

GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO ISLA DE PASCUA-RAPA NUI, CHILE. V REGION - VALPARAISO

O. González – Ferrán (*)(**); R.Mazzuoli(**) ; A. Lahsen(***)

(*)Centro De Estudios Volcanologicos, Santiago - Chile

(*)(***)Universidad de Chile

Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.

Facultad de Arquitectura y Urbanismo

(**)Universidad de Pisa – Italia, Departamento de Ciencias de la Tierra

ISLA DE PASCUA (27°09'S / 109°26'W; 166 Km² ; 511 m.s.n.m.; 3700 Km. de Chile Sudamericano.). Edificada enteramente sobre la Placa Oceánica de Nazca y constituida exclusivamente por rocas volcánicas tholeíticas-alcalinolavínicas, presenta una secuencia evolutiva submarina y otra subaérea, cuya síntesis es como sigue:

FASE SUBMARINA

Investigaciones geológicas-geofísicas y cartográficas tanto submarinas como terrestres, demuestran que Rapa Nui, es la cúspide de una cadena volcánica, generada por los procesos geodinámicos de la interacción del Rift de la Dorsal Mesoceánica del Pacífico con los Puntos Calientes de Pascua, alimentados por la Pluma Mantélica en esta región de la Tierra. Dicho marco tectónico ha dado origen, entre otras, a la Microplaca de Pascua, entrampada entre las Placa de Nazca y la Placa Pacífica, que junto con el proceso expansivo-acrecionario del Rift de la dorsal, la microplaca de Pascua presenta a su vez una rotación en sentido horario, en esta región del Pacífico suroriental. Los procesos magmáticos generados por la interacción de la rápida expansión del piso oceánico con la emisión de lavas del Punto Caliente, han generado cadenas volcánicas submarinas con longitudes que varían entre 200 y 400 Km., cadenas separadas en échelon por unos 35 Km., estructurando cordilleras volcánicas submarinas, asentadas tanto, sobre la Placa de Nazca como sobre la Placa Pacífica, divergentes, a la latitud de los 27° S. Las cadenas volcánicas edificadas en la Placa de Nazca, presentan un ancho menor que 80 Km, con un eje longitudinal de rumbo N 110° E, escalonadas, con 5 ° a 15° oblicuas respecto al movimiento relativo de la Placa de Nazca, cuyo rumbo es del orden de N 85° E y una velocidad variable entre 10 y 15 cm /año. El magmatismo del Punto Caliente, se caracteriza por la alta tasa de emisión de lava que genera enormes volúmenes en períodos muy cortos, estructurando edificios que oscilan entre 1 y 3 Km de altura., enlazados por una alfombra de conos volcánicos submarinos coalescentes, con alturas menores que 500 m.

La Cadena Volcánica Rapa-Nui, que alcanza una longitud cercana a los 400 Km. se ha edificado totalmente sobre la Placa Oceánica de Nazca, a unos 3000 metros de profundidad sobre la corteza oceánica, la cual tiene una edad de 0 a 5 millones de años en el segmento de este estudio. La Cadena esta integrada de Oeste a Este por los macizos volcánicos submarinos AHU, PUKAO, MOAI, RAPA-NUI y KIO. De ellos solo Pascua sobrepasa el nivel oceánico, constituyendo una Isla Volcánica. Su superficie de 166 Km², representa solo el 4.7% de su superficie basal oceánica; y su volumen el 0.48% del volumen total de las lavas eyectadas, que estructuraron el edificio volcánico submarino de la Isla. Dicho edificio es el resultado de la coalescencia y amalgamiento de al menos diez centros eruptivos controlado por fracturas semi paralelas de rumbo N 52° E., con una longitud aproximada de 75 Km. Ellos han sido identificados como Ariki; Hurumano; Apolo; Tangata; Motus; Rano Kau: Poike; Tahai; Terevaka y Hanga Oteo. De los cuales los principales son el Poike, Rano Kau y Terevaka que estructuran el escudo volcánico que aflora como una isla de morfología triangular, de fuerte pendiente y escarpes causados por deslizamientos de laderas, característico de la actividad eruptiva submarina, acompañada de numerosas efusiones parásitas y desarrollo de pequeños rift, lavas tubo, pillow, avalanchas de detritos, etc., hasta alcanzar la superficie del océano hace tres millones de años atrás.

FASE AEREA:

La investigación geológica de los depósitos volcánicos, generados por las erupciones subaéreas han permitido cartografiar 29 unidades volcánicas, que por el control tectónico, características petrográficas, relaciones estratigráficas, estructurales, morfológicas y edades radiométricas, se han agrupado en 7 grandes ciclos eruptivos, que se representan en el presente mapa geológico-volcánico y cuya síntesis evolutiva se reseña como sigue:

Grupo Poike. Es el conjunto eruptivo más oriental y antiguo de la Isla, sus lavas basales tienen edades radiométricas de 3.0 y 2.64 ± 0.28 millones de años, y representan la primera surgencia volcánica de la isla sobre las aguas oceánicas. Numerosas erupciones que generaron mas de 60 flujos de lavas de basaltos olivínicos y hawaitas que alternan con niveles de piroclástos, culminan estructurando la parte superior del escudo volcánico, con edades que varían entre 0.89 ± 0.19 m.a. y 0.75 ± 0.15 m.a. K / Ar . En el cráter central Puakatiki, se registra una última erupción de un grueso flujo de lavas basálticas olivínicas muy porfíricas, que tendrían una edad de 0.61 ± 0.32 m.a. K / Ar. El conjunto es afectado por un fase intrusiva traquítica, con la eyección de tres lavas domos (M. Parehe ; M. Tea Tea; M.Vai a Heva). Se considera a los volcanes **Ranoraku** y **Toa Toa**, como centros parásitos del Poike, cuyos depósitos conforman un cono con amplio cráter, compuestos principalmente por brechas hialoclásticas palagonitizadas que representan actividad eruptiva en aguas someras tipo surtseyan, a unos 5 Km. al suroeste del cráter central.

Grupo Rano Kau. A 21 Km. al suroeste del Poike, emerge el cráter caldérico del Rano Kau, sobre la superficie del océano, unos 500 mil años mas tarde, como lo demuestran edades de 2.56 ± 0.02 m.a. K/Ar. En el acantilado sur de más de 300 metros de altura, se reconocen al menos 50 niveles de flujos de lavas con diversas estructuras y efímeras intercalaciones de piroclastos, cuya composición es toleítica olivínica, basaltos alcalinos, hawaitas, mugaritas y en su parte superior culmina con lavas domos benmoritas. En su fase tardía se produce una actividad eruptiva riolítica, controlada por una fractura de rumbo N 50° E, que estruye la lava domo del **M. Orito**; los Motus y el domo **Te Manavai**, este último por efectos de una explosión freatomagmática genera una depresión cratérica y abundante depósitos brechosos sobre la ladera norte del Rano Kau. Estas riolitas son ricas en lentes de obsidias esferulíticas. Ella se correlaciona con las lavas domos e intrusivos riolíticos de los Motus y los afloramientos de Rikiriki. Dataciones radiométricas, dan edades de 0.18 ± 0.03 y 0.23 ± 0.04 m.a. K / Ar, para esta erupción riolítica.

Grupo Terevaka. Emerge equidistante a 13 Km. tanto del Rano Kau como del Poike. La estructura central de este complejo al nor-noroeste de la isla, esta constituida por efusivos que se traslapan coalecentemente con dichos volcanes, hasta alcanzar una altura cercana a los 500 m, creando un cono muy simétrico de unos 10 Km. de radio basal sobre la superficie oceánica, dejando estrechos de aguas someras entre los centros volcánicos señalados. Las lavas son toleítas olivínicas, basaltos y hawaitas, con una edad en la base de 1.89 ± 0.11 m .a. y de 0.30 m a. K / Ar , en niveles superiores en el acantilado del extremo noroeste.

Acitividad eruptiva fisural tipo Rift

Tras un período de actividad tectónica importante que generó un fracturamiento de rumbo tanto E-W como N 70° W se reactivó la actividad eruptiva en el Terevaka, a través de una fractura tipo rift de rumbo N 16° E, y unos 5 Km. de longitud, derramando una carpeta de flujos de lavas túmulus tanto al oriente como al poniente, y dejando más de una veintena de conos de piroclastos y spatter a lo largo del rift, con su máxima elevación en el Maunga Kuma, con una composición principalmente de basaltos olivínicos y hawaitas, cuyas edades serían probablemente menores que 0.19 ± 0.12 m. a. K / Ar.

Grupo Tangaroa. En la vertiente sur del Terevaka, desde las proximidades del M. Kuma a 500 m. hasta el poniente del Orito en la ladera norte del Rano Kau se extiende por casi 10 Km. el rift con rumbo N 16° E a N 30° E ,dando paso al menos a **siete subciclos eruptivos**: Tangaroa-Puna Pau; Tararaina; O'Tuu; Vakakipu; Omo Hanga; Koe Koe; y Te Kauhanga o Varu, generando flujos de lavas túmulus, tuneles ,cordadas, pahoehoe, "aa", y 66 depresiones cratéricas, spatters, conos cinericios, piroclastos, aglomerados de lapillis, bombas, escorias aglutinadas parcialmente soldadas y fuertemente hematizadas. Principalmente de composición hawaitas y en menor proporción basaltos olivínicos y mugaritas .

Erupción submarina y actividad tectónica: Probablemente controlado por la extensión del Rift N 16°E, en la vertiente norte del Terevaka, que penetró en la estructura submarina y a unos 2 Km. de la costa y 100 m. de profundidad se produjo una violenta erupción submarina (Volcán Hanga Oteo), generando una importante columna de tefra, cuya pluma se habría dirigido hacia el este-sureste, descargando su lluvia de tefra sobre la costa norte y el volcán Poike. Esta fase eruptiva probablemente contemporánea con el ciclo del Tangaroa, en su proceso de deflación, causaron una subsidencia de la vertiente nororiental del volcán Terevaka, dando paso a un fracturamiento en arco que formó un amplio anfiteatro, gatillando además, una serie de fuertes deslizamientos de laderas como el de Hanga Oteo en la costa norte y el de Vaitea hacia la costa sureste.

Grupo Rano Aroi . Ciclo eruptivo post subsidencia Terevaka, controlado por fracturas asociadas a dicha subsidencia, en la cual se reconoce un tramo del Rift con N18° E y 3 Km. de longitud y N 64° E con 9 Km. y otras fracturas paralelas hacia el norte. Con una actividad que presenta al menos **ocho subciclos eruptivos:** Rano Aroi; M. Pui; M. Anamarama; M. Kororau; M. O’Koro; M. O’Pipi; M. Puko Puhi-Puhi y Tongariki, eyectando flujos de lavas túmulus, tuneles, flujos con fuerte diaclasamiento columnar, lavas cordadas, pahoehoe, “aa”, etc. y 57 cráteres y conos cinericios, piroclástos, spatters, aglutinados de lapilli. Todos ellos con rasgos morfológico muy frescos que indican una edad muy reciente. Estos flujos de lavas han escurrido hacia el Este, envolviendo la base de los volcanes Ranoraraku y Toa-Tao, además de unir definitivamente el Terevaka con el Poike, desplazando la costa del acantilado del Ranoraraku por mas de 1.5 Km. hasta Hanga Takaure y Hotu Iti. Tienen una composición principalmente toleítica de olivina muy porfirica, basaltos olivínicos, hawaitas y mugaritas tanto afiricas como porfíricas.

Grupo Hiva-Hiva. Representan las erupciones más recientes. El conjunto Anakena-Ovahe en la costa norte y el de Hiva-Hiva en la costa occidental, este último presenta flujos de lava muy reciente probablemente menor que 2000 años, con desarrollo de túmulus y lavas tuneles, niveles con moldes de cocoteros(?).

La isla presenta rasgos morfológico de abruptos acantilados, particularmente en los volcanes Poike, Rano Kau y el sector noroeste del Terevaka, que son un reflejo de la fuerte pendiente de las paredes submarinas, que han sido afectadas por múltiples deslizamientos durante su evolución, por efecto de los procesos tanto tectónicos como magmáticos.

No se han registrado erupciones históricas, solo actividad sísmica, la que ha alcanzado magnitudes de 6.3 (Richter) en julio de 1987. La isla aún se encuentra dentro de la zona termal de la pluma mantélica del Punto Caliente y a 350 Km. del Rift oriental de la dorsal oceánica. Además ha sido afectada en numerosas ocasiones por Tsunamis. Mayor información geológica-volcánica y geofísica, se encuentra en el libro “ ISLA DE PASCUA: Un afloramiento de las entrañas de la Tierra”, Santiago,2004.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Araya-Vergara J. F., (2003)** - Perfiles acústicos a través de las vertientes submarinas del volcán intraplaca Isla de Pascua. *Cienc.Tecnol. Mar.* 26. 5-18.
- Baker P.E., Buckley F., Holland J. G. (1974)** - Petrology and geochemistry of Easter Island. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 44. 85-100
- Bandy M.C. (1937)** - Geology and petrology of Easter Island. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 48. 1589-1610.
- Bonatti E., Harrison C.G.A., Fisher D.E., Honorez J., Schilling J-G., Stipp J J., Zentilli M. (1977)** - Easter volcanic chain (southeast Pacific): a mantle hot line. *J.Geophys. Res.*, 82. 2457 - 2478.
- Boven A., De Dapper M., De Paepe P., Langohr R., Pasteles P. (1997)** - Evolution of the southwestern edge of the Poike volcano. Easter Island. *Rapa Nui J.*, 11. 75-81
- Chubb I.J. (1933)** - Geology of Galápagos, Cocos and Easter Island. *Bernice P. Bishop Mus. Bull.* 110. 3-67.
- Clark J.G., Dymond J. (1977)** - Geochronology and petrochemistry of Easter and Salas y Gomez islands: implications for the origin of the Salas y Gomez ridge. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2. 29-48.
- De Paepe P. Vergauwen I. (1997)** - New petrological and geochemical data on Easter Island. *Rapa Nui J.*, 11. 85-93.
- Englert S., (1948)** - La Tierra de Hotu Matua. Imp. Ed. San Francisco. Padre las Casas, Chile., 1-533.
- González-Ferrán O., Carmona R., Katsui Y. (1968)** - Mapa geológico de Isla de Pascua. 1: 25 000. *Inst. Geogr. Milit., Santiago de Chile.*
- González-Ferrán O., Baker P., (1974)** - Isla de Pascua. Easter Island guide book. Excursion D2. *International Symposium on Volcanology. IAVCEI, Santiago Chile. I.G.M., 1-32.*
- González-Ferrán O., Cordani U.G., Halpewern M. (1976)** - Potassium-argon ages and Sr87 / Sr86 ratios of volcanic rocks from Easter Island. *IAVCEI. Spec. Ser., Proc. Symp. Andean and Antarctic volcanology problems. (Santiago, Chile, 1974), Roma. Italy., 715-724.*
- González-Ferrán O., (1987)** - Evolución geológica de las Islas chilenas en el océano Pacífico. In *Castilla J.C., ed. Islas Oceánicas chilenas. Edc. Univ. Católica de Chile., 37-54.*
- González-Ferrán O., (1995)** - Volcanes de Chile., Cap.VI Volcanes oceánicos de Chile., *Inst. Geogr. Mil. , Santiago, Chile., 553-583.*
- González-Ferrán O. (2003).** Investigación de la evolución geológica volcánica de Isla de Pascua. Proyecto conservación del patrimonio arqueológico de Pascua. UNESCO-Japón. Centro de estudios volcanológicos, Santiago Chile (inédito). 1-39
- Haase K.M., (2002)** - Geochemical constraints on magma sources and mixing processes in Easter Microplate MORB (SE Pacific): a case study of plume-ridge interaction. *Chem. Geol.*, 182. 335-355.
- Haase K.M., Devey C.W., (1996)** - Geochemistry of lavas from the Ahu and Tupa volcanic fields, Easter Hotspot, southeast Pacific: Implications for intraplate magma genesis near a spreading axis. *Earth and Planet. Scie.Lett.* 129-143.

- Haase K.M., Stoffers P., Garbe-Schomber C.D.,** (1997) - The petrogenetic evolution of lavas from Easter Island and neighbouring seamounts, near ridge hotspot volcanoes in the SE Pacific. *J. Petrol.* 38. 785-813.
- Hagen R.A., Baker N.A., Naar D.F., Hey R.N.,** (1990) - A SeaMARC II survey of recent submarine volcanism near Easter Island. *Marine Geophys. Res.*, 12. 297-315.
- Hanan B.B., Schilling J-G.,** (1989) - Easter Microplate evolution: Pb Isotope evidence. *J. Geophys. Res.* 94. 7432-7448.
- Hekinian R., Cheminee J-L., Dubois J., Stoffers P., Scott S., Guivel C., Garbe-Schonberg D., Devey C., Burdon B., Lackschewitz K., McMurtry G., Le Drezen E.,** (2003) - The Pitcairn hotspot in the south Pacific: distribution and composition of submarine volcanic sequences. *J. Volc. Geoth. Res.* 121.219-245.
- Heyerdahl T., Ferdon E.N., Mulloy W., Skjolsvold A., Smith C.S.,** (1961) - Reports of the Norwegian archeological expedition to Easter Island and the East Pacific. Vol I. *Archaeology of Easter Island Monograph School Amer. Res. Mus. New Mexico.*, 24 1-559
- Maia M., Dehghani G.A., Diament M., Francheteau J., Stoffers P.,** (1994) - Gravity study of the Pitcairn - Easter hotline. *Geophys. Res. Lett.* 21. 25-27.
- Marchetti R.; González-Ferrán O.; Dominichetti L.; Edwards E.;** (1993) Influencia de las estructuras volcánicas en la arquitectura RapaNui y su comportamiento estructural v/s peligros naturales. Univ de Chile. Fondecyt 1109-92 Santiago Chile; Pag 1 - 105
- Miki M., Inokuchi H., Matsuda J-I., Yamaguchi S., Isezaki N., Yaskawa K.,** (1988) - Preliminary study of geomagnetic paleosecular variation and K-Ar ages in Easter Island, the southwest Pacific. *Rock Magnetism Paleogeophys.* 15. 25-27.
- Naar D.F., Hey R.N.,** (1991) - Tectonic evolution of the Easter Microplate. *J. Geophys. Res.* 96. 7961-7993.
- O'Connor J.M., Stoffers P., McWilliams M.O.** (1995) - Time-space mapping of Easter Chain Volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 136. 197-212.
- Pilger R.H., Handschumacher D.W.** (1981) - The fixed-hotspot hypothesis and origin of the Easter- Salas y Gomez - Nazca trace. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 92. 437-446.
- Rappaport Y., Naar D.F., Barton C.C. Liu Z.J., Hey R.N.,** (1997) -Morphology and distribution of seamounts surrounding Easter Island. *J. Geophys. Res.* 102. 24.713-24.728.
- Stoffers P., Hekinian R., Haase K.M. and the Scientific party.** (1994) - Geology of young submarine volcanoes west of Easter Island. *Southeast Pacific. Mar.Geol.* 118. 177-185.