



## XVIII Congreso Peruano de Geología

# TECTÓNICA SINSEDIMENTARIA ASOCIADA AL DEL GRUPO CASMA

Yuly Mamani<sup>1</sup> y Javier Jacay<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Av. Venezuela S/N, Lima, Perú, (yuly.mamani@gmail.com, j\_jacay@yahoo.com)

### 1. Introducción

En la margen peruana durante el Cretáceo inferior se desarrolló una extensa cuenca marginal limitada al oeste por el arco volcánico Casma, cuyos actuales afloramientos se observan a lo largo de la costa entre Ica y Trujillo (Guevara, 1980) con el nombre de Grupo Casma, esta fue dividida por Atherton et al., 1989 de acuerdo al estilo tectónico y composición geoquímica en dos subcuencas denominadas Subcuenca Huarney al norte y Cañete al sur.

Los afloramientos del grupo Casma constituyen una gran variedad de facies volcánicas, volcano-sedimentarias y sedimentarias asociadas a un contexto tectónico extensivo activo, que jugó un papel importante en la formación de la cuenca durante el Albiano - Cenomaniano (Guevara 1980), como evidencia de ello se tienen estructuras creadas por la subsidencia diferencial de la cuenca (como discordancias, estructuras deformadas slumps, deslizamientos, etc.) Estos se observan a lo largo de la costa a diferentes escalas y tanto en facies proximales como distales al arco volcánico.

El presente trabajo se realizó en el marco de la tesis de ingeniero cuyo objetivo fue desarrollar la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca Casma entre Lima y Casma (Figura 1).

### 2. Contexto geológico

Los afloramientos del grupo Casma fue, desde mediados del siglo pasado, motivo de diversos estudios que tratan de explicar su compleja configuración lito estratigráfica y tectónica; es así que Trottereau y Ortiz, (1963), describen la estratigrafía como volcánicos andesíticos intercalados con grauvacas, lutitas y materiales piroclásticos, Myers 1980 describe la estratigrafía del grupo y los pliegues observados en Cochapunta asociándolos a metamorfismo de facies de esquisto formadas en el Cretáceo superior - Terciario, posteriormente en los trabajos de Guevara

(1980) hacen énfasis en la litoestratigrafía y asocia las estructuras de pliegues y fallas observados como producto de la deformación de la Orogenia Andina, los trabajos de Atherton et al; (1985), Atherton & Webb (1989) y Aguirre et al; (1989) consideran que dicho grupo corresponde al relleno de una cuenca marginal ensiálica "abortada", Soler (1991) considera que el Grupo Casma constituye un arco volcánico de carácter extensivo.

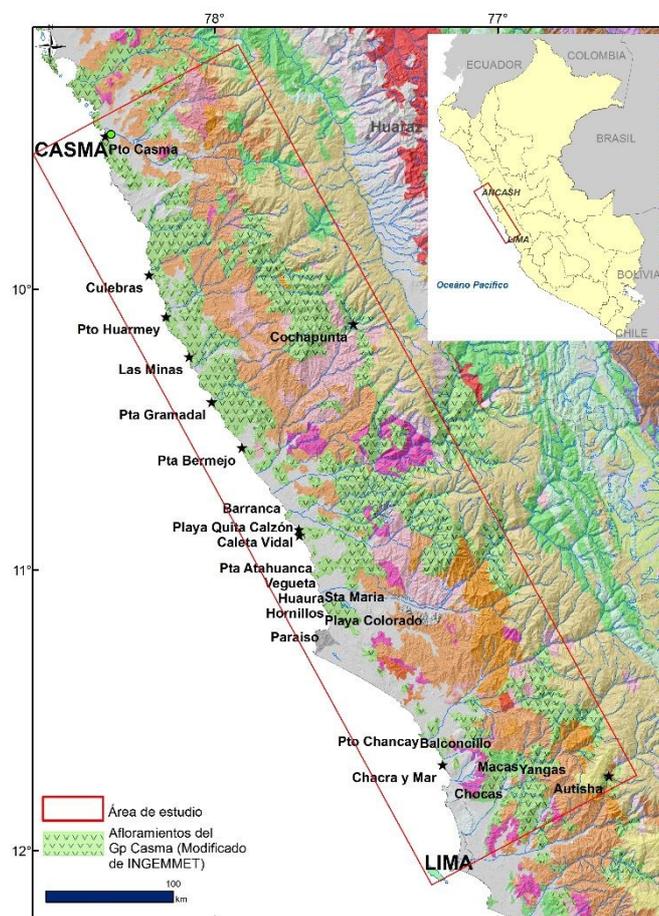


Figura 1 Mapa de ubicación del área de estudio

Las estructuras sin-sedimentarias del Grupo Casma están asociadas a diferentes facies de desestabilización, entre estas estructuras se pueden observar: slumps, megaslumps, brechas de colapso (olistostromo) y estructuras plegadas.

Las estructuras de slumps generalmente se intercalan con niveles de turbiditas (Figura 2) o entre los bancos de lava en almohadilla, se presentan desde centímetros hasta un metro de espesor, asociadas a corrientes de turbidez formadas en el talud del arco volcánico y que tienen la misma dirección que las corrientes de turbidez es decir Este y Noreste. Estas estructuras se pueden relacionar a fuertes descargas de material sedimentario que desestabilizan el medio de depósito o a la actividad sísmica del arco volcánico que también provoca la desestabilización de los materiales depositados en el pie del talud de los aparatos volcánicos.

Los megaslumps son estructuras de desestabilización que llegan a medir 20 metros o más, generalmente están asociados a grandes deslizamientos tipo Olistostromo que pueden alcanzar grandes desplazamientos, están compuestos por materiales de facies finas como delgados niveles de carbonatos, limolitas, lutitas y areniscas finas que pueden corresponder a facies de contornitas o cualquier tipo de facies cuando se asocia a los olistostromos como se observa en los alrededores de playa Quita Calzón, caleta Vidal y playa La Mina (Figura 3 y 4). Este tipo de facies se asocian a periodos de desestabilización y responden al basculamiento de bloques que constituyen los hemigrabens de la Cuenca Casma, donde los materiales poco diagenizados se deslizaron en forma de pliegues (megaslumps) o en bloques (olistostromos) hacia el centro del hemigraben; en los afloramientos observados las estructuras se deslizaron hacia el Oeste.

Los grandes estratos de brechas (*debris avalanches*) que se observan en punta Bermejo, se presentan de manera irregular y conformando estructuras de cabalgamiento con vergencia al oeste, las que se formaron probablemente por el colapso parcial o total del flanco de las islas volcánicas que formaban el arco Casma. Las principales causas que favorecen al desarrollo de movimientos de masas de debris son: la actividad tectónica, sismicidad, los cambios del nivel del mar, presencia de gas en el sedimento, el índice de acumulación de sedimentos y la gran pendiente del talud, entre otras (Locat y Lee 2002, Masson 1996).

Entre playa La Mina y Casma se observan en las imágenes satelitales grandes estructuras de cabalgamiento constituyendo una faja plegada con vergencia al oeste como se observa al sur de puerto Casma (Figura 5), las facies involucradas en estos pliegues comprende a niveles de areniscas volcanoclásticas y lavas basálticas, muchos de estos sistemas de cabalgamientos han duplicado y triplicado el espesor de las unidades estratigráficas, las relaciones de campo nos muestran que las partes proximales están en contacto con cuerpos de intrusivos del Batolito de la Costa, es esta relación la que nos hace suponer su origen directamente ligado a la deformación producida durante el emplazamiento del Batolito de la Costa que dio origen a la desestabilización del material envolvente deslizando hacia el oeste.

Mientras tanto en el sector oriental de la cuenca gruesas secuencias de slumps, megaslumps y olistostromos son deslizadas hacia el oeste (Tambo de Viso y Autisha), como materiales involucrados se observan calizas, margas y areniscas en la unidad reconocida como Formación Arahuay (Albiano - Cenomaniano).



Figura 2 Caleta Vidal, niveles de arenisca fina y limolitas con laminación ondulada y pequeños slumps en la parte superior.



Figura 3 Caleta Vidal, secuencias sedimentarias deformadas formando slumps con vergencia al N250°



Figura 4 La Mina, estructuras de cabalgamiento en la Formación La Zorra



Figura 5 Al sur de Puerto Casma, secuencias de lavas y sedimentos clásticos deformados por mega slumps con vergencia al oeste.

### 3. Resultados y Discusión

Las diferentes estructuras ponen en manifiesto la complejidad estructural que se asocia al medio de depósito durante la etapa de apertura, extensión y sedimentación de una cuenca extensional como es la Cuenca Casma que se desarrolló durante el Albiano – Cenomaniano, asociado a estas estructuras extensionales se pueden observar también numerosas discordancias al interior de la sucesiones sedimentarias (valle del río Chillón, Culebras, entre otros) tales discordancias se asocian a una sedimentación post etapa extensional que hacen bascular los hemigrabens al interior de la cuenca marginal.

Este tipo de estructuras es común en cuencas extensionales como lo menciona Strozyk (2009) para la margen mediterránea, Moore et al. (1989), Masson et al. (2002) muestran ejemplos similares al de la cuenca Casma.

Las estructuras de desestabilización se observan en muchos lugares de la margen peruana, como lo menciona Boekhout (2002) para la Cuenca Arequipa, también Callot (2008) menciona procesos extensionales asociados a

grandes masas de olistostromos para el borde altiplánico y Cuenca Arequipa.

Trotter G. y Ortiz G. 1963. Geología de los Cuadrángulos de Chimbote y Casma. Comisión Carta Geológica Nacional (inédito).

## 5. Conclusiones

- La formación de la cuenca Casma constituyó una etapa con gran actividad tectónica que influyó en gran medida la estructuración y en el relleno sedimentario de la cuenca.
- Los slumps, fallas y olistostromos son estructuras formadas como producto de la distensión y subsidencia diferencial de la cuenca.
- Existen diversos ejemplos en las cuencas mesozoicas de la paleomargen peruana, que muestran la intensa actividad tectónica en su formación.

## Referencias

- Atherton M. P. & Webb S. 1989. Volcanic Facies, Structure and Geochemistry of the Marginal Basin Rocks of Central Perú. *Journal of South American Earth Sciences*, 2, p: 241-261.
- Atherton M. P., Warden V. & Sanderson L. M. 1985. The Mesozoic Marginal Basin of Central Perú a Geochemical Study of Within-Plate –Edge Volcanism. In: *Magmatism at a Plate Edge. The Peruvian Andes*. W. S. Pitcher et al. Eds., Blackie, 1985, p: 47-58.
- Boekhout F., Spikings R., Sempere T., Chiaradia M., Ulianov A., Schaltegger U. 2002. Mesozoic arc magmatism along the southern Peruvian margin during Gondwana break up and dispersal *Lithos* 146-147:48-64.
- Callot P., Sempere T., Odonne F. y Robert E. 2008. Giant submarine collapse of a carbonate platform at the Turonian –Coniacian transition: The Ayabacas Formation, Southern Peru. *Basin Research* 20, p.333 - 357.
- Guevara C. 1980. El Grupo Casma del Perú Central Entre Trujillo y Mala. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 67: 73-83.
- Locat, J. y Lee H. 2002. Submarine landslides: advances and challenges. *Canadian Geotechnical Journal*, 39: p193-212.
- Mamani, Y. 2016. Evolución Tectonosedimentaria de la Cuenca Casma entre Lima y Casma (Subcuenca Huarmey) tesis UNMSM en elaboración
- Masson, D.G (1996) catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 kaago and the history of land slide on the Canary Islands. *Geology* 24, p. 231-234.
- Moore, J. G., Clague, D. A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W. R., and Torresan, M. E. (1989) Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge, *J. Geophy. Res.*, 94,17 465 – 17 484.
- Myers J. S. 1980. Geología de los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa; hojas 21-g y 21-h, Bol. 33 Serie A, Carta Geológica Nacional. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, Perú, 153p.
- Soler P. 1991. El Volcanismo Casma del Perú Central: Cuenca Marginal Abortada o Simple Arco Volcánico?. Volumen de Resúmenes del VII Congreso Peruano de Geología. p 659- 663.