5	3-60mT; 200-650°C	347.2	16.4	342.4	33.7	314.91	4.3	C
PER30*	DIQUE vertical	FABRICA S/C	10/10	400-650°C	3.5	34.2	3.5	34.2	599.26	2	C
PER31*	DIQUE	FABRICA S/C	6/5	3-40mT; 0-575°C	5.9	29.4	5.9	29.4	174.42	5.8	C
Mean C Afloramiento			3		358.4	26.9	357.4	32.9	52.65	17.2	
PER33*	ANDESITA	194/33	8/4	0-90mT	138.0	-28.5	115.8	-41.9	145.4	7.6	C
Mean	*por afloramiento		7		351.8	29.9	348.5	42.1	14.40	16.5	C
	*sitios		26		348.5	28.5	343	41.4	15.03	7.6	C

De forma más detallada se describirán los sitios agrupándolos por afloramientos. PER01 a PER05 que corresponden a un mismo afloramiento se encuentran en la parte norte del área de Bahía Chamela (Figura 6). La secuencia buza suavemente hacia el sur-suroeste. La presencia de areniscas permite definir con cierta precisión la dirección de buzamiento. Son 6 sitios de los cuales se obtuvieron componentes magnéticos aislados, 2 de ellos corresponde a areniscas y los cuatro restantes son dacitas y andesitas. La intensidad de magnetización remanente natural (NRM) se encuentra entre 0.02×10^{-3} (A/m) y 9.56×10^{-2} (A/m). El componente A se presentó en 5 de los sitios con direcciones al noroeste y noreste con inclinaciones intermedias a someras ($0-60^\circ$), rangos que se mantienen después de la corrección estructural (Figura 31). Una componente C fue aislada en cuatro de los sitios que presentan direcciones al sur-suroeste con inclinaciones negativas someras ($\leq 30^\circ$) in situ, y con la corrección estructural siguen siendo negativas pero con inclinaciones intermedias ($60^\circ-30^\circ$; Figura 31A). La dispersión de direcciones dentro de cada sitio es baja con valores de k generalmente altos. En los sitios PER01 y 04 se consideró una componente B, por no ser consistente con el resto de la localidad. La dispersión de direcciones entre sitios es también baja.

Para el afloramiento de los sitios PER06 a PER11, que están en la parte norte del área de Bahía Chamela, se encuentran brechas volcánicas con areniscas. Utilizando contactos entre brechas y flujos, así como los datos de fábrica magnética, se define un buzamiento moderado hacia el norte-noreste. La intensidad NRM está entre 0.02×10^{-3} (A/m) a 9.98×10^{-2} (A/m). De estos sitios se pudieron aislar 3 componentes (Tabla 18). De los 6 sitios uno, PER08, presentó direcciones dispersas y PER07 se consideró una componente B. El componente C se aisló en 4 sitios, tiene una dirección al noroeste con inclinaciones positivas intermedias a altas ($30^\circ-90^\circ$) in situ, que con la corrección estructural presenta direcciones norte noreste con inclinaciones positivas intermedias a someras ($60^\circ-30^\circ$). La dirección característica se define entre 300 y 575°C. Una componente A al norte de bajas temperaturas se observó solo en un sitio y tiene temperaturas de bloqueo menores a 300 °C (Figura 31B). La dispersión dentro de sitios es baja, generalmente con valores de $k > 50$. La dispersión entre sitios es también baja.

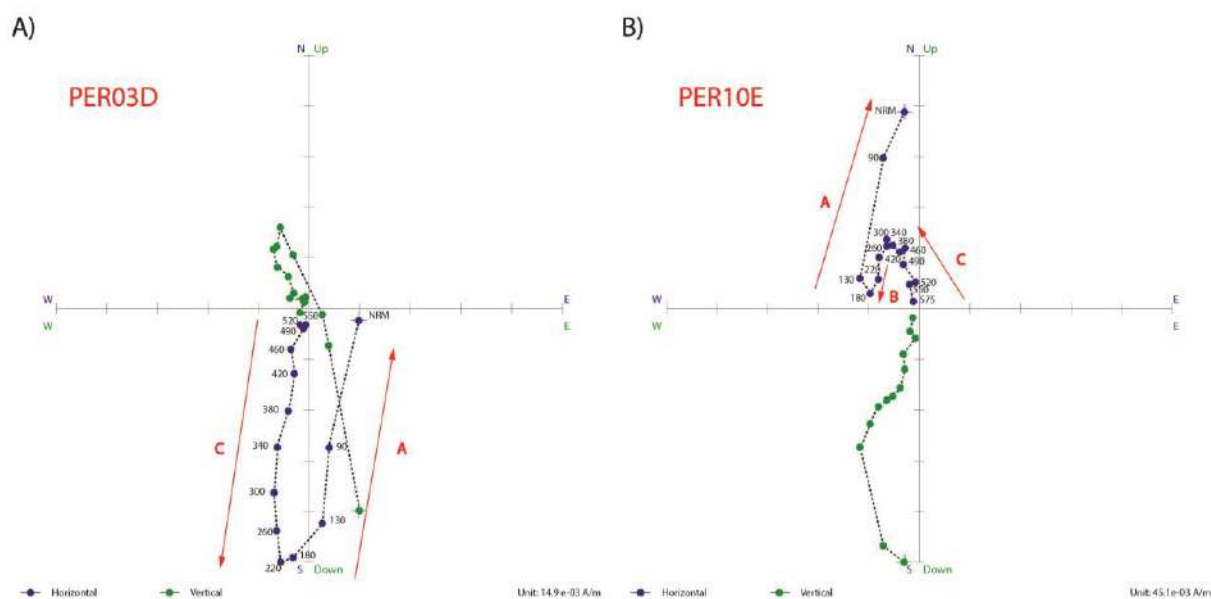


Figura 31. Diagramas de Zijderveld de la zona norte del área de Bahía Chamela A) Afloramiento PER01-PER05, B) Afloramiento PER06-PER11. Los Números en negro indican las temperaturas a los que fue medida la remanencia magnética de las rocas.

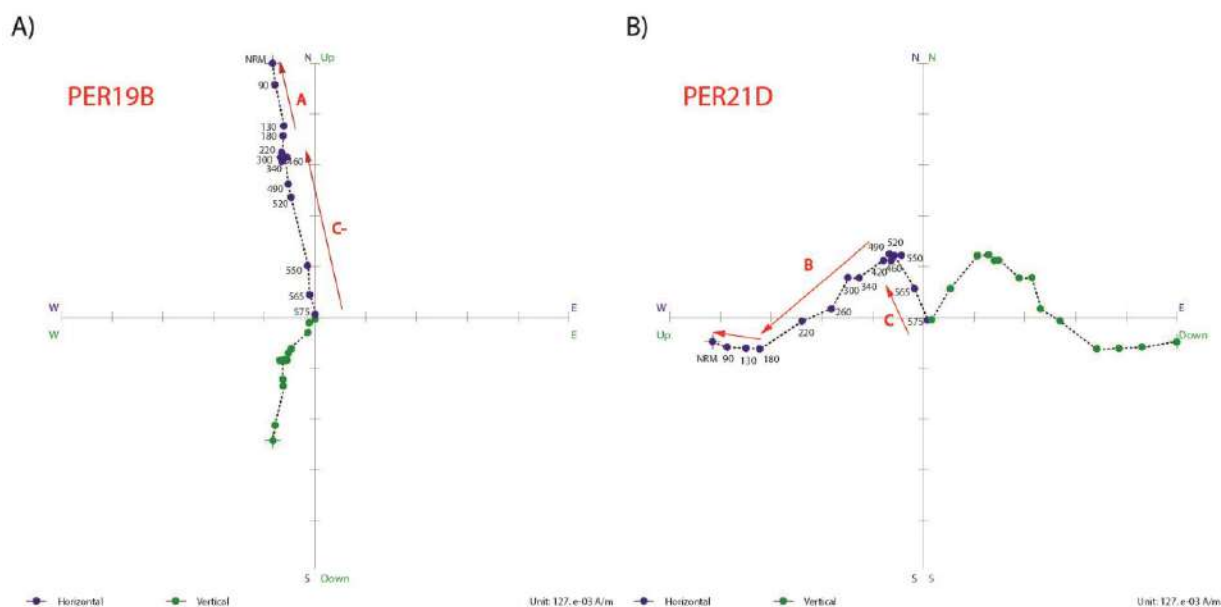


Figura 32. Diagramas de Zijderveld de la zona centro del área de Bahía Chamela A) Afloramiento entrada a Perula PER12, PER13, PER19 y PER32, B) Afloramiento PER20 y PER21. Los Números en negro indican las temperaturas a los que fue medida la remanencia magnética de las rocas.

Los sitios PER12, PER13, PER19 y PER32 corresponden a un mismo afloramiento de flujos de andesitas que al tope termina con un flujo de escombros, a la entrada de la población de Perula. De los sitios analizados PER13 fue descartado, ya que presentó direcciones dispersas. Los sitios presentan una intensidad NRM de $0.22 \cdot 10^{-3}$ (A/m) a 45.27 (A/m). Se pudieron aislar 2 componentes (Tabla 188). El comportamiento es univectorial, en general. El componente A con direcciones al norte e inclinaciones

intermedias (60° - 30°) in situ, y se hacen someras negativas con la corrección estructural. Una componente C con direcciones al norte y noroeste con inclinaciones positivas someras ($\leq 30^{\circ}$) in situ, que con la corrección estructural son negativas y someras ($\leq 30^{\circ}$). Para los sitios PER20 y PER21 que son rocas volcánicas la intensidad NRM $0.03 \cdot 10^{-3}(\text{A/m})$ a $0.60 \cdot 10^{-3}(\text{A/m})$. Se encuentra una componente de baja temperatura y coercitividades que corresponden a rayos. El componente B con intermedias coercitividades y temperaturas, con una dirección al suroeste e inclinaciones someras (0° - 30°), las cuales se mantienen con la corrección estructural. El componente C es de altas temperaturas y coercitividades, presenta una dirección noroeste con inclinaciones intermedias (30° - 60°), que se hacen altas aplicando la corrección estructural (Figura 32B). Los sitios PER 12 a PER19 y PER32 no se consideraron en el cálculo final de la dirección media por la evidencia geocronológica que las asigna al Cretácico Superior.

Los sitios de la Isla Cocinas corresponden a rocas volcánicas, andesitas y andesitas basálticas en la parte sur, y tobas en la parte norte. Su intensidad NRM está en un rango de $0.13 \cdot 10^{-3}(\text{A/m})$ a $2.91 \cdot 10^{-3}(\text{A/m})$. El comportamiento es generalmente univectorial, o bi-vectorial en el caso de polaridades reversas (direcciones al sur). Se obtuvieron 2 componentes, un componente A al norte y noroeste con inclinaciones positivas intermedias (60° - 30°) in situ, que se mantienen con la corrección estructural (Figura 33 B). En un sitio la componente A es de polaridad reversa. La componente C se aísla en todos los sitios, con una dirección al noroeste e inclinaciones positivas someras ($\leq 30^{\circ}$; Figura 33 A), y también direcciones al sur con inclinaciones someras negativas, y que con la corrección estructural las inclinaciones en general se hacen altas intermedias (60° - 30°) (Figura 33B). Los sitios PER13.1 y PER15, son una misma unidad de roca perforada en diferentes lados, por lo que se unen para hallar su media para el componente C, además que esta componente en PER13.1 solo se obtuvo en dos especímenes (Tabla 18). Existe una ligera asimetría en las direcciones, ya que en los sitios al norte PER27 y PER28 de polaridad reversa la dirección es ligeramente SSW (Figura 33B). En el lado sur de la isla se tomó muestras de un pliegue reomórfico, donde la magnetización resultó ser posterior al pliegue. Se tomó muestras de un dique (PER14) que registra una polaridad reversa, diferente a la polaridad normal registrada en la roca encajonante. La orientación del dique, mediciones de fábrica y mediciones de la actitud de derrames permiten inferir un buzamiento ligero al sur.

En la tabla 17 se puede constatar que algunos sitios tienen baja dispersión interna, con valores muy altos de k. Pero en otros, principalmente en andesitas de grano grueso y posiblemente correspondientes a cuerpos subvolcánicos, la dispersión puede ser moderada, con valores de $k < 20$. La dispersión entre sitios es baja, si no se considera la asimetría en las polaridades reversas de los sitios al norte de la isla. Por las temperaturas de bloque $< 600^{\circ}$ y los coercitividad < 100 mT se considera que la magnetización reside en magnetita.

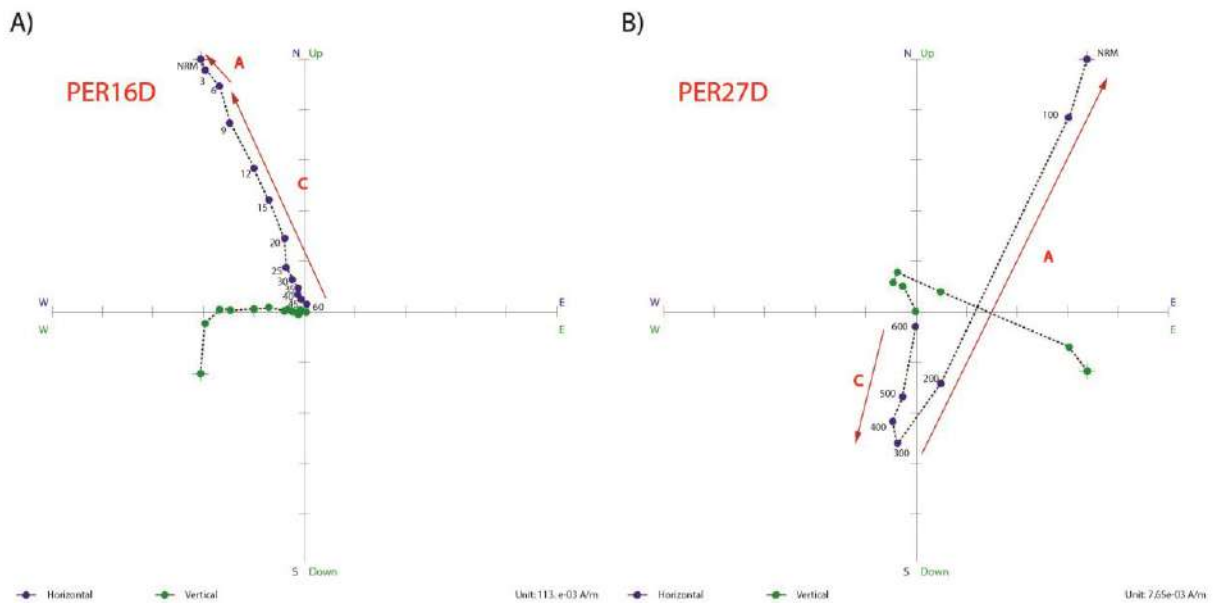


Figura 33. Diagramas de Zijderveld de la zona centro del área de Isla cocinas A) Afloramiento al sur de la isla sitios PER13.1 a PER18. B) Afloramiento al norte de la isla sitios PER27 y PER28. Los Números en negro indican las temperaturas a los que fue medida la remanencia magnética de las rocas.

El afloramiento de los sitios PER22 a PER26 está compuesto por rocas piroclásticas, brechas y andesitas. Se obtuvieron intensidades NRM de $0.13 \cdot 10^{-3}$ (A/m) a 1.35 (A/m). Dos componentes fueron aisladas, pero el comportamiento es generalmente univectorial. El componente A solo se presenta en dos sitios y tiene direcciones al norte con inclinaciones positivas e intermedias (60° - 30°) (Figura 34A), que con la corrección estructural se mantienen. El componente C presenta direcciones al noroeste con inclinaciones positivas someras a intermedias (60° - 0°), que se mantienen con la corrección estructural (Figura 34). La magnetización característica tiene temperaturas de bloqueo menores a 500°C , en ocasiones más bajas (Figura 34C), y también se caracteriza por coercitividades menores a 100 mT.

Para el afloramiento más sur del área de Bahía Chamela se obtuvo los sitios PER29 a PER31, dos de ellos son diques y PER29 corresponde a un flujo piroclásticos. La intensidad de magnetización remanente natural (NRM) está en un rango entre $0.04 \cdot 10^{-3}$ a $0.54 \cdot 10^{-3}$ A/m. Se aisló el componente C con direcciones univectorial hacia el noreste e inclinaciones someras y ligeramente intermedias (60° - 0°), que con la corrección estructural se mantienen (Figura 34B). En su gran mayoría se trata de sitios con muy baja dispersión interna (valores de k generalmente >100 y bajos valores de α_{95}). Por la presencia de diques semiverticales y su fábrica magnética es posible que los echados medidos en las andesitas correspondan a echados primarios. En el análisis final se incluyen los cuatro sitios PER29 a PER33, para los que se reconoce baja dispersión entre sitios y direcciones consistentes: tres de polaridad normal y una de polaridad reversa.

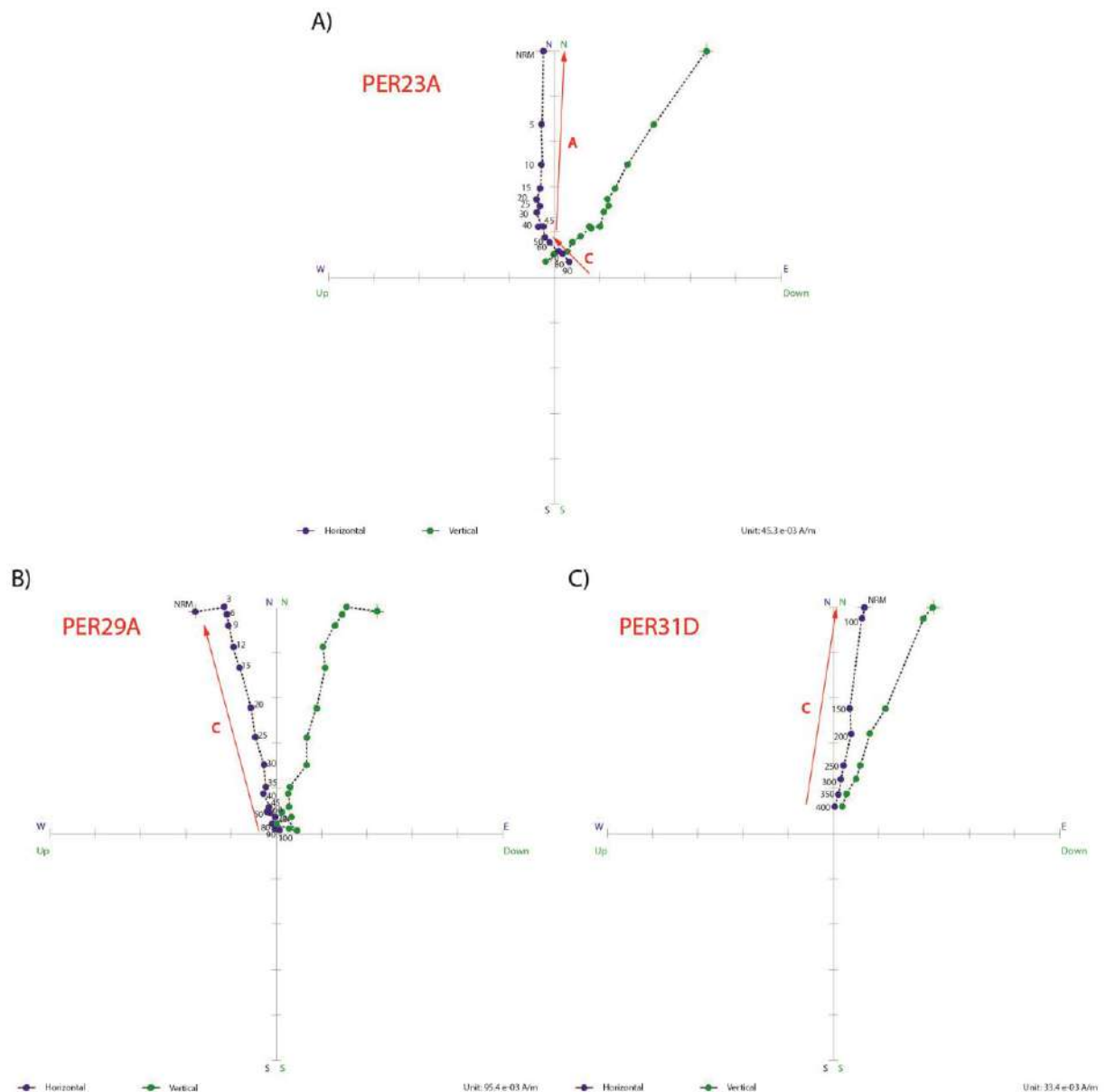


Figura 34. Diagramas de Zijderveld de la zona sur del área de Bahía Chamela A) Afloramiento PER23 a PER26, B) y C) Afloramiento PER20 a PER31 B) Roca piroclástica C) Dique. Los números en negro indican las temperaturas a los que fue medida la remanencia magnética de las rocas.

Para el componente C, que se pudo aislar en 26 sitios, se realizó el reversal test de McFadden y McElhinney (1990) en donde da un valor crítico de 23.66 y un valor observado de 18.26; por esto su clasificación es un R_c ($10^\circ < \gamma_c \leq 20^\circ$) usando un “common k” según McFadden y Lowes (1981). También para este componente se realizó la prueba del pliegue. La prueba que propone McElhinny (1964) compara los parámetros de la distribución de Fisher (1953) k de la media de los sitios in situ y corregidos estructuralmente, donde k_1/k_2 es 1.46 que es menor a 1.72 (95%) y 2.15 (99%) por lo que la prueba del pliegue no es concluyente para estas probabilidades. Según la prueba del pliegue de Enkin (2003) para estos sitios con las direcciones encontradas a altas temperaturas indica que el mejor ajuste

de los datos ocurre con una horizontalización (Unfolding) del $75.8\% \pm 46.9\%$ y que por lo que el test es positivo (Figura 35).

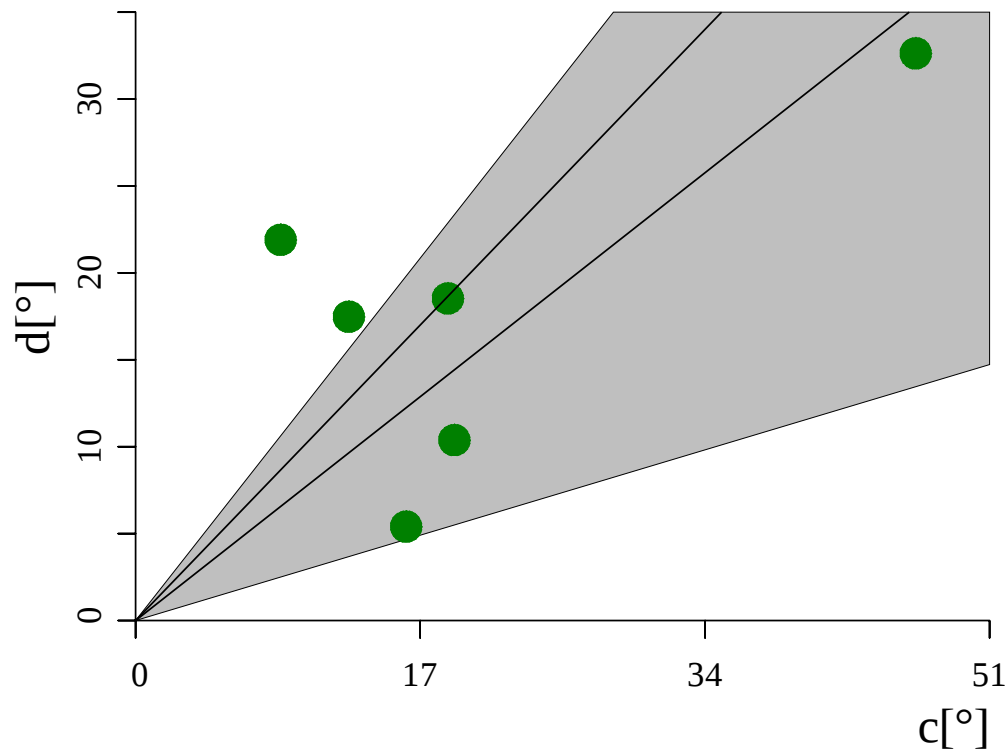


Figura 35. Resultados de la prueba de pliegue DC-Test de Ekin (2003) para el componente C de los sitios de la Formación. El valor c representa el ángulo entre la dirección media in situ y la dirección media corregida estructuralmente por la relación angular entre las direcciones medias in situ y corregidas por buzamiento. El valor d es una proyección del arco entre las direcciones medias in situ y la dirección media in situ sobre el arco usado para calcular el valor c . El área sombreada representa la región del 95% de confianza.

Se obtuvo una dirección media de 26 sitios para el componente C de altas temperaturas. Para este componente se obtuvieron direcciones normales como reversas (Figura 36), las cuales se utilizaron para hallar la media la polaridad normal, y se obtuvo una dirección media in situ de 348.5° e inclinación de 28.5° con un k de 10.27 un α_{95} de 9.3° , con la corrección estructural se ve una mayor agrupamiento de los datos, la declinación es de 343° y la inclinación 41.4° con un k de 15.03 y un $\alpha_{95}=7.6^\circ$ (Figura 37). Utilizando la herramienta estadística de hallar la media de la inclinación solamente (Inclination only), sin utilizar la declinación en la estadística, da un valor de 39.2° de inclinación con un k de 22.7 y un α_{95} de 5° , para los datos corregidos estructuralmente.

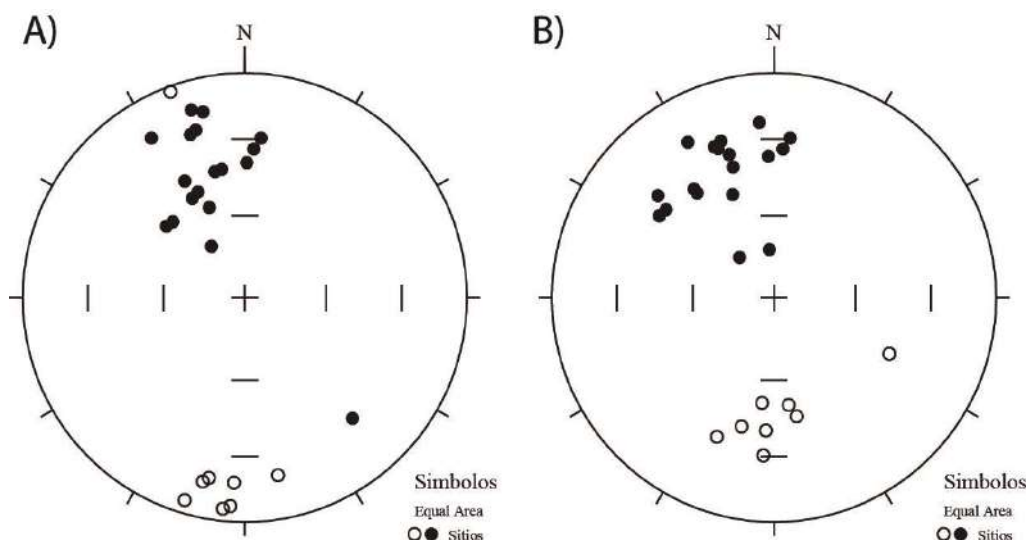


Figura 36. Diagramas de igual área para el componente de alta temperatura C, donde se muestra las direcciones normales y antipodales, A es in situ y B con corrección estructural. Símbolos cerrados representan inclinaciones positivas, símbolos abiertos inclinaciones negativas.

La presencia de polaridades normal y reversa, así como la dispersión angular ($S \sim \theta_{63} = 20.9^\circ$) son consistentes con el muestreo de un intervalo de tiempo suficientemente largo para promediar la paleovariación secular. No existe una prueba de campo formal, pues la prueba de pliegue no es concluyente, pero se observan diques de diferente polaridad a la roca encajonante, sugiriendo que no hay un evento regional de remagnetización afectando la secuencia.

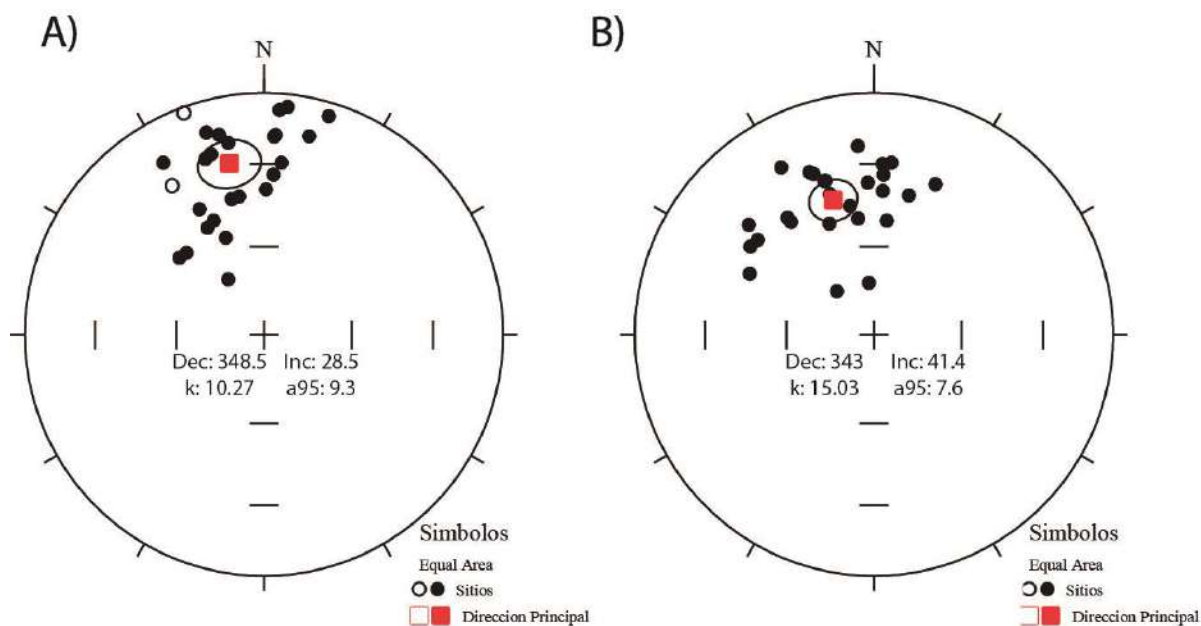


Figura 37. Diagramas de igual área para el componente de alta temperatura C para los 26 sitios, con las direcciones a un mismo polo, A es in situ y B con corrección estructural. Símbolos cerrados (abiertos) representan inclinaciones positivas (negativas). Símbolos rojos representan direcciones medias.

5. DISCUSIÓN

Las rocas encontradas en Bahía Chamela e Isla Cocinas corresponden a flujos dacíticos y basálticos, con intercalaciones de depósitos piroclásticos que van de tobas de caída a brechas, y algunas areniscas. Esta sucesión corresponde a la Formación Tecalitlán, ya que según Pantoja-Alor (1981) y Centeno-García *et al.* (2003) la describen como una secuencia de derrames de lavas andesíticas y basálticas, brechas y tobas riolíticas a andesíticas que se encuentra intercalados con depósitos piroclásticos y volcanosedimentarios. Los últimos depósitos incluyen conglomerados y brechas volcánicas, limolitas y areniscas. La edad asumida para la Formación Tecalitlán es de Barremiano - Aptiano (Buitron-Sanchez y López- Tinajero, 1995), por posición estratigráfica al estar suprayaciendo la Formación Alberca y debajo de la Formación Tepalcatepec. Las edades obtenidas con U/Pb en circones, en este trabajo concuerdan ya que ubica estos depósitos de andesita a 120 ± 1 Ma, por lo que se puede inferir que la edad de la Formación Tecalitlán es del Aptiano. Se considera que las edades isotópicas reflejan la edad de cierre de un sistema mineral, es decir la edad a partir de la cual no se identifican pérdidas por difusión. Mientras que para la Formación Tepalcatepec, que esta estratigráficamente sobre la Formación Tecalitlán, la ubican en el Albiano a Cenomaniano por fósiles encontrados (Grajales y López, 1984).

Petrográficamente se observó que la composición principal de las rocas volcánicas es andesítica a andesitas basálticas, junto con depósitos de tobas. Las plagioclasas que contenían estas rocas volcánicas básicas, principalmente era andesina y algunas de labradorita. Las areniscas de la Formación Tecalitlán encontradas según los triángulos de clasificación de ambiente tectónico QtFL% (Dickinson y Suczek, 1979) y QmFLt% (Dickinson, 1985), QmPK% de Dickinson (1985) se ubica dentro del campo de arco transicional a un arco no erosionado y un arco magmático, debido a su poco contenido de cuarzo y su predominancia de líticos (Figura 11). Esto indica que la procedencia de los depósitos tiene un origen de arco magmático, en donde se depositaron flujos volcánicos de composición básica, y los sedimentos erosionan partes muy locales, cercanas que tienen composición ígnea volcánica. Esto concuerda con lo que Martini *et al.* (2011) proponen para la parte occidental de la cuenca de Arperos, en donde habían depósitos derivados de un arco magmático del Cretácico Temprano. Las facies volcánicas observadas sugieren que el arco consistía de edificios sub-aéreos.

No existen datos de isótopos de Hf para el terreno Guerrero para comparar nuestro resultado. Los isótopos de Hf revelan fuentes contrastantes para el magma y proceso de cristalización en rocas ígneas. Para conocer la afinidad tectónica de las rocas ígneas del Pérmico, Ortega-Obregón *et al.* (2014) realizan análisis de isótopos de Hf en diferentes cuerpos ígneos que intruyen los complejos metamórficos Oaxaqueño y Acatlán, en el suroeste de México. Ortega-Obregón *et al.* (2014) también los compara con los datos de cuerpos ígneos de fuera de México como es el Cuanana y otro en Honduras, en el terreno

Juchatengo de afinidad oceánica en el sur de Oaxaca del Pérmico. Estos autores obtienen valores de ϵ_{Hf} menores de 0 (ϵ_{Hf} entre -1 y -14, y edades modelo de 1330 a 2160 Ma), los cuales proporcionan evidencia de contaminación cortical o diferentes fuentes corticales antiguas, para magmas máficos relacionados con un arco en el que el Complejo Oaxaqueño actuó como el principal contaminante (Ortega-Obregón *et al.* 2014). En contraste los datos de este trabajo, muestra que los valores de ϵ_{Hf} para circones están entre +7 y +12 en la andesita de la Formación Tecalitlán con edades modelo $\text{Hf } T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$ entre 378.7 y 598 Ma (Tabla 16 y Figura 21). Esto sugiere que la contaminación cortical que presentan circones para su formación tiene una asimilación de rocas relativamente jóvenes, ya que los valores de ϵ_{Hf} mayores a 0 indican un aporte de una fuente mantélica; fundidos máficos derivados directamente del manto o de la fusión de una corteza inferior máfica de edad joven derivada del manto. Por lo que estos valores de ϵ_{Hf} para la andesita de la Formación Tecalitlán aunque presentan una contaminación de corteza, no indican que esta corteza o asimilación de basamento sea de edad Precámbrico, como la que se obtendría si atravesara corteza tipo Oaxaquia (Figura 38). Centeno-García *et al.* (1993) con isótopos de Nd de lavas almohadilladas basálticas del complejo Arteaga no encontraron evidencia de un basamento Precámbrico en la parte sur del superterreno Guerrero.

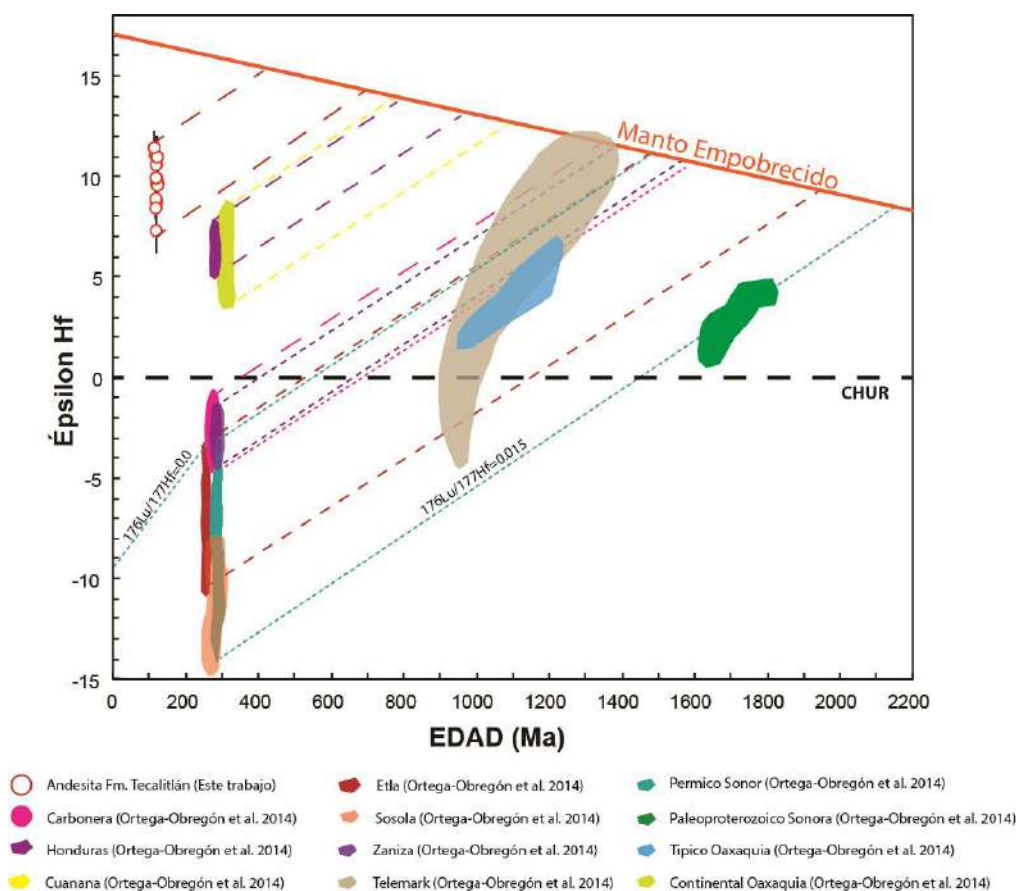


Figura 38. Diagrama de ϵ_{Hf} vs. Edad de los cuerpos ígneos reportados por Ortega-Obregón *et al.* (2014) y los análisis realizados en este trabajo en una andesita de la Fm. Tecalitlán.

La geocronología realizada en la roca sedimentaria arrojó una edad máxima de depósito de 80.96 ± 0.59 Ma, lo cual sugiere que sobre la Formación Tecalitlán, en el área de estudio, se encuentra depósitos jóvenes que pueden corresponder a la Formación Cerro de la Vieja. Valencia et al. (2013) se refieren a rocas del Cretácico Superior como “*Carmichael silicic ash-flow-tuff volcanic succession*”. Según Grajales y López (1984) los depósitos de la Formación Cerro la Vieja principalmente contiene conglomerados, con clastos de calizas, intercalados con algunas capas de areniscas, limolitas y flujos de lava. Aunque se le asigna una edad de Turoniano Grajales y López (1984) han obtenido edades K/Ar de 80 ± 6 Ma y 78 ± 6 Ma. Según la clasificación de ambiente tectónico QtFL% (Dickinson y Suczek, 1979) y QmFLt% (Dickinson, 1985) la arcosa lítica (Figura 10) está dentro del campo de arco transicional (Figura 11), que según por su madurez textural y composicional podría tener una procedencia de rocas no muy lejanas al lugar de su depósito. Por otra parte la geocronología realizada en una dacita no arrojó una edad definitiva (Figura 23), dando dos posibles edades de formación uno a 170 ± 6 Ma y otro a 79.3 ± 4.0 Ma, esto posiblemente se debe a la pérdida de plomo en los circones que hace que se calcule una edad más joven de la de formación del circón, aun así los datos no son totalmente contundentes para asumir una edad de formación absoluta.

Para la Formación Tecalitlán con los análisis paleomagnéticos se observó los patrones univectoriales o bi-vectoriales de los diagramas de Zijderveld terminando en el origen. El cambio de los parámetros estadísticos luego de la corrección estructural, el cual se hace menos disperso cuando se hace la corrección, sugiere que la componente C con direcciones hacia el norte es anterior al plegamiento y posiblemente primaria. Lo mismo sugiere la presencia de polaridad normal y reversa y el hecho de que diques tienen polaridad diferente al encajonante. El mineral portador de la remanencia es magnetita, que es el óxido de hierro primario más común en rocas volcánicas, cuya remanencia magnética es borrada a los 90 mT o 580 °C; por lo que la magnetización característica es termoremanente también para las rocas piroclásticas. En algunas muestras en donde el decaimiento del NRM era rápido a temperaturas más bajas se puede decir que la magnetización era portada en la titanomagnetita. Por consiguiente, se sugiere que las direcciones calculadas para la componente C son primarias; mientras que el componente B que presenta una mayor dispersión de las direcciones luego de la corrección estructural indica que es secundario, y el componente A, que es de baja coercitividad y temperatura, con direcciones al Norte obedece al campo magnético actual o reciente por lo que es probablemente de origen viscoso.

La prueba del pliegue (DC-Test) para el componente C reafirma el carácter primario de su magnetización. La prueba del pliegue da como un resultado positivo sugiriendo que la magnetización fue probablemente adquirida antes del plegamiento, es decir que fue obtenida durante la acumulación de los depósitos volcánicos y piroclásticos a los 120 Ma aproximadamente, antes de eventos de deformación en el Terreno Guerrero. Aunque la declinación e inclinación halladas incluyó las

direcciones obtenidas en tres diques, de los cuales no se sabe su edad, al quitarlos de la estadística no generan un cambio mayor a un grado en los dos parámetros.

Tabla 19. Declinaciones e Inclinaciones calculadas para el margen occidental de Norteamérica utilizando la curva de referencia y las obtenidas en este trabajo.

Formación o Área	D(°)	I(°)	N	k	α_{95}	Referencia
Norte América (19.6°N-105.1W)	344.4	44.5	-	-	2.7	Kent and Irving (2010)
Norte América (19.6°N-105.1W)	343.2	46.7	-	-	3.2	Torsvik et al. (2012)
Fm. Tecalitlán	348.5	42.1	7*	14.40	16.5	Este estudio
	343	41.4	26	15.03	7.6	Este estudio
Fm. Encino	310.8	42.9	10	16.08	12.4	Böhnell et al., 1989
Fm. Encino	313.7	37.9	8	11.98	16.7	Böhnell et al., 1989

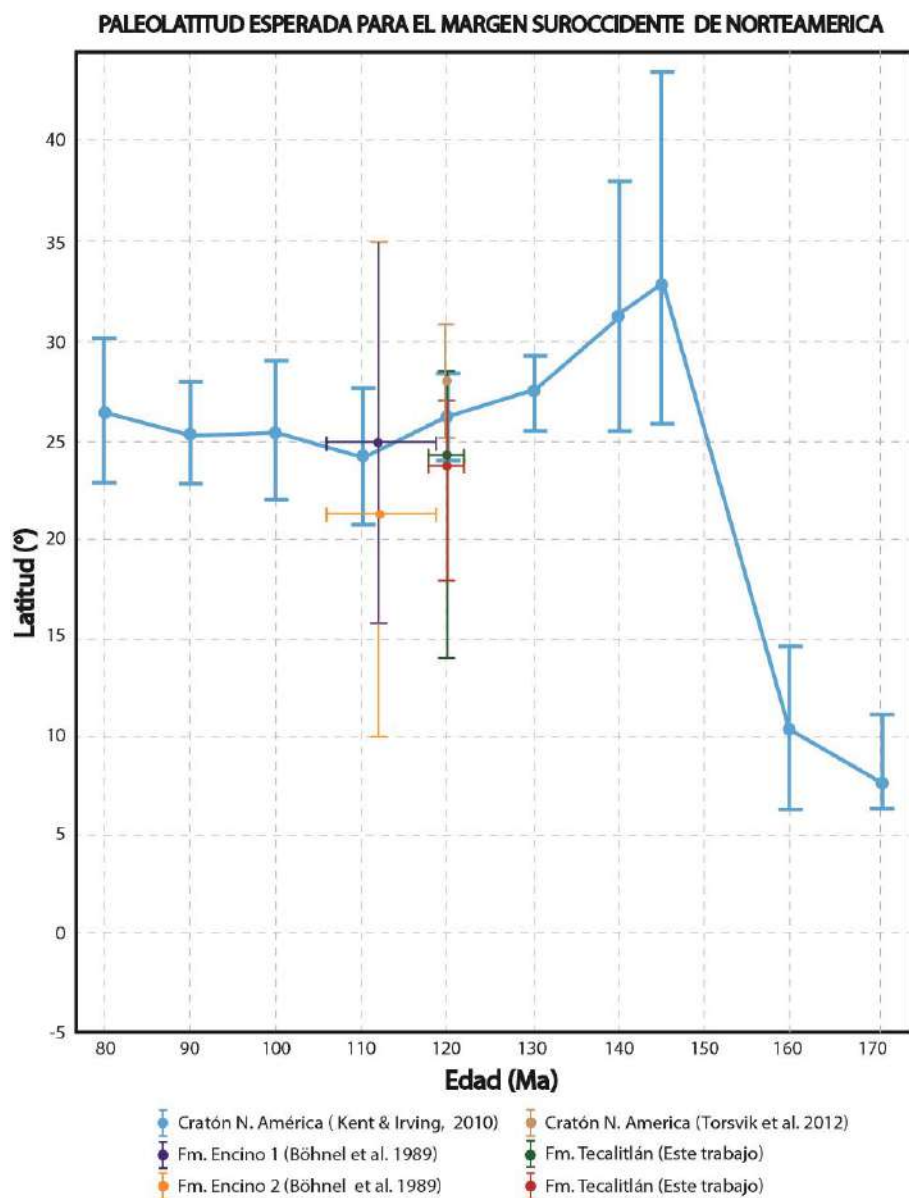


Figura 39. Cambios paleolatitudinales según diferentes autores para el margen suroccidental de Norte América, comparados con los datos obtenidos en este trabajo.

Los estudios paleomagnéticos previos realizados por Böhnell *et al.* (1989), recalculados en este estudio, arrojan unas declinaciones de los depósitos del Aptiano Tardío a Albiano Temprano de 310.8° y 313.7°, mientras que basados en Kent y Irving (2010) y Torsvik *et al.* (2012) la dirección esperada asumiendo estabilidad con respecto a Norte América presenta declinaciones para 120 Ma de 344.4° y 343.2° respectivamente, lo cual es concordante para los datos obtenidos en este trabajo con declinaciones para 26 sitios de 343° (Tabla 19). Esto indicaría que la rotación observada por Böhnell *et al.* (1989) es de carácter local. Mientras que las inclinaciones para los sitios de Böhnell *et al.* (1989) son 42.9° y 37.9°, y basados en Kent y Irving (2010) y Torsvik *et al.* (2012) la inclinación esperada es de 44.5° y 46.7° respectivamente. Aunque las inclinaciones obtenidas en este estudio son más cercanas a las de Böhnell *et al.* (1989) con valores de 41.4° y 42.1°, no están muy alejadas de calculadas a partir del polo paleomagnético de referencia (Tabla 19 y Figura 39). Esto indica que la Formación Tecalitlán en el Aptiano se depositó en latitudes norte cercanas al margen occidental de Oaxaquia sin grandes desplazamientos latitudinales (Figura 39). Utilizando los polos de referencia reportados por Kent y Irving (2010) para el cratón Norteamericano se generó una curva con las paleolatitudes en el margen suroccidental de Norteamérica (19.6°N-105.1W), los polos fueron comparados con los obtenidos por Torsvik *et al.* (2012), los datos reportados por Böhnell *et al.* (1989) y los que se obtuvieron en este trabajo (Figura 39).

Tabla 20. Comparación de los parámetros *R* (Rotation) y *F* (Flattening) con sus respectivos errores ΔR y ΔF .

Autor	R	ΔR	F	ΔF
Tecalitlán (Este trabajo) - Kent e Irving (2010)	-1.4	8.8	-3.1	10.6
Tecalitlán (Este trabajo) - Torsvik et al. (2012)	-0.2	20.10	-5.3	24.5
Encino Fm., Böhnell et al. (1989) - Kent e Irving (2010)	-32.2	12.3	-3.9	14.9
Encino Fm., Böhnell et al. (1989)- Torsvik et al. (2012)	31.0	12.5	-6.1	15.0

Realizando las comparaciones de las declinaciones entre los diferentes datos obtenidos por los autores y los datos obtenidos en este trabajo (Tabla 20), se halla un valor *R* que indica la rotación tectónica, y al hacer las comparaciones entre las inclinaciones se halla el valor *F* que indica el desplazamiento latitudinal. El valor *R* para la comparación entre las declinaciones de los polos de Kent and Irving (2010) y Torsvik *et al.* (2012) con los de este trabajo nos dan valores negativos de cercanos a -0.2° y -1.4° pero estadísticamente insignificantes, lo que indica que el área de muestreo no ha rotado de forma significativa desde el Aptiano, y un valor *F* también negativos cercano de -3.1° y -5.3° pero son inferiores a la incertidumbre estadística. Mientras que la comparación de los datos obtenidos con los valores de Böhnell *et al.* (1989), presenta valores de *R* de 31.0° y 32.2° (para cada uno de los polos de referencia usados), por lo que el área muestreada presenta una rotación anti-horaria estadísticamente significativa, y un *F* de -6.1 (para la referencia de Kent e Irving, 2010) y -3.9 (para la referencia de Torsvik *et al.*, 2012) que no es estadísticamente significativo. Las inclinaciones entonces indican consistentemente inclinaciones más bajas que la esperada, pero dentro del error estadístico. Esto sugiere

entonces que para el Aptiano, hace 120 Ma, el subterreno Zihuatanejo estaba muy cerca de su latitud actual con respecto a Oaxaquia y el resto de Norte América.

Se han propuesto variados modelos para el origen y evolución del Terreno Guerrero y el suroccidente de México en general. Los modelos propuestos de Lapiere *et al.* (1992), Tardy *et al.* (1994), Dickinson y Lawton (2001) proponen que es un terreno alóctono interoceánico desarrollado lejos del margen continental en el Pacífico, que se acreciona a Norteamérica por el cierre de una cuenca oceánica, y el modelo establecido por Campa y Coney (1983) y Talavera-Mendoza *et al.* (2007) donde el superterreno Guerrero es un bloque alóctono que está compuesto de múltiples arcos desarrollados en el Pacífico, que también se acrecionan a Norte América en el Cretácico Tardío. Según los datos obtenidos podrían ser válidos estos modelos, con la salvedad que el origen alóctono no se puede corroborar. Los datos paleomagnéticos para el Aptiano inferior sugieren que el subterreno Zihuatanejo estaba cerca de su latitud actual con respecto a Norte América. Pero la afinidad tectónica establecida por los isótopos de Hf indica que no hay una contaminación del magma por una corteza tipo Oaxaquia, sino de un basamento más joven (Paleozoico) de afinidad máfica por el cual ascienden el magma para la formación de los flujos volcánicos de la región de Chamela. Según Valencia *et al.* (2013) el origen del basamento sugerido para el bloque Jalisco, que es parte de un arco Jurásico en corteza continental, y lo encontrado por Schaaf *et al.* (1995) es basamento con afinidad continental por el cual ascendió el Batolito Jilotlán.

Por otra parte al superterreno Guerrero se le ha considerado un bloque autóctono o para-autóctono, que primero se aleja de Oaxaquia por el desarrollo de una cuenca de tras-arco (back-arc basin) y luego sufre una acreción al cratón Norteamericano en el Cretácico Tardío o Temprano (Cabral-Cano *et al.*, 2000; Elías-Herrera *et al.*, 2000; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2009; Valencia *et al.*, 2013). Con los datos paleomagnéticos obtenidos no se puede reconocer su origen autóctono o para autóctono. Pero el modelo en donde se aleja un bloque continental tipo Oaxaquia para luego acrecionarse no es consistente con los datos de Hf. También es posible afirmar que la acreción total del superterreno Guerrero es cercana al Aptiano, ya que la parte más occidental del superterreno a los 120 ± 1 Ma presenta latitudes próximas al margen suroccidental de Norteamérica, además que la magnetización característica hallada nos indica que fue adquirida antes de alguna deformación estructural significativa de los bloques.

6. CONCLUSIONES

- Los depósitos de la Formación Tecalitlán en el área de estudio son principalmente flujos volcánicos de composición andesítica y basáltica, con depósitos piroclásticos, epiclásticos volcánicos y algunas areniscas, por lo tanto llevan a pensar que son depósitos de volcanismo sub-aéreo.
- Las areniscas observadas petrográficamente tienen alto contenido de líticos volcánicos siendo clasificadas como litoarenitas a arcosas líticas, por lo que son inmaduras composicionalmente, lo cual indica que sus fuentes de aporte fueron relativamente cercanas, con una procedencia de "Arco no erosionado" correspondiente a un "Arco Magmático".
- Con las edades isotópicas de U/Pb en circones de una andesita se pudo datar de forma precisa un flujo de 120 ± 1 Ma, y se establece que pertenece a los depósitos del Aptiano de la Formación Tecalitlán.
- La paleolatitud encontrada con los datos paleomagnéticos indica que la parte occidental de superterreno Guerrero está cercana paleolatitud del Cratón Norteamericano en su margen suroccidental para el Aptiano. Siendo 23.8° norte la paleolatitud encontrada en este trabajo y 28° norte la paleolatitud esperada según Torsvik (2012) para margen suroccidental del Cratón Norteamericano.
- Al hacer la comparación de las declinaciones entre los polos de Kent y Irving (2010) y Torsvik (2012) con los datos obtenidos en este trabajo, se observa que no tienen mayor diferencia que la de 1° , por lo que el área de estudio no presenta rotación significativa con respecto al margen suroccidental del Cratón Norteamericano para el Aptiano.
- En el área también se encuentran depósitos sedimentarios de 80 Ma que pueden corresponder a la parte superior de la Formación Cerro de la Vieja, que indican una procedencia de arco transicional y arco magmático. Siendo esto un indicio para establecer que el ambiente tectónico entre los depósitos la Formación Tecalitlán y la Formación Cerro la Vieja presentan una procedencia similar.
- Con el análisis de isótopos de Hf en circones realizados en una andesita se observa que no se presentan una contaminación de un posible basamento Precámbrico o corteza típica de Oaxaquia, sino de un basamento más joven.
- Los depósitos de la Formación Tecalitlán a los 120 Ma posiblemente se desarrollaron en un ambiente de arco de islas, con un volcanismo sub-aéreo.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Böhnell, H., Alva-Valdivia, L., Gonzalez-Guesca, S., Urrutia-Fucugauchi, J., Moran-Zenteno, D. J., 1989, Paleomagnetic data and the accretion of the Guerrero terrane, southern Mexico Continental Margin: Deep structure and past kinematics of accreted terranes, AGU monograph series, 50, IUGG Volume 5, edited by J.W. Hillhouse; American Geophysical Union, USA, pp. 73-92.
- Buitrón, B., y Pantoja-Alor, 1998, Albian gastropods of the rudist bearing Mal Paso Formation, Chumbátaro region, Guerrero, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 15 no. 1, pp. 14-20.
- Buitrón-Sánchez, B.E., y López-Tinajero, Y., 1995, Mollusk gastropods in Lower Cretaceous rudist-bearing formation of Jalisco, west central Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 12, no. 2, pp. 157–168.
- Butler, R., 1992, Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes: Department of Chemistry and Physics, University of Portland, Portland, Oregon, 238 p.
- Cabral-Cano, E., Lang, H.R., y Harrison, C.G.A., 2000, Stratigraphic assessment of the Arcelia-Teloloapan area, southern Mexico: Implication for southern Mexico's post-Neocomian tectonic evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 13, pp. 443–457.
- Campa-Uranga, M.F., y Coney P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 20, pp. 1040-1051.
- Campa, M.F., y Ramírez, J., 1979, La Evolucion Geologica y la Metalgenesis de Guerrero: Universidad Autonoma de Guerrero. Ser. Tecnico-Cientifico, Vol.1, pp. 84.
- Centeno-García, E., Corona-Chavez, P., Talavera-Mendoza, O., Iriondo A., 2003, Geology and tectonic evolution of the Western Guerrero Terrane -a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico- Geologic transects across Cordilleran Mexico (guidebook): Geological Society of America, Cordilleran Section, 99th annual meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, pp. 201-228.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G., 2011, Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc: *Geological Society of America Bulletin*, 123, pp. 1776-1797.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, E., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: The Geological Society of America, special paper 436, pp. 279-309.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., and Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Geology of the Guerrero terrane: its role in the tectonic evolution of the southern North America Cordillera from new geochemical data: *Geology*, Vol. 21, pp. 419–422.
- Compton, R. R., 1962, Manual of field geology, John Wiley & Sons, 378 p.

- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P., Kinny, P., 2003, Atlas of Zircon Texture: Reviews in Mineralogy & Geochemistry, Vol. 53, pp 469 - 500.
- Cuevas, S.F., 1981, Prospecto Tepalcatepec: México, D.F., Petróleos Mexicanos, IGPR-164, Internal report (unpublished).
- Dávila-Alcocer, V. M., 1976, Radiolarios del Cretácico Inferior de la Formación Plateros del distrito minero de Fresnillo, Zacatecas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, Vol. 5, pp. 119-120.
- De Cserna, Z., 1976, Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico: Geological Society of America Bulletin, Vol. 87, pp. 1191-1199.
- Delgado-Argote, L. A., López-Martínez, M., York, D., y Hall, C. M., 1992, Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 29, pp. 1590-1604.
- Dickinson, W. 1985. Interpreting Provenance relations from detrital modes of sandstones. G.G. Zuffa (ed.), Provenance of arenites, pp. 333-361.
- Dickinson, W.R., y Lawton, T., 2001, Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. GSA Bulletin 113, pp. 1142-1160.
- Dickinson, W.R., y Suczek, C., 1979, Plate tectonics and sandstone compositions: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 63, pp. 2164 -2182.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 1998, The Early Cretaceous Arpero oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center- Comment: tectonophysics, pp. 321 – 326.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., 1990 (1992), Tectonic implications of a mylonitic granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente complex (Guerrero terrane), southern Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 9, no.2, pp. 113-125.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., 2000, Geologic and geochronologic data from the Guerrero Terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation: Journal of South American Earth Sciences, Vol. 13, pp. 355-375.
- Enkin, R. J., 2003, The direction – correction tilt test: an all- purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies, Earth and Planetary Science Letters, 212, pp. 151-166.
- Escalona –Alcázar, F., Delgado-Argote, L., Weber, B., Núñez-Peña, E., Valencia, V., Ortiz-Acevedo, O., 2009, Kinematics and U-Pb dating of detrital zircons from the Sierra de Zacatecas, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 26, no. 1, pp. 48-64.
- Fisher, R. A., 1953, Dispersion on a sphere, Proc. R. Soc. A, Vol. 217, pp. 295-305.
- Fisher, R. V. y Schmincke, H. U. 1984. Pyroclastic Rocks, Springer- Verlag, Berlín. 472 p.

- Freydier, C, Lapierre, H., Tardy M., Coulon, C., Martinez-Reyes, J., and Orsini, J. B. 1995. Les formations magmatiques de Porohui (Sinaloa): temoins de l'évolution geodynamique mesozoique et tertiaire des Cordilleres mexicaines. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Ser. 2: Sciences de la Terre et des Planetes*, Vol. 321, pp. 529-536.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*: Austin, TX, Hemphill. Press, second edition, pp.182.
- Garza, C., 2007, Metalogenia del pórfido de cobre de Tiámara, Estado de Michoacán: Tesis de Doctorado, Universidad Autónoma de México, posgrado en Ciencias de la Tierra, 258 pp.
- Gehrels, G. E., V. Valencia, and A. Pullen, 2006, Detrital zircon geochronology by Laser–Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center, in *Geochronology: Emerging Opportunities*, Paleontological Society Short Course, October 21, 2006, Philadelphia, PA, edited by T. Olszewski and W. Huff, *Paleontol. Soc. Pap.*, Vol. 12, pp. 1–10.
- Guerrero-Suástegui, M., 1997, Depositional history and sedimentary petrology of the Huetamo sequence, Southwestern Mexico: University of Texas at El Paso, M. Sc. Thesis, 240 pp.
- Guerrero-Suástegui, M., 2004, Depositional and tectonic history of the Guerrero Terrane, Sierra Madre del Sur, with emphasis on sedimentary successions of the Teloloapan area, southwestern Mexico: St. John's, Memorial University of Newfoundland, Ph.D. Thesis, 332 pp.
- Grajales M., y Lopez M., 1984, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Prospecto Tomatlan-Guerrero-Jalisco: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología y Exploración, Proyecto C-1160.
- Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Xu, X., Zhou, X., 2002, Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes: *Lithos*, Vol.1, pp 237-269.
- Harrison, C. G. A., y Lindh, T., 1982. A polar wandering curve for North America during the Mesozoic and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, Vol. 87, pp. 1903-1920.
- Ingersoll, R.V., Suczek, C.A., 1979, Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218: *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 49, pp. 1217–1228.
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F, Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D., and Sares, S. W, 1984, The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *J. Sediment. Petrol.*, Vol. 54, pp. 103-116.
- Irving, E., e Irving, G. A., 1982, Apparent polar wander paths Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana. *Geophys Surv.*, Vol. 5, pp. 141-188.
- Jelinek, V., y Kropacek, V., 1978, Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens: *Studio Geophysica et Geodaetica*, Vol. 22, pp. 50-60.

- Kent, V. D., y Irving, E., 2010, Influence of inclination error in sedimentary rock son the Triassic and Jurassic apparent pole wander path for North America and implications for Cordilleran tectonics: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115, pp. 1-25.
- Keppie, J. D., 2004, Terranes of Mexico revisited: 1.3 billion year odyssey: *International Geology Review*, 46, pp. 765-794.
- Kirschvink, J.L., 1980, The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 62(3), pp. 699-718.
- Lapierre, H., Ortiz, H.E., Abouchami, N.V., Monod, O., Coulon, C., Zimmermann, J.-L., 1992, A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic - Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence (central Mexico): *Earth and Planetary Sciences Letters* 108, pp. 61-77.
- Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R. C., Hernandez, J., Monié, P., Yeghicheyan, D., Jaillard, E., Tardy, M., Mercier de Lépinay, B., Mamberti, M., Desmet, A., Keller, F., Sénebier, F., 2000, Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 105 (B4), pp. 8403-8421.
- Lawton T.F., Pollock S.L., Robinson R.A.J., 2003, Integrating sandstone petrology and nonmarine sequence stratigraphy: Application to the Late Cretaceous fluvial systems of southwestern Utah, U.S.A: *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 73, p. 389–406.
- Ludwig, K.R., 2008, Isoplot 3.6. Berkeley Geochronology Center Spec. Pub. No. 4. pp. 77.
- Martini, M., y Ferrari, L., 2009, Kinematics and chronology of the Laramide shortening in the Huetamo-Zihuatanejo area (southern Mexico): was it really related to the accretion of the Guerrero terrane?, *Geological Society of America, Cordilleran Section Meeting*, 7-9 May 2009, Kelowna, British Columbia, Canada, Abstracts with Programs.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Valencia, V., 2010, Stratigraphic redefinition of the Zihuatanejo área, southwestern México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 27, no. 3, pp. 412-430.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., 2011, Sandstone Provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, Central Mexico): Late Jurassic–Early Cretaceous Back-Arc Spreading as the Foundation of the Guerrero Terrane: *The Journal of Geology*, 2011, Vol. 119, pp. 597–617.
- Martini, M., Solari, L., Camprubí, A., 2013, Kinematics of the Guerrero terrane accretion in the Sierra de Guanajuato, central Mexico: New insights for the structural evolution of arc-continent collisional zones: *International Geology Review*, no.1, pp. 1-16.
- McFadden, P. L., y McElhinny, M. W., 1990, Classification of the reversal test in paleomagnetism: *Geophys. J.*, Vol. 103, pp. 725-729.
- McFadden, P. L., y Lowes, D. L., 1981, The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions: *Geophys. J. R. Astron. Soc.* Vol. 67, pp. 19-33.

- McElhinny, M. W., 1964, Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism: *Geophys. J. R. Astron. Soc.* Vol. 8, pp. 338-340.
- McFadden P.L., Reid A.B., 1982. Analysis of paleomagnetic inclination data, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 69, pp. 307–319.
- Mendoza, O.T., y Suastegui, M.G., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western México): Implications for the tectonomagmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 297–324.
- Munguía Rojas P., 1991, Estudio Geológico y Potencial de los Recursos Minerales en el Estado de Colima, tesis profesional IPN.
- Molina-Garza R.S., Böhnell, H. y Hernández, T., 2003, Paleomagnetism of the Cretaceous Morelos and Mezcala Formations, Southern Mexico: *Tectonophysics*, Vol. 361/3-4, pp. 301-317.
- Mortensen, J.K., Hall, B. V., Bissig, T., Friedman, R. M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., Gabites J.E., 2008, Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulphide deposits in the Guerrero terrane of Central Mexico: constraints from U-Pb age and Pb isotope studies: *Economic Geology*, Vol. 103, pp. 117-140.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, Vol 23, pp. 1127-1130.
- Ortega-Obregón, C., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega- Gutiérrez, F., Macías-Romo, C., 2014, Permian-Carboniferous arc magmatism in the southern Mexico; U-Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the wetern margin of Gondwana: *International Journal of Earth Sciences*, 103, pp. 1287-1300.
- Ortiz-Hernández, L.E., Choidi, M., Lapierre, H., Monod, O., Calvet, P., 1992, El arco intraocéánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato, características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas. Implicaciones geodinámicas: *Revista del Instituto de Geología*, Vol. 9(2), pp. 126-145.
- Pantoja-Alor, J., 1959, Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huetamo, Estado de Michoacán: *Boletín del Consejo de Recursos no Renovables*, Vol. 50, pp. 36 .
- Pantoja-Alor, J., 1981, Estudio fotogeológico de la Zona 1 del Lote 14 de Aquila, Michoacán: Las Encinas, S.A. (HYLSA).
- Pantoja-Alor y Gómez Caballero, 2003, Main geologic and biostratigraphic features of the Cretaceous of southwestern Mexico (Guerrero terrane), guidebok for field trip of the 99th GSA Cordilleran Section Meeting: UNAM instituto de Geología, Publicación especial. no. 1, pp.229-260.
- Pettijohn, F. J., P. E. Potter, y R. & Sever, 1987, Sand and sandstone: Springer-Ver-lag, New York, Segunda edición.

- Pimentel, R.A., 1980, Informe geológico final, Prospecto Soyatlán de Adentro: Petróleos Mexicanos, IGPR-190, informe técnico.
- Pindell, J., Maresch, W., Martens, U., Stanek, K., 2012, The Greater Antillean Arc: Early Cretaceous origin and proposed relationship to Central American subduction mélanges: implications for models of Caribbean evolution: *International Geology Review*, 54:2, pp. 131-143.
- Ramírez-Espinoza, J., Campa-Uranga, M.F., Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suástegui, M., 1991, Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas: Congreso Evolución Geológica de México, Soc. Mex. Miner., Instituto de Geología, UNAM, Memorias, pp. 163-166.
- Rodríguez, F. D., 1980, Prospecto Tecalitlán, PEMEX, Informe inédito, México.
- Schaaf, P. Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. S., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, Vol. 14, pp. 1339-1350.
- Salinas-Prieto J. C., Monod O., and Faure M, 2000, Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 13, pp. 389-402.
- Sánchez-Zavala, J.L., 1993, Secuencia volcano-sedimentaria del Jurásico superior-Cretácico Arcelia-Otzolopan (Terreno Guerrero), área de Valle de Bravo-Zacazonapan, Estado de México: Petrografía, Geoquímica, Metamorfismo e Interpretación Tectónica Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de Maestría, 100 p.
- Servicio Geológico Mexicano, 2000, Carta Geológico-Minera Manzanillo E13-2-5, Colima Jalisco.
- Schmid, R., 1981, Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS subcommissions on the Systematics of Igneous Rocks.
- Sierra-Rojas, M., Molina-Garza, R., 2014, La Formación Zicapa del sur de México: revisión estratigráfica, sedimentológica y ambientes sedimentarios: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* Vol. 31, no. 2, pp. 174-189.
- Streckeisen, A. L., 1978, IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilite Rocks, *Geology*, 7 pp. 331-335.
- Solari, L. y Tanner, M., 2011. U-Pb age, fast data reduction script for LA-ICP-MS, U-Pb geochronology: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 28, no. 1, pp. 83-91.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinoza, J., y Guerrero-Suastegui, M., 1995, Petrology and geochemistry of the Teloloapan Subterranean: A lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc: *Geofísica Internacional*, Vol. 34, pp. 3-22.
- Talavera-Mendoza, O., y Guerrero-Suástegui, M., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implication for the tectono-magmatic evolution of

- southwestern North America during the Late Mesozoic: *Journal of South Am. Earth Science*, Vol. 13, pp. 297-324.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G., Valencia, V., y Centeno-García, 2007, Detrital zircon U/Pb geochronology of the southern Guerrero and western Mixteca arc successions southern Mexico): new insights for the tectonic evolution of southwestern North America during Late Mesozoic: *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 119, no. 9/10, pp. 1052-1065.
 - Tardy, M., Lapierre, H., Bourdier, J. L., Coulon, C., Ortiz-Hernandez, L. E., Yta M, 1992, Intraoceanic setting of the western Mexico Guerrero Terrane Implication for the Pacific-Tethys Geodynamic relationship during the Cretaceous: *Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología*, pp. 118-128.
 - Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J., Mercier de Lépinay, B., Beck, C., Martínez-Reyes, J., Talavera-Mendoza, O., Ortiz-Hernandez, E., Stein, G., Bourdier, J.-L., Yta, M., 1994, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): A late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonic America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, 230, pp. 49-73.
 - Torsvik, T., Van der Voo, R., Preeden, U., Niocaill, M. C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., Van Hinsbergen, D. J. J., Domeier, M., Gahm, C., Tohver, E., Meert, J., McCausland, P. J. A., Cocks, R., 2012, Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics: *Earth-Science Reviews*, Vol. 114, pp. 325-368.
 - Valencia, V., Richter, K., Rosas-Elguera, J., López-Martínez, M., Grove M., 2013, The age and composition of the pre-Cenozoic basement of the Jalisco Block: implications for and relation to the Guerrero composite terrane: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 166, pp. 801-824.
 - Wentworth, C. K., 1922, A Scale of grade and class Terms for Clastic Sediments: *The Journal of Geology*, Vol. 30, no. 5, pp. 377-392.
 - Zijdeveld, J.D.A, 1967, The natural remanent magnetization of the Exeter Volcanic Traps (Permian, Europe): *Tectonophysics*, 4, pp. 121-153.

ANEXOS

ANEXO A. Datos analíticos de U/Pb obtenidos por LA-ICP-MS en circones de las muestras PER02, PER12 y PER33

Tabla 21. Datos analíticos de U/Pb por LA-ICP-MS de los circones de la dacita PER02, los datos que se encuentran tachados no fueron incluidos en la estadística.

				CORRECTED RATIOS ²								CORRECTED AGES (Ma)									
Numero de Análisis	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
PER02-1	214	106	0.49	0.0567	0.01	0.1020	0.01	0.01266	0.001	0.046	0.00448	0.00041	81.1	3.8	98.0	12	770	160	81.1	3.8	17
PER02-2	126	76	0.60	0.091	0.01	0.2430	0.03	0.01878	0.001	0.026	0.00811	0.00060	119.9	4.5	218.0	23	1550	120	119.9	4.5	45
PER02-3	288	194	0.67	0.0539	0.01	0.0930	0.01	0.01261	0.001	0.039	0.00456	0.00038	80.8	3.3	90.0	12	810	140	80.8	3.3	10
PER02-4	163	238	1.46	0.0525	0.00	0.1960	0.02	0.02709	0.001	0.034	0.00837	0.00043	172.3	3.6	181.0	14	393	85	172.3	3.6	5
PER02-5	232	142	0.61	0.0585	0.01	0.1430	0.01	0.01825	0.001	0.043	0.00571	0.00038	116.6	3.3	137.0	11	640	110	116.6	3.3	15
PER02-6	622	1201	1.93	0.0522	0.00	0.1960	0.01	0.02715	0.001	0.047	0.00877	0.00026	172.7	3.5	181.0	11	306	63	172.7	3.5	5
PER02-7	46	10	0.23	0.0788	0.00	2.0400	0.12	0.1907	0.004	0.035	0.06960	0.00460	1125	23	1131.0	45	1132	64	1125	23	1
PER02-8	951	52	0.05	0.0828	0.00	0.2720	0.01	0.0236	0.000	0.031	0.07510	0.00360	150.4	2.8	244.0	11	1289	50	150.4	2.8	38
PER02-9	272	121	0.45	0.0596	0.01	0.1130	0.01	0.01416	0.000	0.030	0.00467	0.00045	90.6	2.3	108.0	11	620	120	90.6	2.3	16
PER02-10	200	174	0.87	0.0536	0.01	0.2000	0.02	0.02657	0.001	0.041	0.00846	0.00055	169	5.5	184.0	18	570	130	169.0	5.5	8
PER02-11	278	145	0.52	0.0693	0.01	0.1250	0.01	0.01317	0.000	0.039	0.00504	0.00036	84.4	2.5	119.4	9.2	945	80	84.4	2.5	29
PER02-12	444	297	0.67	0.0539	0.00	0.1560	0.01	0.02094	0.001	0.056	0.00777	0.00081	133.6	3.4	147.0	8.2	396	98	133.6	3.4	9
PER02-13	186	98	0.53	0.0585	0.00	0.6680	0.04	0.0831	0.002	0.046	0.02500	0.00170	515	10	519.0	23	540	62	515	10	1
PER02-14	98	48	0.50	0.0699	0.01	0.1800	0.03	0.01911	0.001	0.032	0.00720	0.00064	122	5	165.0	21	1000	170	122.0	5.0	26
PER02-15	340	75	0.22	0.052	0.00	0.1590	0.01	0.02215	0.001	0.045	0.00665	0.00052	141.2	3.8	149.0	11	411	72	141.2	3.8	5
PER02-16	65	40	0.62	0.0608	0.00	0.8360	0.06	0.0976	0.002	0.037	0.03100	0.00190	600	14	613.0	34	617	89	600	14	2
PER02-17	111	72	0.64	0.101	0.00	3.4000	0.14	0.2404	0.004	0.031	0.08450	0.00350	1388	23	1502.0	32	1667	58	1667	58	8
PER02-18	201	269	1.34	0.0491	0.00	0.1730	0.02	0.02599	0.001	0.040	0.00805	0.00033	165.4	4	161.0	14	363	70	165.4	4.0	-3
PER02-19	92	46	0.50	0.095	0.02	0.1260	0.02	0.00995	0.000	0.023	0.00377	0.00066	63.8	2.9	118.0	18	1600	170	63.8	2.9	46
PER02-20	39	12	0.32	0.0737	0.01	1.5700	0.12	0.1535	0.003	0.028	0.05120	0.00490	920	19	959.0	48	1031	80	920	19	4
PER02-21	130	120	0.92	0.0796	0.00	2.4080	0.09	0.2203	0.004	0.041	0.06650	0.00200	1283	19	1243.0	27	1192	53	1192	53	-3
PER02-22	113	96	0.85	0.0554	0.01	0.1800	0.02	0.02402	0.001	0.039	0.00791	0.00063	153	5.4	172.0	19	660	140	153.0	5.4	11
PER02-23	219	150	0.68	0.0621	0.01	0.1560	0.02	0.01867	0.000	0.029	0.00693	0.00044	119.3	2.9	148.0	14	679	93	119.3	2.9	19
PER02-24	117	61	0.52	0.055	0.01	0.1400	0.02	0.01766	0.001	0.030	0.00642	0.00077	112.8	4.5	134.0	21	860	170	112.8	4.5	16
PER02-25	320	189	0.59	0.0654	0.01	0.1123	0.01	0.01248	0.000	0.031	0.00397	0.00026	80	1.9	107.6	8.8	810	120	80.0	1.9	26
PER02-26	440	168	0.38	0.0526	0.00	0.4410	0.02	0.06038	0.001	0.051	0.01855	0.00065	377.9	5.9	371.0	13	333	53	378	6	-2
PER02-27	261	98	0.37	0.058	0.00	0.6300	0.03	0.0797	0.002	0.044	0.02510	0.00100	494.3	9.2	493.0	21	517	70	494	9	0
PER02-28	567	1410	2.49	0.0629	0.00	0.2210	0.02	0.02638	0.001	0.045	0.00776	0.00040	167.8	4.5	202.0	13	690	81	167.8	4.5	17
PER02-29	597	430	0.72	0.0535	0.01	0.0920	0.01	0.01245	0.000	0.032	0.00399	0.00022	79.7	2	88.8	9.3	378	88	79.7	2.0	10
PER02-30	201	157	0.78	0.0524	0.01	0.0870	0.01	0.01204	0.000	0.037	0.00403	0.00037	77.1	3	84.0	12	430	150	77.1	3.0	8
PER02-31	428	400	0.93	0.0648	0.01	0.1050	0.01	0.01175	0.000	0.031	0.00379	0.00034	75.3	2.8	102.0	13	750	190	75.3	2.8	26
PER02-32	211	311	1.47	0.084	0.03	0.0640	0.02	0.00533	0.000	0.018	0.00172	0.00028	34.3	2.2	62.0	19	1770	340	34.3	2.2	45

Tabla 22. Datos analíticos de U/Pb por LA-ICP-MS de los circones detríticos de la arenisca PER12, los datos que se encuentran tachados no fueron incluidos en la estadística.

				CORRECTED RATIOS ²									CORRECTED AGES (Ma)								
Numero de Análisis	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Best age (Ma)	±2σ	Disc %
PER12-001	250	151.2	0.60	0.0696	0.0076	0.1220	0.0120	0.0129	0.0005	0.0052	0.0003	0.09	82.8	3.0	118.0	11.0	900.0	140.0	82.8	3.0	29.83
PER12-002	147.7	119.3	0.81	0.0704	0.0084	0.1200	0.0150	0.0123	0.0005	0.0042	0.0003	0.27	78.8	2.9	114.0	14.0	970.0	160.0	78.8	2.9	30.88
PER12-003	67.1	34.3	0.51	0.0810	0.0150	0.1550	0.0280	0.0133	0.0007	0.0047	0.0007	0.12	85.4	4.2	143.0	24.0	1390.0	210.0	85.4	4.2	40.28
PER12-004	63.3	79.4	1.25	0.1240	0.0200	0.1960	0.0270	0.0125	0.0007	0.0050	0.0006	0.31	80.1	4.3	178.0	23.0	2040.0	160.0	80.1	4.3	55.00
PER12-005	229	127.3	0.56	0.0585	0.0062	0.1012	0.0097	0.0125	0.0005	0.0045	0.0004	-0.14	80.1	2.9	97.6	9.0	650.0	98.0	80.1	2.9	17.93
PER12-006	361	288	0.80	0.0547	0.0039	0.0940	0.0059	0.0125	0.0003	0.0043	0.0002	-0.11	79.9	1.6	91.0	5.5	429.0	75.0	79.9	1.6	12.20
PER12-007	717	391	0.55	0.0549	0.0042	0.0860	0.0067	0.0113	0.0002	0.0040	0.0003	0.22	72.3	1.4	83.6	6.2	481.0	90.0	72.3	1.4	13.52
PER12-008	160.2	90.8	0.57	0.0758	0.0088	0.1390	0.0170	0.0132	0.0004	0.0053	0.0004	0.14	84.5	2.8	131.0	15.0	1140.0	110.0	84.5	2.8	35.50
PER12-009	1060	1080	1.02	0.0574	0.0041	0.0989	0.0083	0.0122	0.0003	0.0043	0.0002	0.47	78.3	1.6	95.5	7.7	550.0	120.0	78.3	1.6	18.01
PER12-010	384	207.7	0.54	0.0574	0.0045	0.1006	0.0069	0.0125	0.0003	0.0043	0.0003	-0.11	80.3	1.9	97.1	6.3	556.0	83.0	80.3	1.9	17.30
PER12-011	299	270	0.90	0.0702	0.0065	0.1430	0.0140	0.0145	0.0004	0.0064	0.0005	0.33	93.0	2.5	135.0	13.0	970.0	150.0	93.0	2.5	31.11
PER12-012	390	147.5	0.38	0.0528	0.0049	0.0909	0.0086	0.0122	0.0004	0.0043	0.0004	0.08	78.0	2.5	88.1	8.0	464.0	99.0	78.0	2.5	11.46
PER12-013	85.6	42.2	0.49	0.0860	0.0110	0.2220	0.0250	0.0190	0.0007	0.0079	0.0008	-0.10	121.5	4.7	205.0	20.0	1490.0	120.0	121.5	4.7	40.73
PER12-014	332	103.9	0.31	0.0620	0.0051	0.1092	0.0083	0.0126	0.0003	0.0054	0.0004	0.14	80.9	1.7	104.8	7.6	732.0	97.0	80.9	1.7	22.81
PER12-015	541	319	0.59	0.0583	0.0035	0.0924	0.0054	0.0114	0.0002	0.0038	0.0002	0.09	73.0	1.4	90.4	4.8	607.0	70.0	73.0	1.4	19.25
PER12-016	292	127.8	0.44	0.0525	0.0048	0.0889	0.0076	0.0124	0.0003	0.0043	0.0004	0.01	79.5	2.2	86.2	7.1	520.0	120.0	79.5	2.2	7.77
PER12-017	267	327	1.22	0.0627	0.0070	0.0980	0.0120	0.0113	0.0004	0.0039	0.0003	0.40	72.5	2.4	95.0	11.0	750.0	110.0	72.5	2.4	23.68
PER12-018	121.4	49.9	0.41	0.0687	0.0091	0.1230	0.0140	0.0126	0.0006	0.0046	0.0007	0.03	80.6	4.0	117.0	13.0	900.0	150.0	80.6	4.0	31.11
PER12-019	128.9	58.6	0.45	0.0768	0.0090	0.1350	0.0150	0.0126	0.0006	0.0047	0.0005	0.08	80.7	3.7	128.0	14.0	1150.0	120.0	80.7	3.7	36.95
PER12-020	346	229	0.66	0.0539	0.0045	0.0948	0.0078	0.0129	0.0002	0.0045	0.0002	0.05	82.4	1.5	91.6	7.2	495.0	94.0	82.4	1.5	10.04
PER12-021	575	621	1.08	0.0544	0.0034	0.1295	0.0078	0.0169	0.0004	0.0055	0.0002	-0.10	108.1	2.3	123.4	7.0	380.0	66.0	108.1	2.3	12.40
PER12-022	70.4	42	0.60	0.1040	0.0130	0.1920	0.0210	0.0132	0.0008	0.0057	0.0006	0.02	84.7	4.8	176.0	18.0	1790.0	120.0	84.7	4.8	51.88
PER12-023	180.8	110.8	0.61	0.0720	0.0067	0.1310	0.0130	0.0132	0.0004	0.0050	0.0004	0.25	84.3	2.5	124.0	11.0	1070.0	110.0	84.3	2.5	32.02
PER12-024	42	34.3	0.82	0.0860	0.0290	0.1380	0.0450	0.0126	0.0011	0.0051	0.0008	0.08	80.5	7.1	124.0	39.0	1620.0	270.0	80.5	7.1	35.08
PER12-025	681	314	0.46	0.0486	0.0032	0.0844	0.0051	0.0128	0.0003	0.0044	0.0002	0.08	82.3	1.7	82.8	4.6	313.0	69.0	82.3	1.7	0.60
PER12-026	150.1	65.6	0.44	0.0860	0.0110	0.1530	0.0190	0.0132	0.0006	0.0061	0.0008	0.15	84.4	3.9	143.0	17.0	1350.0	170.0	84.4	3.9	40.98
PER12-027	352	222	0.63	0.0563	0.0039	0.0941	0.0057	0.0123	0.0003	0.0039	0.0003	0.11	79.0	1.6	91.1	5.3	510.0	91.0	79.0	1.6	13.28
PER12-028	190	203	1.07	0.0667	0.0070	0.1200	0.0130	0.0131	0.0006	0.0048	0.0004	0.24	83.8	3.7	115.0	12.0	910.0	130.0	83.8	3.7	27.13
PER12-029	373	160	0.43	0.0566	0.0044	0.0986	0.0083	0.0128	0.0003	0.0046	0.0003	0.05	81.8	1.8	95.1	7.7	567.0	82.0	81.8	1.8	13.99
PER12-030	337	217.3	0.64	0.0520	0.0042	0.0924	0.0078	0.0127	0.0003	0.0046	0.0003	0.07	81.3	2.2	89.5	7.3	409.0	93.0	81.3	2.2	9.16
PER12-031	152	115.9	0.76	0.0563	0.0090	0.0990	0.0150	0.0130	0.0005	0.0048	0.0004	0.16	83.4	3.2	95.0	14.0	650.0	140.0	83.4	3.2	12.21
PER12-032	689	485	0.70	0.0505	0.0035	0.0849	0.0056	0.0123	0.0002	0.0041	0.0002	0.04	78.6	1.6	82.6	5.2	363.0	64.0	78.6	1.6	4.84
PER12-033	574	349	0.61	0.0518	0.0045	0.0892	0.0076	0.0128	0.0002	0.0042	0.0002	0.23	81.6	1.5	86.5	7.1	385.0	84.0	81.6	1.5	5.66
PER12-034	549	226	0.41	0.0529	0.0035	0.0908	0.0058	0.0125	0.0003	0.0042	0.0003	0.18	79.8	1.8	88.1	5.4	449.0	60.0	79.8	1.8	9.42
PER12-035	308	67.3	0.22	0.0545	0.0045	0.1840	0.0130	0.0249	0.0008	0.0092	0.0008	0.06	158.6	4.9	171.0	11.0	390.0	79.0	158.6	4.9	7.25
PER12-036	208	143	0.69	0.0690	0.0100	0.1170	0.0160	0.0126	0.0005	0.0041	0.0004	0.44	80.8	3.1	111.0	15.0	840.0	110.0	80.8	3.1	27.21

PER12-037	292	252	0.86	0.0587	0.0048	0.1260	0.0100	0.0158	0.0006	0.0051	0.0004	-0.07	100.9	3.7	122.0	10.0	570.0	110.0	100.9	3.7	17.30
PER12-038	315	207	0.66	0.0539	0.0067	0.0870	0.0100	0.0120	0.0003	0.0044	0.0004	0.05	77.2	2.1	84.7	9.3	650.0	120.0	77.2	2.1	8.85
PER12-039	396	212	0.54	0.0533	0.0045	0.0952	0.0081	0.0127	0.0003	0.0038	0.0003	0.16	81.0	2.0	92.1	7.5	617.0	71.0	81.0	2.0	12.05
PER12-040	151	135	0.89	0.0549	0.0090	0.0970	0.0170	0.0135	0.0004	0.0042	0.0005	0.32	86.1	2.8	97.0	16.0	530.0	140.0	86.1	2.8	11.24
PER12-041	259	212	0.82	0.0502	0.0080	0.0860	0.0130	0.0124	0.0004	0.0044	0.0004	-0.52	79.4	2.3	87.0	13.0	480.0	170.0	79.4	2.3	8.74
PER12-042	101.2	53.5	0.53	0.0610	0.0170	0.1070	0.0290	0.0128	0.0008	0.0050	0.0009	-0.28	81.7	4.9	102.0	26.0	820.0	240.0	81.7	4.9	19.90
PER12-043	408	189	0.46	0.0564	0.0044	0.0961	0.0071	0.0125	0.0003	0.0044	0.0002	0.17	79.9	1.9	92.9	6.6	564.0	63.0	79.9	1.9	13.99
PER12-044	284	221	0.78	0.0529	0.0072	0.0900	0.0120	0.0124	0.0003	0.0042	0.0002	-0.16	79.2	2.0	89.4	9.9	489.0	90.0	79.2	2.0	11.41
PER12-045	295.4	157.8	0.53	0.0529	0.0057	0.0894	0.0089	0.0124	0.0004	0.0042	0.0003	-0.12	79.7	2.3	86.7	8.2	600.0	130.0	79.7	2.3	8.07
PER12-046	619	233	0.38	0.0514	0.0041	0.0831	0.0076	0.0122	0.0003	0.0040	0.0004	0.63	78.2	2.0	80.9	7.2	360.0	100.0	78.2	2.0	3.34
PER12-047	235	237	1.01	0.0545	0.0069	0.0900	0.0100	0.0123	0.0004	0.0038	0.0003	-0.09	79.0	2.5	88.5	9.7	550.0	140.0	79.0	2.5	10.73
PER12-048	140	59.6	0.43	0.0602	0.0074	0.1000	0.0140	0.0126	0.0005	0.0045	0.0005	0.00	80.8	2.9	99.0	12.0	770.0	160.0	80.8	2.9	18.38
PER12-049	182	111	0.61	0.0526	0.0070	0.1010	0.0160	0.0140	0.0006	0.0050	0.0005	0.41	89.4	3.9	97.0	14.0	740.0	100.0	89.4	3.9	7.84
PER12-050	150.5	161.6	1.07	0.0530	0.0071	0.0940	0.0120	0.0126	0.0004	0.0046	0.0003	-0.16	80.9	2.8	94.0	11.0	660.0	130.0	80.9	2.8	13.94
PER12-051	456	365	0.80	0.0576	0.0045	0.1210	0.0100	0.0146	0.0004	0.0055	0.0003	0.05	93.1	2.8	115.4	9.2	600.0	140.0	93.1	2.8	19.32
PER12-052	596	315	0.53	0.0518	0.0026	0.0872	0.0047	0.0122	0.0003	0.0044	0.0002	0.03	77.9	1.6	84.8	4.3	321.0	50.0	77.9	1.6	8.14
PER12-053	316	370	1.17	0.0601	0.0055	0.1021	0.0095	0.0124	0.0004	0.0042	0.0002	0.33	79.4	2.3	98.1	8.6	730.0	100.0	79.4	2.3	19.06
PER12-054	433	393	0.91	0.0529	0.0036	0.0891	0.0061	0.0123	0.0002	0.0040	0.0002	0.26	78.9	1.4	86.4	5.6	455.0	91.0	78.9	1.4	8.68
PER12-055	175	89.7	0.51	0.0790	0.0130	0.1370	0.0200	0.0124	0.0006	0.0046	0.0004	-0.24	79.6	3.6	129.0	18.0	1300.0	180.0	79.6	3.6	38.29
PER12-056	328	206	0.63	0.0531	0.0068	0.0880	0.0110	0.0121	0.0004	0.0036	0.0004	0.09	77.5	2.6	86.0	10.0	500.0	180.0	77.5	2.6	9.88
PER12-057	449	273	0.61	0.0585	0.0081	0.0970	0.0130	0.0128	0.0004	0.0044	0.0007	0.35	81.8	2.8	93.0	12.0	560.0	240.0	81.8	2.8	12.04
PER12-058	239	88	0.37	0.0738	0.0085	0.1220	0.0140	0.0121	0.0004	0.0051	0.0005	-0.03	77.2	2.5	119.0	12.0	1090.0	100.0	77.2	2.5	35.13
PER12-059	186	109.6	0.59	0.0543	0.0098	0.0740	0.0130	0.0100	0.0005	0.0036	0.0004	-0.08	64.4	2.9	72.0	12.0	930.0	190.0	64.4	2.9	10.56
PER12-060	380	179	0.47	0.0516	0.0042	0.0950	0.0072	0.0134	0.0003	0.0045	0.0003	0.02	86.0	1.9	91.8	6.7	396.0	71.0	86.0	1.9	6.32
PER12-061	55.9	42	0.75	0.0640	0.0200	0.1100	0.0360	0.0127	0.0008	0.0051	0.0008	0.20	82.1	4.9	102.0	32.0	1480.0	260.0	82.1	4.9	19.51
PER12-062	229	113	0.49	0.0540	0.0076	0.0960	0.0130	0.0127	0.0005	0.0049	0.0005	-0.05	81.5	3.1	92.0	12.0	650.0	150.0	81.5	3.1	11.41
PER12-063	176	119.7	0.68	0.0819	0.0079	0.1410	0.0130	0.0127	0.0003	0.0048	0.0004	0.17	81.0	2.0	133.0	12.0	1260.0	110.0	81.0	2.0	39.10
PER12-064	324	130.7	0.40	0.0600	0.0066	0.0996	0.0095	0.0124	0.0005	0.0044	0.0003	-0.18	79.5	2.9	96.1	8.8	680.0	140.0	79.5	2.9	17.27
PER12-065	415	400	0.96	0.0557	0.0042	0.0895	0.0068	0.0121	0.0003	0.0039	0.0002	0.07	77.2	1.7	86.9	6.3	421.0	77.0	77.2	1.7	11.16
PER12-066	168	81.7	0.49	0.0511	0.0096	0.0860	0.0160	0.0120	0.0005	0.0045	0.0005	-0.19	76.8	3.0	86.0	15.0	720.0	130.0	76.8	3.0	10.70
PER12-067	109.3	51.9	0.47	0.0702	0.0098	0.1440	0.0200	0.0142	0.0005	0.0056	0.0007	0.14	90.6	3.3	135.0	17.0	980.0	160.0	90.6	3.3	32.89
PER12-068	441	253	0.57	0.0497	0.0041	0.0831	0.0065	0.0124	0.0003	0.0040	0.0003	0.11	79.2	1.9	81.0	6.1	309.0	88.0	79.2	1.9	2.22
PER12-069	118	126	1.07	0.0590	0.0160	0.1010	0.0260	0.0121	0.0006	0.0042	0.0006	0.05	77.4	4.0	96.0	24.0	840.0	240.0	77.4	4.0	19.38
PER12-070	125.9	210	1.67	0.0850	0.0110	0.1360	0.0170	0.0121	0.0005	0.0041	0.0003	0.33	77.5	3.0	128.0	15.0	1250.0	160.0	77.5	3.0	39.45
PER12-071	151.8	72.3	0.48	0.0577	0.0097	0.0990	0.0160	0.0126	0.0005	0.0043	0.0006	-0.23	80.8	3.3	95.0	15.0	900.0	120.0	80.8	3.3	14.95
PER12-072	205	117.7	0.57	0.0547	0.0090	0.0920	0.0150	0.0125	0.0004	0.0039	0.0004	0.16	80.2	2.5	88.0	14.0	630.0	170.0	80.2	2.5	8.86
PER12-073	696	315	0.45	0.0512	0.0038	0.0895	0.0068	0.0127	0.0002	0.0043	0.0002	0.16	81.3	1.6	86.9	6.4	333.0	78.0	81.3	1.6	6.44
PER12-074	62.3	101	1.62	0.1070	0.0220	0.2030	0.0380	0.0135	0.0008	0.0048	0.0006	-0.12	87.5	5.5	184.0	32.0	1990.0	200.0	87.5	5.5	52.45
PER12-075	400	299	0.75	0.0531	0.0049	0.0867	0.0084	0.0120	0.0003	0.0040	0.0003	0.44	76.9	2.1	84.2	7.8	540.0	120.0	76.9	2.1	8.67
PER12-076	529	273	0.52	0.0500	0.0050	0.0883	0.0083	0.0128	0.0004	0.0042	0.0002	-0.29	82.0	2.5	87.0	7.3	520.0	100.0	82.0	2.5	5.75
PER12-077	81.9	40.6	0.50	0.0580	0.0140	0.1070	0.0280	0.0130	0.0008	0.0051	0.0007	0.08	83.2	4.8	105.0	24.0	1030.0	150.0	83.2	4.8	20.76
PER12-078	205.5	123	0.60	0.0605	0.0075	0.1020	0.0120	0.0124	0.0006	0.0040	0.0003	0.06	79.3	3.5	98.0	11.0	740.0	140.0	79.3	3.5	19.08
PER12-079	163	80.8	0.50	0.1330	0.0230	0.2890	0.0520	0.0160	0.0007	0.0113	0.0016	0.16	102.3	4.3	257.0	42.0	2250.0	250.0	102.3	4.3	60.19
PER12-080	589	242	0.41	0.0494	0.0036	0.0826	0.0057	0.0121	0.0002	0.0039	0.0003	-0.21	77.2	1.4	80.4	5.4	449.0	67.0	77.2	1.4	3.98
PER12-081	68.9	37.1	0.54	0.0850	0.0036	2.7000	0.1100	0.2287	0.0034	0.0692	0.0033	-0.19	1327.0	18.0	1327	29.0	1340.0	49.0	1340.0	49.0	0.00

PER12-082	82.5	30.8	0.37	0.0790	0.0120	0.1560	0.0240	0.0141	0.0006	0.0070	0.0009	0.30	90.1	3.9	144.0	21.0	1390.0	130.0	90.1	3.9	37.43
PER12-083	75.8	29.7	0.39	0.0630	0.0120	0.1020	0.0190	0.0126	0.0009	0.0051	0.0012	0.09	80.5	5.5	98.0	17.0	930.0	220.0	80.5	5.5	17.86
PER12-084	596	292	0.49	0.0519	0.0039	0.0846	0.0061	0.0121	0.0003	0.0041	0.0002	0.02	77.4	1.7	82.3	5.7	404.0	85.0	77.4	1.7	5.95
PER12-085	432	195.1	0.45	0.0591	0.0038	0.1270	0.0073	0.0158	0.0003	0.0056	0.0004	0.14	100.9	2.0	121.1	6.6	520.0	67.0	100.9	2.0	16.68
PER12-086	206	329	1.60	0.0638	0.0063	0.1100	0.0100	0.0126	0.0004	0.0044	0.0003	0.14	80.6	2.6	105.3	9.3	765.0	89.0	80.6	2.6	23.46
PER12-087	716	415	0.58	0.0486	0.0038	0.0834	0.0053	0.0124	0.0002	0.0043	0.0002	-0.23	79.7	1.5	81.2	4.9	349.0	85.0	79.7	1.5	1.85
PER12-088	1202	444	0.37	0.0492	0.0027	0.0859	0.0044	0.0127	0.0002	0.0043	0.0002	-0.13	81.1	1.1	83.6	4.1	247.0	59.0	81.1	1.1	2.99
PER12-089	147	180	1.22	0.0510	0.0120	0.0910	0.0230	0.0120	0.0004	0.0045	0.0004	0.09	76.6	2.8	86.0	21.0	630.0	180.0	76.6	2.8	10.93
PER12-090	275	434	1.58	0.0577	0.0066	0.0990	0.0120	0.0127	0.0003	0.0040	0.0002	0.10	81.1	2.1	99.0	12.0	680.0	130.0	81.1	2.1	18.08
PER12-091	141.5	75.2	0.53	0.0768	0.0074	0.1360	0.0120	0.0128	0.0004	0.0046	0.0004	0.10	81.8	2.7	128.0	11.0	1124.0	99.0	81.8	2.7	36.09
PER12-092	186.9	117.7	0.63	0.0613	0.0077	0.1030	0.0110	0.0126	0.0005	0.0043	0.0003	-0.01	80.8	3.0	101.0	11.0	860.0	160.0	80.8	3.0	20.00
PER12-093	89.5	37.5	0.42	0.0720	0.0120	0.1180	0.0190	0.0127	0.0006	0.0045	0.0007	-0.01	81.4	3.6	111.0	17.0	1180.0	170.0	81.4	3.6	26.67
PER12-094	216	286	1.32	0.0663	0.0061	0.1170	0.0120	0.0129	0.0004	0.0041	0.0002	0.17	82.7	2.7	112.0	11.0	760.0	100.0	82.7	2.7	26.16
PER12-095	76.9	79	1.03	0.0900	0.0150	0.1720	0.0270	0.0136	0.0006	0.0055	0.0006	0.05	87.2	4.0	173.0	22.0	1570.0	150.0	87.2	4.0	49.60
PER12-096	161.1	94.5	0.59	0.0646	0.0072	0.1200	0.0140	0.0127	0.0005	0.0043	0.0003	0.23	81.3	3.1	114.0	12.0	880.0	100.0	81.3	3.1	28.68
PER12-097	53.4	25.3	0.47	0.0870	0.0190	0.1540	0.0300	0.0134	0.0009	0.0059	0.0010	0.03	85.8	5.7	142.0	27.0	1530.0	200.0	85.8	5.7	39.58
PER12-098	234	124.5	0.53	0.0548	0.0084	0.0920	0.0130	0.0124	0.0004	0.0044	0.0004	-0.20	79.5	2.6	89.0	12.0	730.0	140.0	79.5	2.6	10.67
PER12-099	174	139.4	0.80	0.0715	0.0078	0.1260	0.0140	0.0127	0.0005	0.0048	0.0003	0.09	81.4	2.9	119.0	13.0	1070.0	130.0	81.4	2.9	31.60
PER12-100	142.7	68.5	0.48	0.0670	0.0140	0.1100	0.0200	0.0123	0.0005	0.0049	0.0006	-0.29	78.7	3.3	105.0	18.0	970.0	170.0	78.7	3.3	25.05
PER12-101	205	133.8	0.65	0.0484	0.0075	0.0820	0.0120	0.0125	0.0004	0.0045	0.0003	-0.20	80.3	2.6	79.0	11.0	550.0	140.0	80.3	2.6	-1.65
PER12-102	192	119.4	0.62	0.0631	0.0072	0.1020	0.0110	0.0118	0.0005	0.0042	0.0004	0.13	75.8	3.0	98.0	10.0	700.0	120.0	75.8	3.0	22.65
PER12-103	310	223	0.72	0.0516	0.0056	0.0884	0.0092	0.0127	0.0002	0.0042	0.0002	-0.03	81.2	1.6	87.3	8.9	440.0	95.0	81.2	1.6	6.99
PER12-104	367	314	0.86	0.0513	0.0045	0.0890	0.0076	0.0128	0.0003	0.0042	0.0002	0.27	81.9	2.1	86.3	7.1	402.0	78.0	81.9	2.1	5.10
PER12-105	344	208	0.60	0.0781	0.0053	0.1499	0.0095	0.0141	0.0003	0.0065	0.0004	-0.02	90.5	1.7	141.2	8.4	1159.0	92.0	90.5	1.7	35.91
PER12-106	86.4	70.1	0.81	0.0770	0.0120	0.1420	0.0220	0.0131	0.0006	0.0048	0.0005	0.04	83.6	4.1	136.0	20.0	1250.0	120.0	83.6	4.1	38.53
PER12-107	132.6	46.6	0.35	0.0542	0.0096	0.0990	0.0170	0.0132	0.0006	0.0046	0.0006	0.02	84.5	3.7	94.0	16.0	760.0	140.0	84.5	3.7	10.11
PER12-108	154	79.7	0.52	0.0640	0.0120	0.1060	0.0170	0.0126	0.0006	0.0048	0.0006	-0.19	80.4	3.8	104.0	15.0	900.0	200.0	80.4	3.8	22.69
PER12-109	17.5	14.3	0.82	0.1750	0.0540	0.3640	0.0920	0.0146	0.0015	0.0062	0.0013	-0.16	93.2	9.4	310.0	68.0	2970.0	330.0	2970.0	###	69.94
PER12-110	157.4	205	1.30	0.0640	0.0130	0.1020	0.0200	0.0125	0.0005	0.0046	0.0004	0.07	79.9	2.9	97.0	18.0	790.0	210.0	79.9	2.9	17.63
PER12-111	631	320	0.51	0.0529	0.0038	0.0865	0.0066	0.0123	0.0003	0.0042	0.0004	-0.02	78.5	1.7	85.6	5.6	359.0	75.0	78.5	1.7	8.29
PER12-112	151	60.5	0.40	0.0565	0.0080	0.1420	0.0190	0.0182	0.0007	0.0063	0.0007	-0.16	116.5	4.3	134.0	16.0	650.0	140.0	116.5	4.3	13.06
PER12-113	897	417	0.46	0.0477	0.0023	0.0836	0.0041	0.0124	0.0002	0.0042	0.0002	0.09	79.7	1.2	81.5	3.8	275.0	56.0	79.7	1.2	2.21
PER12-114	128	75.1	0.59	0.0930	0.0150	0.1650	0.0240	0.0141	0.0007	0.0064	0.0008	0.03	90.1	4.6	152.0	21.0	1440.0	210.0	90.1	4.6	40.72
PER12-115	223	139	0.62	0.0637	0.0072	0.1140	0.0130	0.0125	0.0005	0.0049	0.0004	0.06	80.0	2.9	109.0	12.0	840.0	110.0	80.0	2.9	26.61
PER12-116	68.3	36	0.53	0.0960	0.0150	0.1700	0.0260	0.0127	0.0005	0.0062	0.0007	-0.08	81.4	3.4	156.0	22.0	1550.0	180.0	81.4	3.4	47.82
PER12-117	161.9	164.4	1.02	0.0580	0.0086	0.1070	0.0140	0.0134	0.0004	0.0046	0.0003	-0.14	85.5	2.5	102.0	13.0	720.0	100.0	85.5	2.5	16.18
PER12-118	220	173	0.79	0.0527	0.0064	0.0950	0.0110	0.0132	0.0004	0.0041	0.0003	0.26	84.8	2.8	91.0	10.0	680.0	130.0	84.8	2.8	6.81
PER12-119	129.5	215	1.66	0.0608	0.0086	0.0950	0.0120	0.0125	0.0007	0.0040	0.0004	0.14	80.3	4.1	92.0	11.0	620.0	140.0	80.3	4.1	12.72
PER12-120	271	146	0.54	0.0474	0.0048	0.0902	0.0081	0.0136	0.0003	0.0043	0.0003	-0.19	86.9	2.2	87.4	7.5	308.0	94.0	86.9	2.2	0.57
PER12-121	100.1	71.9	0.72	0.0600	0.0110	0.1010	0.0180	0.0127	0.0006	0.0042	0.0005	-0.19	81.2	3.8	99.0	17.0	840.0	140.0	81.2	3.8	17.98
PER12-122	1227	664	0.54	0.0503	0.0023	0.0886	0.0037	0.0130	0.0002	0.0045	0.0002	0.02	83.1	1.0	86.1	3.5	258.0	49.0	83.1	1.0	3.48
PER12-123	326	306	0.94	0.0557	0.0049	0.0975	0.0081	0.0126	0.0003	0.0042	0.0002	0.10	81.0	2.1	94.0	7.5	579.0	65.0	81.0	2.1	13.83
PER12-124	205.6	140.1	0.68	0.0522	0.0088	0.0900	0.0130	0.0133	0.0004	0.0048	0.0004	-0.29	85.2	2.7	87.0	12.0	470.0	120.0	85.2	2.7	2.07
PER12-125	257.1	198	0.77	0.0574	0.0058	0.0990	0.0100	0.0128	0.0004	0.0046	0.0003	0.01	82.1	2.3	95.2	9.2	640.0	110.0	82.1	2.3	13.76
PER12-126	170.6	94.5	0.55	0.0682	0.0099	0.1230	0.0170	0.0129	0.0005	0.0050	0.0005	-0.16	82.8	3.2	117.0	16.0	1010.0	170.0	82.8	3.2	29.23

Tabla 23. Datos analíticos de U/Pb por LA-ICP-MS de los circones de la andesita PER33, los datos que se encuentran tachados no fueron incluidos en la estadística.

				CORRECTED RATIOS ²								CORRECTED AGES (Ma)									
Numero de Análisis	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
PER33-1	458	241	0.53	0.0525	0.00	0.1350	0.01	0.0188	0.0005	0.049	0.006060	0.00035	120	3.1	127.9	9.3	380	57	120.0	3.1	6
PER33-2	579	219	0.38	0.0498	0.00	0.1173	0.01	0.0173	0.0004	0.042	0.006000	0.00044	110.2	2.5	112.4	8.4	368	77	110.2	2.5	2
PER33-3	501	438	0.87	0.0495	0.00	0.1292	0.01	0.0189	0.0004	0.058	0.006090	0.00022	120.5	2.6	123.2	6.4	305	58	120.5	2.6	2
PER33-4	781	607	0.78	0.0494	0.00	0.1243	0.01	0.0185	0.0004	0.047	0.005690	0.00020	117.9	2.2	118.7	6.7	258	60	117.9	2.2	1
PER33-5	178	79	0.44	0.0658	0.01	0.1730	0.02	0.0193	0.0005	0.033	0.007940	0.00065	122.9	3.3	161.0	14	780	130	122.9	3.3	24
PER33-6	860	874	1.02	0.0483	0.00	0.1280	0.01	0.0194	0.0004	0.070	0.006360	0.00020	123.7	2.5	122.2	5.1	221	56	123.7	2.5	-1
PER33-7	285	151	0.53	0.0588	0.00	0.1540	0.01	0.0189	0.0005	0.048	0.005940	0.00038	120.9	3	145.3	9.3	577	80	120.9	3.0	17
PER33-8	461	418	0.91	0.0491	0.00	0.1281	0.01	0.0186	0.0004	0.041	0.005870	0.00023	118.8	2.4	122.0	8.4	325	83	118.8	2.4	3
PER33-9	671	6500	9.69	0.049	0.00	0.1266	0.01	0.0187	0.0004	0.045	0.005190	0.00016	119.2	2.4	120.7	7.5	329	61	119.2	2.4	1
PER33-10	1600	519	0.32	0.0487	0.00	0.1243	0.01	0.0186	0.0003	0.050	0.005990	0.00025	118.8	1.7	119.6	4.9	237	51	118.8	1.7	1
PER33-11	558	202	0.36	0.0518	0.00	0.1293	0.01	0.0182	0.0003	0.041	0.006160	0.00039	116.3	2.2	123.2	7.3	351	65	116.3	2.2	6
PER33-12	764	318	0.42	0.051	0.00	0.1313	0.01	0.0189	0.0004	0.056	0.006150	0.00027	120.6	2.3	125.1	5.8	279	67	120.6	2.3	4
PER33-13	339	176	0.52	0.054	0.01	0.1320	0.01	0.0184	0.0005	0.043	0.006490	0.00055	117.6	3.3	126.0	11	400	130	117.6	3.3	7
PER33-14	420	225	0.54	0.053	0.00	0.1410	0.01	0.0191	0.0004	0.032	0.006070	0.00047	121.8	2.4	134.0	11	452	92	121.8	2.4	9
PER33-15	99	50	0.50	0.072	0.01	0.1940	0.03	0.0196	0.0007	0.023	0.008460	0.00087	124.8	4.1	178.0	23	990	130	124.8	4.1	30
PER33-16	741	678	0.91	0.0495	0.00	0.1233	0.01	0.0178	0.0004	0.057	0.005620	0.00025	113.8	2.5	118.0	6.3	196	59	113.8	2.5	4
PER33-17	573	219	0.38	0.0515	0.00	0.1200	0.01	0.0172	0.0005	0.044	0.005640	0.00034	110.1	3	115.0	10	310	110	110.1	3.0	4
PER33-18	368	123	0.33	0.0551	0.01	0.1330	0.02	0.0178	0.0006	0.037	0.006530	0.00058	113.6	3.6	126.0	14	330	100	113.6	3.6	10
PER33-19	156	87	0.56	0.0607	0.01	0.1570	0.01	0.0185	0.0006	0.050	0.006690	0.00047	118.1	3.8	148.0	10	652	94	118.1	3.8	20
PER33-20	112	92	0.82	0.0645	0.00	0.1480	0.06	0.12	0.0022	0.037	0.038000	0.00150	730	13	724.0	30	717	69	730.0	13.0	-1
PER33-21	987	770	0.78	0.0495	0.00	0.1286	0.01	0.0190	0.0003	0.054	0.006130	0.00020	121	2	122.7	5.3	231	75	121.0	2.0	1
PER33-22	243	135	0.55	0.0505	0.01	0.1310	0.02	0.0189	0.0006	0.032	0.006020	0.00037	120.9	3.6	124.0	16	500	120	120.9	3.6	3
PER33-23	715	477	0.67	0.0487	0.00	0.1301	0.01	0.0191	0.0003	0.041	0.006150	0.00023	121.7	1.9	124.8	6.8	239	46	121.7	1.9	2
PER33-24	283	154	0.54	0.0514	0.00	0.1280	0.01	0.0181	0.0005	0.047	0.005860	0.00036	115.7	3.3	122.0	10	520	110	115.7	3.3	5
PER33-25	481	233	0.48	0.0494	0.00	0.1301	0.01	0.0191	0.0004	0.049	0.006550	0.00033	122.2	2.8	124.0	8	308	87	122.2	2.8	1
PER33-26	200	117	0.59	0.058	0.01	0.1480	0.04	0.0201	0.0013	0.036	0.007330	0.00099	128.5	8	147.0	35	790	240	128.5	8.0	13
PER33-27	609	386	0.63	0.0691	0.00	0.1720	0.01	0.0184	0.0004	0.036	0.007010	0.00031	117.3	2.3	160.8	8.9	910	74	117.3	2.3	27
PER33-28	287	200	0.70	0.0633	0.01	0.1640	0.02	0.0192	0.0005	0.034	0.006880	0.00039	122.3	3.3	156.0	12	810	110	122.3	3.3	22
PER33-29	637	391	0.61	0.0517	0.00	0.1274	0.01	0.0179	0.0004	0.049	0.005920	0.00026	114.3	2.7	121.6	7.8	394	68	114.3	2.7	6
PER33-30	728	498	0.68	0.0483	0.00	0.1295	0.01	0.0192	0.0003	0.040	0.006030	0.00028	122.4	2.1	123.3	7.5	268	63	122.4	2.1	1
PER33-31	488	375	0.77	0.0518	0.00	0.1302	0.01	0.0185	0.0004	0.039	0.006140	0.00031	118.1	2.4	124.0	8.9	339	68	118.1	2.4	5
PER33-32	658	411	0.62	0.0493	0.00	0.1223	0.01	0.0176	0.0004	0.039	0.006220	0.00036	112.1	2.4	117.0	8.5	226	78	112.1	2.4	4
PER33-33	221	92	0.42	0.0517	0.01	0.0920	0.02	0.0129	0.0004	0.028	0.004500	0.00051	82.7	2.8	88.0	15	690	190	82.7	2.8	6
PER33-34	510	448	0.88	0.0518	0.00	0.1321	0.01	0.0187	0.0005	0.057	0.005610	0.00024	119.2	2.9	125.8	7.3	255	65	119.2	2.9	5
PER33-35	550	412	0.75	0.0496	0.00	0.1281	0.01	0.0187	0.0003	0.040	0.005850	0.00023	119.3	2.1	122.1	7.5	318	67	119.3	2.1	2
PER33-36	656	407	0.62	0.048	0.00	0.1247	0.01	0.0188	0.0004	0.054	0.005990	0.00023	120.1	2.5	119.1	6.5	217	58	120.1	2.5	-1