

Universidad Miguel Hernández de Elche
FACULTAD DE CIENCIAS EXPERIMENTALES
GRADO EN CIENCIAS AMBIENTALES



**TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE TERRESTRE EN LA COMARCA DEL BAIX VINALOPÓ
MEDIANTE TELEDETECCIÓN EN EL ESPECTRO TÉRMICO**

TRABAJO FIN DE GRADO

JUNIO 2022

TFG.GCA.IMP.LDGM.220624

AUTORA

LAURA DOLORES GARCÍA MAS

TUTORES

IGNACIO MELÉNDEZ PASTOR

JOSE NAVARRO PEDREÑO

DEPARTAMENTO DE AGROQUÍMICA Y MEDIO AMBIENTE

Temperatura de la superficie terrestre en la comarca del Baix Vinalopó mediante teledetección en el espectro térmico

Resumen: En este estudio se analiza la dinámica temporal de la temperatura superficial terrestre en la comarca del Baix Vinalopó utilizando imágenes del espectro térmico de Landsat 8. Se analizaron distintas imágenes representativas de las estaciones del año en función del ciclo hidrológico (2018-2019): otoño, invierno, primavera y verano. Mediante el cálculo del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada y la Temperatura de brillo, se obtuvo la temperatura de la superficie terrestre. Finalmente, se logró determinar que los resultados concuerdan con las estaciones del año. En verano hay mayor temperatura que en invierno. Además, se mostró que en las zonas industriales hay píxeles con mayor temperatura que en sus alrededores. Por último, se presentó que los usos del suelo influyen en la temperatura terrestre, ya sea por la morfología de las construcciones o sus materiales, las aglomeraciones de infraestructuras, la presencia de zonas verdes o masas de agua, la topografía, o el viento.

Palabras clave: Temperatura de la superficie terrestre, Landsat 8, isla de calor, emitancia, NVDI

Title Land surface temperature in the Baix Vinalopó region by remote sensing in the thermal spectrum

Abstract:

This study analyzes the temporal dynamics of land surface temperature in the Baix Vinalopó region using Landsat 8 thermal spectrum images. Different images representing the seasons of the year were analyzed according to the hydrological cycle (2018-2019): autumn, winter, spring and summer. By calculating the Normalized Difference Vegetation Index and Brightness Temperature, the land surface temperature was obtained. Finally, it was possible to determine that the results agree with the seasons of the year. In summer, there is a higher temperature than in winter. In addition, it was shown that in industrial areas there are pixels with higher temperature than in their surroundings. Finally, it was shown that land use influences land temperature, either by the morphology of buildings or their materials, infrastructure agglomerations, the presence of green areas or water bodies, topography, or wind.

Key words: Land surface temperature, Landsat 8, heat island, emittance, emittance, NVDI

Agradecimientos

Al Departamento de Agroquímica y Medio Ambiente por facilitar los medios necesarios para desarrollar este trabajo de investigación.

A mis docentes y en especial a mis tutores por su ayuda, paciencia y dedicación, y sobre todo por brindarme la oportunidad de trabajar con ellos desde Países Bajos.

Agradecerle también a toda mi familia y a mis abuelos por darme ánimo y cariño durante este proceso.

A mis amigos de toda la vida que me acompañan desde siempre y a los que he formado durante la estancia en Zelanda.



Índice

1. INTRODUCCIÓN.....	4
2. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS.....	9
3. MATERIALES Y MÉTODOS.....	10
3.1. DATOS SATELITALES.....	13
3.2. PREPARACIÓN DE DATOS, RESOLUCIÓN DE CELDA, PROYECCIÓN Y SISTEMA DE COORDENADAS, Y DIMENSIONADO ESPACIAL	14
3.3. TRATAMIENTO DIGITAL DE LAS IMÁGENES	16
3.4. CONVERSIÓN A RADIANCIA TOA	16
3.5. CONVERSIÓN A TEMPERATURA DE BRILLO DE LA PARTE SUPERIOR DE LA ATMÓSFERA	18
4. RESULTADOS.....	23
4.1. INTERFERENCIA DE LAS NUBES EN LA ESTIMACIÓN DE LST.....	23
4.2. OTOÑO-INVIerno	24
4.3. PRIMAVERA-VERANO	26
4.4. PERFIL TÉRMICO	27
5. CONCLUSIONES.....	31
6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	33

1. Introducción

Una de las problemáticas del cambio climático es la mayor incidencia de las olas de calor, pues se espera que aumenten en frecuencia, intensidad y duración (IPCC, 2014). El cambio climático supone una amenaza importante para las infraestructuras urbanas y la calidad de vida, debido a la subida del nivel del mar, el aumento de las tormentas e inundaciones extremas, los fenómenos de calor extremo y la desecación de los suelos. Se prevé que el continuo crecimiento de la población y la urbanización añadan 2.500 millones de personas a la población urbana mundial para 2050, y que casi el 95% de la expansión urbana en las próximas décadas tenga lugar en el mundo en desarrollo. Las aglomeraciones urbanas de más rápido crecimiento son las ciudades medianas y las de menos de un millón de habitantes situadas en Asia y África. La mayoría de las megaciudades y grandes ciudades se encuentran en el hemisferio sur y el número de megaciudades casi se ha triplicado desde 1990 (EEA, 2010).

La urbanización está asociada a cambios en los flujos de energía que, una vez que se producen, pueden dar lugar a cambios en el microclima urbano, así como a la degradación del entorno térmico; y que también contribuye al cambio climático debido al aumento de las emisiones de gases de efecto invernadero. Además, la urbanización conduce a la ocupación del suelo urbano y al exceso de edificios, a menudo fabricados con materiales de construcción de malas características térmicas. Muchas ciudades de todo el mundo experimentan la presencia de la isla de calor urbana (UHI), es decir, temperaturas superficiales o del aire más elevadas en los centros urbanos en comparación con el campo circundante. La intensidad de la UHI depende en gran medida de las características urbanas, las condiciones sinópticas, las características meteorológicas locales, el tipo de materiales urbanos y la presencia (o ausencia) de zonas verdes. Además, la calefacción y la refrigeración artificial de los edificios, el transporte y los procesos industriales introducen fuentes antropogénicas de calor en el entorno urbano que provocan UHI distintas e incluso aumentadas, cuyas intensidades muestran un aumento general con los años. En algunas ciudades, cuanto mayor sea la densidad de población y menor la proporción de zonas verdes y azules (láminas de agua), mayor será la intensidad de la UHI. La isla de calor urbana está presente en cualquier latitud y puede producirse durante el día o la noche en función del equilibrio térmico local. Su magnitud aumenta durante los días tranquilos y despejados, mientras que se ve muy afectada por la brisa marina y las precipitaciones (Hoverter, 2012; Akbari et al., 2016).

La rápida urbanización mundial ofrece oportunidades para un desarrollo resistente al clima en diversos contextos, desde los asentamientos rurales hasta las grandes áreas metropolitanas. Los modelos dominantes de urbanización intensiva en energía e impulsada por el mercado, la financiación insuficiente y desajustada y un enfoque predominante en la infraestructura gris en ausencia de integración con los enfoques ecológicos y sociales, corren el riesgo de perder oportunidades de adaptación sostenible. La mala planificación del uso del suelo y los enfoques aislados de la planificación sanitaria, ecológica y social también exacerban la vulnerabilidad de las comunidades, especialmente las ya marginadas. Se observa que el desarrollo urbano resiliente al clima es más eficaz si responde al

desarrollo del uso del suelo (Pramanik y Punia, 2020), y aborda los factores subyacentes de la vulnerabilidad. Los sistemas urbanos son lugares críticos e interconectados para permitir un desarrollo resistente al clima, especialmente en la costa. Las ciudades y los asentamientos costeros desempeñan un papel fundamental en el avance hacia un desarrollo más resiliente al clima, dado que, en primer lugar, casi el 11% de la población mundial (896 millones de personas) vivía dentro de la zona costera de baja altitud en 2020, lo que podría aumentar a más de 1.000 millones de personas en 2050, y estas personas, así como el desarrollo y los ecosistemas costeros asociados, se enfrentan a riesgos climáticos cada vez mayores. En segundo lugar, estas ciudades y asentamientos costeros realizan contribuciones clave al desarrollo resiliente al clima a través de su papel vital en las economías nacionales y las comunidades del interior, las cadenas de suministro del comercio mundial, el intercambio cultural y los centros de innovación (European Environment Agency, 2020).

En 1817, Luke Howard fue el primer investigador en descubrir la modificación térmica que presenta Londres. Después, se denominó esta modificación térmica como isla de calor urbana (Manley, 1958). La diferencia de temperatura entre lo urbano y lo rural, se debe principalmente a tres factores: la producción directa de calor por combustión, el desprendimiento gradual del calor almacenado durante el día en las construcciones de ladrillo, hormigón y demás materiales similares y la radiación que es devuelta a la superficie terrestre por reflexión en la capa de impurezas atmosféricas (MCM García, 2016; Stewart, 2011).

Se pueden distinguir dos tipos de isla de calor: la primera, denominada *isla de calor superficial (ICUS)*, debida a la temperatura registrada en los distintos materiales y superficies urbanas (pavimentos, aceras, tejados de los edificios, etc.) respecto a las superficies rurales próximas a la ciudad; el segundo tipo se denomina *isla de calor atmosférica*, que distingue entre la temperatura del aire de las zonas urbanas y de las rurales. No obstante, varios autores además dividen en dos las islas de calor atmosféricas: la isla de calor del dosel urbano (*canopy layer urban heat island*) o ICDU y la isla de calor de la capa límite urbana (*boundary layer urban heat island*) o ICPU. El dosel urbano es la capa de aire de las ciudades más cercana a la superficie, donde las personas viven, que se extiende desde el suelo hasta las copas de los árboles o los tejados de las edificaciones. La capa límite urbana comienza en la parte alta de los edificios hasta aquella parte de la atmósfera que ya no se ve influenciada por los cambios térmicos introducidos por la ciudad, normalmente entre 1 km o 1,5 km de altura. En definitiva, la isla de calor tiene diferentes versiones para ser definida (Fabrizi et al., 2010; MCM García, 2016).

Existe mucha bibliografía con respecto al estudio de la isla de calor. A continuación, se han seleccionado algunos de los estudios que se han hecho con anterioridad cercanos a la costa mediterránea. Un ejemplo es en la capital de Italia. Roma está ubicada en la zona occidental del sector central de Italia, próxima al Mediterráneo y constituye una de las ciudades más pobladas de Europa. En la ciudad hay dos estudios antiguos sobre la ICU, el primero analiza la temperatura del aire, la humedad y el viento

sobre la ciudad de Roma durante el verano (días 28 y 29 de junio de 1977). Este análisis permite observar cómo la ICU aparece (Colacino, 1980). Otro trabajo comprueba la utilidad del uso de imágenes de satélite para estudiar las características espaciales de la ICU del área de Roma y las interacciones de ésta con el medio que la rodea. Para ello se analizan varias imágenes de satélite obtenidas desde el Landsat TM y el ERS-SAR (Abbate, 1997). En el artículo destaca cómo la combinación de las imágenes de ambos satélites con el NDVI (*Normalized Vegetation Index*) ofrece muchas oportunidades para el estudio de la ICU. Otra investigación utiliza estaciones meteorológicas e imágenes de satélite para examinar las características de la ICU de Roma. El análisis de las imágenes de satélite permite caracterizar espacialmente la ICU. Durante el día observan que el calor antropogénico generado por el tráfico es importante, mostrando los valores más elevados sobre las principales carreteras. Detectan la influencia de la brisa marina procedente del oeste (*Ponentino*) que desplaza un poco hacia el este el calor urbano y que ayuda a refrescar la ICU nocturna (Fabrizi et al., 2010).

En España, existen diversos estudios de la ICU en la costa mediterránea. Uno destacable es el de Barcelona, la ciudad más poblada de la costa española (Moreno-garcia, 1994), que compara las series de datos (periodo 1970-1984) entre dos observatorios (aeropuerto y urbano) y datos de la realización de recorridos móviles, durante 54 salidas entre octubre de 1985 y julio de 1987. Se observa que durante el día el centro de la ciudad es ligeramente más fresco que su perímetro menos urbanizado. La ICU muestra unas intensidades máximas que pueden llegar a superar los 8°C. Destaca que el máximo tiene una cierta migración estacional, que puede atribuirse al efecto suavizador marino, durante la época fría, y las brisas marinas del sudoeste, que soplan con regularidad, en la época cálida. Un estudio más actual, estima la temperatura de la superficie terrestre (LST) para el área metropolitana de Barcelona (AMB), mediante los datos ofrecidos por el sensor OLI de Landsat 8, y establece los patrones espaciales de la LST y detecta los polos de calor y frío dentro del AMB en 24 fechas durante el periodo 2013-2018, distribuidas entre las 4 estaciones del año. Para conseguirlo, se realizó un análisis de componentes principales (ACP) y un análisis de conglomerados (AC). Además, emplearon el método de regresión Random Forest (RF) para cuantificar la influencia y la variación de diversas covariables geográficas según la estación del año y la localización en el área de estudio (Lemus-Canovas et al., 2020).

En Valencia existen dos trabajos a los que hacer mención. El más antiguo se realiza durante las noches del 27 y 28 de febrero (Caselles et al., 1991). En esta investigación se utilizan dos métodos, la técnica de los transectos y el análisis de imágenes térmicas del NOAA. A través de los transectos se registra una intensidad máxima de 3,4°C y el máximo térmico localizado cerca del puerto. Como resultado, las imágenes de satélite muestran una intensidad máxima de 6°C, localizando el centro térmico en el centro de la ciudad. Así que al comparar los datos obtenidos con cada uno de los métodos, se observan algunas diferencias entre la máxima intensidad (2,6°C) y la localización del máximo térmico.

Alicante, se localiza al sur de Valencia. En esta ciudad se ha realizado el estudio de la ICU, mediante el método de los transectos en los que se recogen los datos térmicos, durante 10 días entre diciembre de 2012 y mayo de 2013. Los resultados determinan la existencia de la ICU, con una intensidad máxima de 7°C y una intensidad media de 4,5°C. También destaca la presencia de tres morfologías del fenómeno: la ICU fuerte, la ICU débil, y la ICU desplazada, cuando la configuración espacial muestra un desplazamiento hacia los sectores industriales del oeste de la ciudad (Martínez Martínez, 2014).

En definitiva, existen dos métodos principales para el estudio de la temperatura de la superficie uno es el método de los transectos y estaciones meteorológicas y otro método es la teledetección. La teledetección es una técnica que permite adquirir imágenes de la superficie terrestre desde sensores instalados en plataformas espaciales, o con métodos más convencionales como la fotografía aérea termográfica (Tabla 1). De todas estas, la teledetección desde satélite cuenta con numerosas aplicaciones, gracias a las ventajas que ofrece frente a otros medios de observación más convencionales, como la fotografía aérea o los trabajos de campo (Chuvienco, 2017).

La radiancia TIR observada por los sensores del satélite es una función de las propiedades de la atmósfera y de la superficie (emisividad y la temperatura cinética). Los parámetros que se necesitan para la corrección del techo de la atmósfera son la transmitancia, radiancias atmosféricas hacia abajo y hacia arriba. Para determinar la temperatura de superficie, la emisividad necesita ser estimada, simultáneamente o de datos de fuentes externas. Típicamente, la emisividad es modelada usando el método de clasificación en un rango de valores basados en la clasificación de la cubierta terrestre y en factores dinámicos y estacionales (Snyder et al., 1998), el Índice de vegetación Normalizada o la Proporción de vegetación (FVC) si las imágenes ópticas multiespectrales están disponibles (Sobrino y Raissouni, 2000) o a partir de fuentes externas de datos, recoger la información de los productos de emisividad, como MODIS (Z. Wan et al., 2004; Zhengming Wan, 2014) o ASTER (Hulley et al., 2015).

Tabla 1. Tipo de adquisición de datos en la teledetección. Fuente:(Mather & Koch, 2011b)

Plataforma	Descripción
Satelital	-Amplia zona de observación -Resolución espacial limitada -Espacio temporal limitado -Baja calidad por fenómenos atmosféricos
Fotografía aérea	-Alta resolución espacial y temporal -Alto coste económico -Imágenes no calibradas
Termografía	- Alta resolución espacial y temporal -Zonas de observación reducidas -Imágenes con perspectiva y sin calibrar



2. Justificación y objetivos

La presente investigación se refiere al estudio del nivel de temperatura de la superficie terrestres (LST) de la comarca del Baix Vinalopó durante el año hidrológico 2018-2019. En esta zona solamente se ha realizado este tipo de estudio en Alicante por medio de transectos, no con la utilización de imágenes satelitales, o combinación de estos dos métodos (Martínez Martínez, 2014).

El estudio pretende localizar y ser el punto de partida para el estudio de las Islas de calor en el entorno de Elche, definiéndose como un aumento de temperatura artificial en la ciudad con respecto a zonas rurales, debido a las características y propiedades de la ciudad (forma de los edificios y su altitud, materiales y colores de construcción, cantidad y tipo de zonas verdes o zonas azules, densidad poblacional, cantidad de vehículos a motor o maquinarias de construcción).

Los objetivos específicos perseguidos son:

- Conversión de los datos radiancia y reflectancia a partir de productos de teledetección del satélite Landsat 8.
- Corrección radiométrica y atmosférica de las imágenes para la obtención de unos resultados más claros y reales.
- El cálculo del NVDI a partir de las imágenes obtenidas y la proporción de vegetación con la finalidad de estudiar la emisividad de la superficie terrestre de la comarca.
- Mediante la emisividad de la superficie terrestre (LSE) calcular la temperatura de la superficie terrestre.
- Análisis de la ciudad más grande de la comarca y densa poblacionalmente, Elche, debido a que no se conocen estudios con respecto a las posibles islas de calor urbanas en esta ciudad.
- Estudio de la relación de la temperatura de la superficie terrestre de las zonas industriales con respecto a los demás usos del suelo en la comarca.

3. Materiales y métodos

En este apartado se definen los límites del estudio de la temperatura de la superficie terrestre. Esta zona pertenece al sureste de España, concretamente a la comarca del Baix Vinalopó perteneciente a la provincia de Alicante. Entre las ciudades más importantes se encuentran Elche, Crevillente y Santa Pola, que son ciudades próximas al mar Mediterráneo. Poseen un clima influenciado por el mediterráneo, siendo semiárido, con alta humedad relativa, temperatura considerable, precipitaciones escasas y episodios de lluvias torrenciales. En la Figura 1, se muestra la zona de estudio.

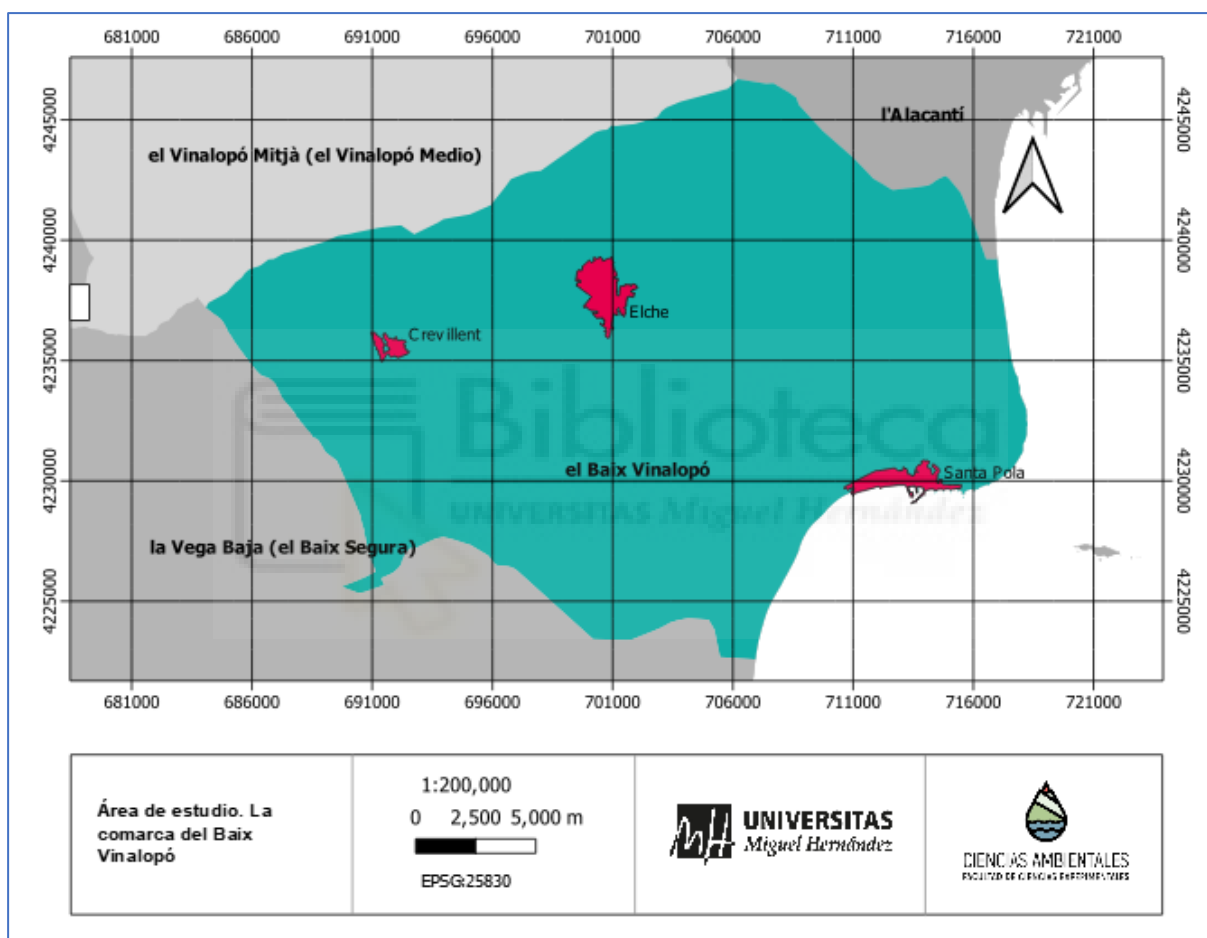


Figura 1. Área de estudio. La comarca El Baix Vinalopó y las zonas urbanas. Fuente: Elaboración propia

El clima es semiárido mediterráneo, en la clasificación de Köpen se denomina Cs'a, la temperatura de unos 17 y 22°C, 0 y precipitaciones de 200 a 400 mm (AEMET, 2011; Cueva et al., 1994). En consecuencia, el paisaje es de piso bioclimático es de tipo mesomediterráneo, debido al sustrato y al ombroclima. En esta zona semiárida que recibe una precipitación anual inferior anual de 350mm, los bosques densos no se llegan a formar, más bien matorrales que pueden albergar algún árbol ocasional (Rivas Martínez et al., 1987). Los fenómenos característicos principales que ocurren en la zona son la

brisa marina y las intrusiones subsaharianas, además de las lluvias torrenciales. La costa mediterránea se caracteriza por recibir brisa marina (Azorín, 2004); este fenómeno se induce debido a la diferencia de calor de la superficie terrestre y marina, e incluso se observa una brisa marina negativa o brisa de tierra. Esta brisa no solo se puede producir en verano astronómico como en invierno. Por otro lado, la máxima torrencialidad de las precipitaciones se produce en Octubre o finales de Septiembre tanto en el sur como al norte de la provincia de Alicante (Martí, 1994) y esta se ve caracterizada por vientos de Levante y del Sur, de elevadas temperaturas y fuerte evapotranspiración. También participan las influencias continentales de la meseta debido a la disposición NO-SE de las cadenas prebéticas que canalizan los vientos del oeste.

En la Tabla 2, se indica la población de los años 2018 y 2019 de las zonas urbanas de Crevillente, Elche y Santa Pola. Estos datos ofrecidos por el Instituto Nacional de Estadística muestran que la población de las ciudades aumenta con los años. En general, hay una densidad de población bastante destacable, sobre todo en Elche que triplica a Santa Pola y Crevillente.

Tabla 2. Datos demográficos de las principales ciudades del área de estudio. (Fuente: Instituto Nacional de Estadística)

Población	Número de habitantes		Área (km ²)	Densidad	Densidad	Altitud (m.s.n.m.)
	2018	2019		de población (2018)	de población (2019)	
Elche	230.625	232.517	326,5	706,3	712,1	86
Santa Pola	31.745	32.306	56,8	558,9	568,8	6
Crevillent	28.957	28.952	103,3	280,3	280,3	130

Mediante el método de Penman-Monteith utilizado por la FAO (siglas en inglés de la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura), se comprueba que los valores de la evapotranspiración muestran estrecha relación con las temperaturas y ponen en evidencia las diferencias entre el norte y el sur peninsular y las variaciones con la altitud (Alberto Martí Ezpeleta, 2019). La ETP puesta en relación con la precipitación en la Figura 2 permite visualizar las zonas deficitarias o excedentes de agua. En el mapa se observa que la zona sudeste de España y las Islas Canarias son las zonas con mayor deficiencia de agua. El territorio de estudio es deficitario, con balances negativos superiores a 600 mm, por lo que la escasez de lluvias se suma a las elevadas temperaturas.

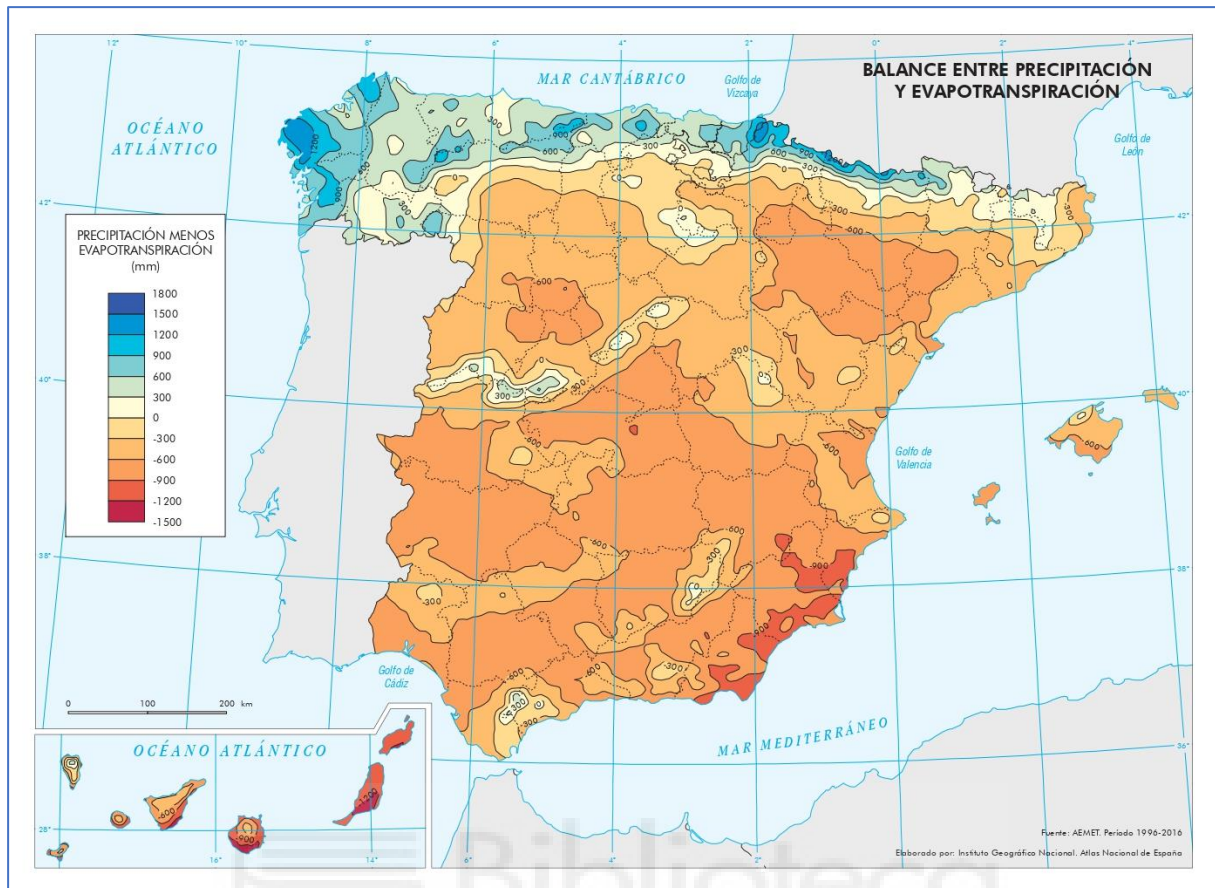


Figura 2. Mapa del balance de evapotranspiración y precipitación de España en los años 1996-2016. Elaborado por: Instituto Geográfico Nacional. Atlas Nacional de España 2010.

Por otro lado, se ha querido repasar los tipos de usos del suelo que experimenta la zona de estudio del Baix Vinalopó. En la Figura 3 se muestran los usos del suelo especificados por *Corine Land Cover 2018*. Los usos del suelo se clasifican en 44 tipos y tienen una leyenda y color específicos. La ciudad de Elche, Santa Pola y Crevillente se sitúan más al sur de la comarca, y al este de la zona se encuentra las lagunas costeras de Torrevieja acompañada de vegetación esclerófila y las salinas de Santa Pola rodeada de sus marismas. Además, se puede apreciar que a los alrededores de las zonas urbanas se encuentran zonas industriales. Por otro lado, al noroeste se ubican sobre todo zonas de pastizales naturales. En la zona central de la comarca se observa que se sitúan cultivos mayormente.

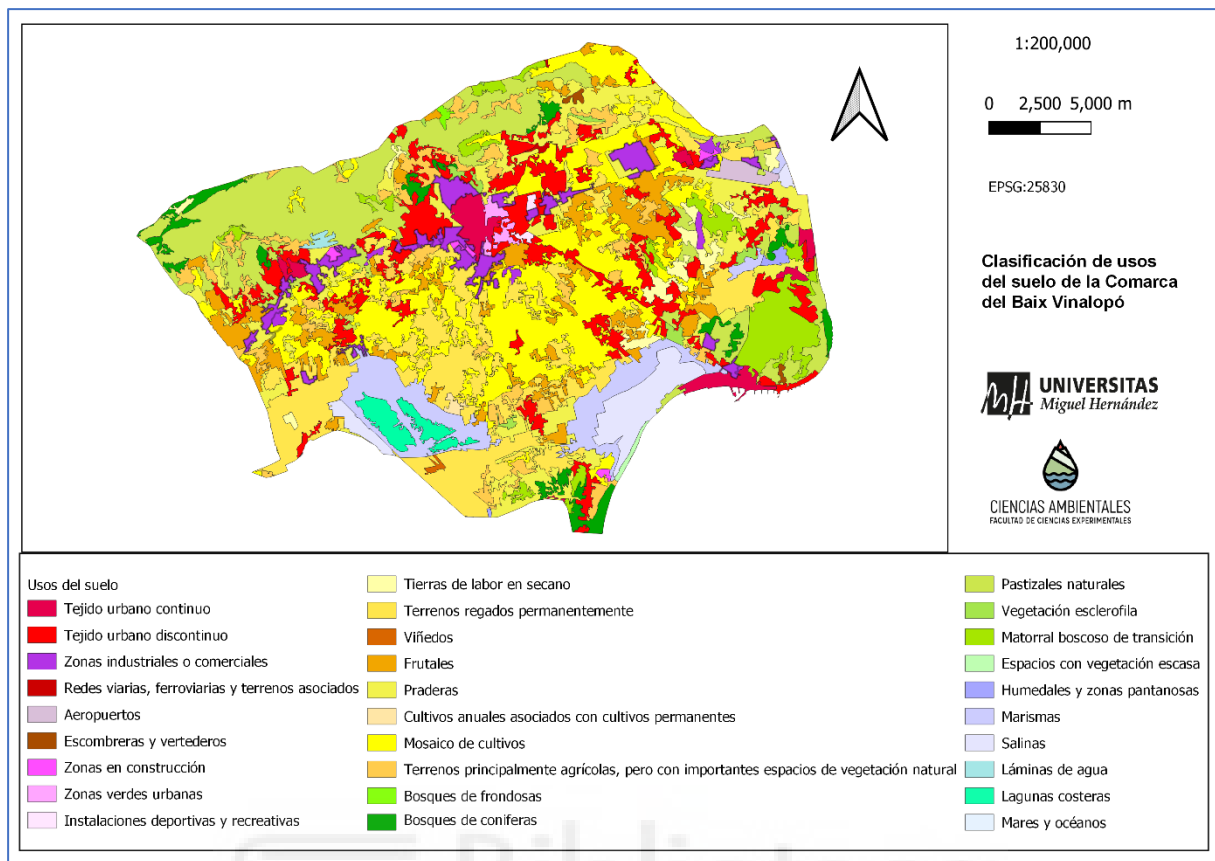


Figura 3. Clasificación de los Usos del Suelo en el Baix Vinalopó. Fuente: Corine Land Cover 2018

3.1. Datos satelitales

A través de los datos ofrecidos por la estación meteorológica de Elche, la temperatura, precipitación, humedad relativa, viento y radiación (Tabla 2), y el porcentaje de nubes que ofrece el archivo en formato MTL de los productos Landsat, se han seleccionado las capas satelitales con las que desarrollar este estudio (Tabla 3). Se ha seleccionado la fecha de la capa en función de los productos ofrecidos por USGS, teniendo en cuenta que cada 15 días toma una captura de la misma zona, es decir, con *path/row* 199/33 que corresponde a la comarca del Baix Vinalopó. Se tuvo en cuenta que no existiesen fenómenos meteorológicos extremos en la zona de estudio, como lluvias torrenciales y exceso de nubosidad. En la Tabla 3 se observa que las temperaturas varían en función de la estación del año, siendo mayor la fecha de agosto y también para la humedad relativa y radiación solar.

Tabla 3. Datos meteorológicos de la estación de Elche. Fuente: Instituto valenciano de investigaciones agrarias.

Estación meteorológica	Fecha	Temperatura media (°C)	Precipitación (mm)	Humedad relativa media (%)	Viento (Km/h)	Radiación (MJ/m ²)
Elche EEA	05/10/2018	21,3	0	69,66	3,14N	18,47
	24/12/2018	11,3	0	77,4	2.3N	8.88
	26/02/2019	12,61	0	47,4	3,35N	16,56
	01/05/2019	17,44	0	69,19	3,95N	22,97
	05/08/2019	27,47	0	74	3,89N	24,08

En la Tabla 4 se presentan las capas con las que se van a trabajar en este estudio. Todas ellas pertenecen a la misma localización, prácticamente a la misma hora, y con un valor inferior al 10% de nubosidad. Estas imágenes fueron proporcionadas por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), de la página web *Earth Explorer* (<http://earthexplorer.usgs.gov/>) y tienen un nivel de corrección L1TP. El 1 de las siglas corresponde a que tienen un nivel de corrección 1. Son productos de precisión corregidos por el terreno, por el Subsistema de procesamiento geométrico (GPS), dicho de otra manera el GPS crea imágenes de nivel 1 corregidas geoméricamente. Realiza la corrección geométrica de los satélites para crear la imagen de acuerdo con la proyección cartográfica y la orientación especificadas para el producto estándar de nivel 1. Para entender el formato de los productos Geotiff nivel 1 se ha usado el documento específico de su formato (U.S. Geological Survey, 2017). Las imágenes se procesan en unidades de radiancia absoluta utilizando cálculos de punto flotante de 32 bits. Estos valores se convierten en valores enteros de 16 bits en el producto final de Nivel 1. Además, se pueden convertir en radiancia espectral utilizando los factores de escala de radiancia proporcionados en el archivo de metadatos (.MTL) para convertirlos en reflectancia.

Los datos han sido obtenidos de imágenes del radiómetro térmico infrarrojo adquiridas por el sensor Landsat TIRS (Landsat 8). Estos se han utilizado para determinar la temperatura de la superficie terrestre. En la Tabla 4, se presentan las fechas en las que se ha realizado el estudio. Para la selección de los productos se ha considerado que el menor porcentaje de nubes posible con la intención de obtener mayor precisión en los datos, concretamente menor al 10% de nubes (Oke, 1973b).

3.2. Preparación de datos, resolución de celda, proyección y sistema de coordenadas, y dimensionado espacial

Es necesario establecer unos criterios comunes en todo el proyecto cuando se trabaja en teledetección, es decir, es necesario concretar el sistema de proyección, resolución y dimensionado

espacial, con el fin de evitar errores en el trabajo. Es igual de importante mantener el mismo sistema de coordenadas que mantener la misma resolución que a su vez mantener la misma dimensión espacial (tamaño de píxel o celda). Dicho de otro modo, todas las variables deben poseer el mismo número de celdas y estar localizadas en el mismo sistema de proyección.

Estas imágenes se obtuvieron con sistema de referencia de coordenadas WGS84, pero se reproyectaron el sistema de proyección *European Terrestrial Reference System 1989* (ETRS89). Este es el sistema que se utiliza en España, concretamente en esta área de estudio se utilizó ETRS89: 25830 (Código del *European Petroleum Survey Group* correspondiente al huso 30, al norte del ecuador).

La información satelital adquirida es de tipo ráster. Este tipo de imágenes contiene niveles digitales (ND o DN) y píxeles, que representan una malla dividida en celdas las cuales almacenan un valor. En el caso de las ráster de tipo satelital, pueden almacenar: energía radiante, radiancia, reflectividad, cobertura vegetal y emisividad, entre otros muchos índices derivados. En el caso del sensor OLI almacena la información con una resolución de 30 m (longitud del lado de la celda) y el sensor TIRS de 100 m (U.S. Geological Survey, 2019).

En la Tabla 4, se resumen las características de los productos Landsat 8 adquiridos. Las fechas de las imágenes intentan representar cada estación del año. Todos los productos tienen un valor menor al 10% de nubes sobre la superficie del suelo y todas las imágenes están realizadas a la luz del día.

Tabla 4. Detalles del archivo .MTL de los productos ráster obtenidos. Fuente: USGS.

Fecha de imagen	Hora de la captura de la imagen en el centro de la imagen	Path/row	Resolución de las imágenes (m)	Porcentaje de nubes sobre suelo
05/10/2018	10:43:23.3954610Z	199/33	30OLI/100TIRS	4,97
26/02/2019	10:43:18.9027370Z	199/33	30OLI/100TIRS	0,04
01/05/2019	10:43:02.5534869Z	199/33	30OLI/100TIRS	9,01
05/08/2019	10:43:41.9224410Z	199/33	30OLI/100TIRS	0,73
24/12/2018	10:43:29.7727190Z	199/33	30OLI/100TIRS	3,06

Una vez obtenidos los productos Landsat se descomprimieron y se procesaron mediante el software QGIS 3.16.16-Hannover. En concreto, se utilizaron las bandas 4, 5 obtenidas por el sensor OLI y la banda 10 por el sensor TIRS.

3.3. Tratamiento digital de las imágenes

El Servicio Geológico de los Estados Unidos de Norteamérica (USGS), nos proporciona el procedimiento a seguir para obtener la temperatura de brillo. Los productos de datos *Landsat Collections Level-1* consisten en números digitales escalados (DN) cuantificados y calibrados que representan los datos de imágenes multiespectrales. Los datos de los productos Landsat 8 adquiridos por *Operational Land Imager (OLI)* y *Thermal Infrared Sensor (TIRS)* se entregan en formato de número entero sin signo de 16 bits.

Tabla 5. Detalles necesarios para la conversión a Land Surface Temperature, en los archivos MTL de cada producto. Fuente: USGS

Fecha de imagen	Ángulo solar de elevación (grados decimales)	Constantes de calibración	
		K ₁	K ₂
05/10/2018	43,4240774	774,8853	1321,0789
26/02/2019	24,8894014	774,8853	1321,0789
01/05/2019	37,5616555	774,8853	1321,0789
05/08/2019	60,5467580	774,8853	1321,0789
24/12/2018	61,0217362	774,8853	1321,0789

Los datos de *Landsat Collections Level-1* (U.S. Geological Survey, 2019) se pueden convertir a reflectancia o radiancia de la parte superior de la atmósfera (TOA) gracias a los coeficientes de cambio de escala radiométricos proporcionados en el archivo de metadatos del producto Level-1. El archivo de metadatos (MTL) contiene las constantes térmicas necesarias para convertir los datos de la banda térmica a la temperatura de brillo TOA (Tabla 5). En este archivo también está en ángulo de elevación solar, pero está en radianes por lo que se debe transformar a grados decimales.

Un detalle a destacar es que con el fin de evitar errores de pixelado y aumentar la ligereza del cálculo en QGIS, se recortaron las capas ráster mediante una máscara formato shape (*.shp) del Baix Vinalopó. Antes de empezar a realizar los cálculos se debe de recortar la imagen puesto que se podría realizar un cálculo erróneo dado que el valor aditivo es 0,1, y queremos ignorar/eliminar este valor que es la parte añadida de la imagen. Este valor es como la base de partida. Este hecho implica realizar o un recorte de la imagen o enmascarar la parte de la capa que contiene el valor 0,1, la parte ‘negra’ del producto.

3.4. Conversión a radiancia TOA

En la siguiente imagen (Figura 4) se muestra la metodología desarrollada en el estudio. Intenta explicar que por un lado se han corregido las bandas 4 y 5 radiométricamente introduciendo el ángulo solar de la imagen y atmosféricamente a través del cálculo del NVDI, y con ello el cálculo de la emisividad terrestre (Carlson y Ripley, 1997). En cambio a partir de la banda 10 se ha obtenido la

temperatura de brillo (U.S. Geological Survey, 2019). La combinación de las dos partes permite el cálculo de la temperatura de la superficie terrestre.

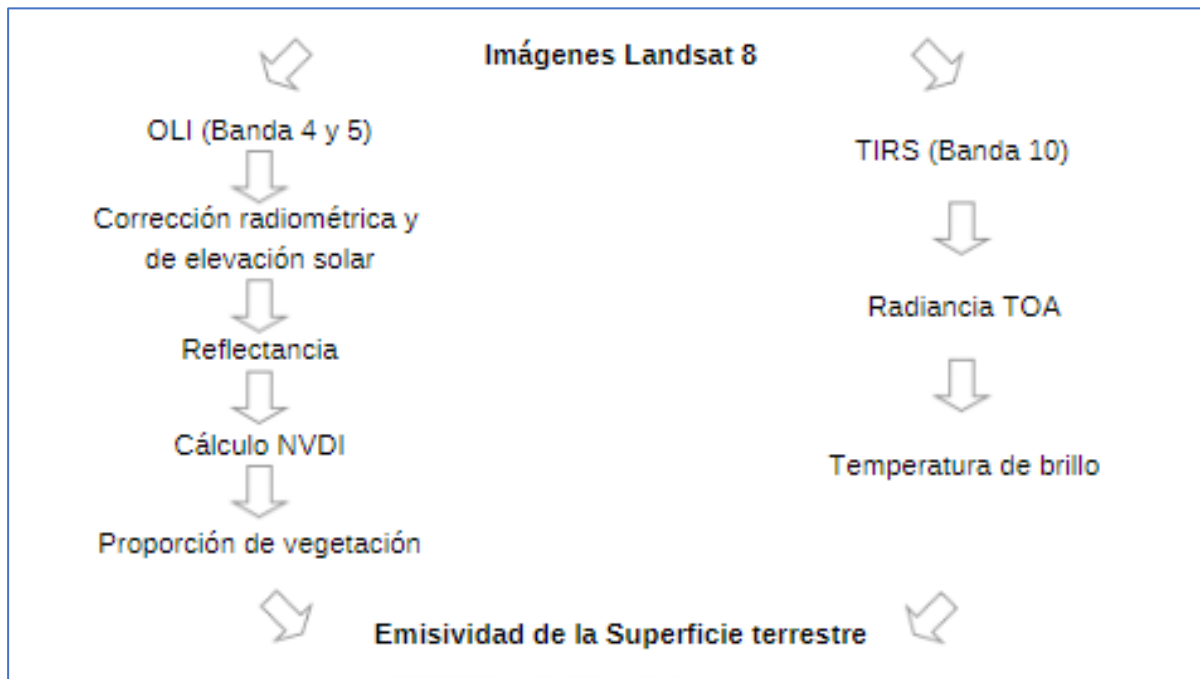


Figura 4. Metodología del estudio.

Utilizando los factores de re-escalado del archivo MTL proporcionado en el mismo archivo .rar de descarga se puede convertir los datos DN de nivel 1 a radiancia espectral TOA:

$$L_{\lambda} = M_L Q_{cal} + A_L$$

donde:

L_{λ} = radiancia espectral TOA (Watts/(m² * srad * μm))

M_L = Factor de cambio de escala multiplicativo específico de banda de los metadatos (RADIANCE_MULT_BAND_x, donde x es el número de banda) = 0,00033420

A_L = Factor de cambio de escala aditivo específico de banda de los metadatos (RADIANCE_ADD_BAND_x, donde x es el número de banda)

Q_{cal} = Valores de píxel de producto estándar cuantificados y calibrados (DN) = 0,10000

3.5. Conversión a temperatura de brillo de la parte superior de la atmósfera

Los datos de la banda térmica se pueden convertir de radiación espectral a la temperatura de brillo de la parte superior de la atmósfera usando las constantes térmicas en el archivo MTL:

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)}$$

donde:

T = Temperatura de brillo de la parte superior de la atmósfera (K)

L_λ =Radiancia espectral TOA (vatios/(m² * srad * μm))

K_1 =Constante de conversión térmica específica de banda de los metadatos (K1_CONSTANT_BAND_x, donde x es la banda térmica número)

K_2 =Constante de conversión térmica específica de banda de los metadatos (K2_CONSTANT_BAND_x, donde x es el número de banda térmica)

Para obtener la temperatura superficial del suelo se precisa del cálculo de la emisividad terrestre (ϵ), en este caso se utiliza la proporción de vegetación para determinar la emisividad (Carlson y Ripley, 1997; Vanhellemont, 2020). Para ello, una vez obtenido el cálculo de la temperatura de brillo se procedió al cálculo del índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI). Existen diferentes procedimientos para obtener la emisividad, pero se eligió el cálculo a partir del NVDI. La emisividad un factor de proporcionalidad, que escala el resplandor del cuerpo negro (ley de Planck) para predecir el resplandor emitido, y es la eficiencia de transmitir energía térmica a través de la superficie hacia la atmósfera. Las bandas espectrales OLI de los datos de Landsat 8 se han procesado para estimar los valores del índice de vegetación de diferencia normalizada de la superficie a través del uso de la siguiente ecuación:

$$NVDI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED} = \frac{Band\ 5 - Band\ 4}{Band\ 5 + Band\ 4}$$

Antes de realizar el cálculo del NVDI realizamos en cálculo de la corrección radiométrica de la elevación solar. Mediante la siguiente ecuación se realizó la conversión a reflectancia al TOA con corrección angular. Los datos del sensor OLI pueden ser convertidos a valores de reflectancia (TOA) en el techo de la atmosfera, usando para ello los coeficientes de reflectancia re-escalados suministrados en el archivo de metadatos MTL (U.S. Geological Survey, 2019). La siguiente ecuación es usada para

convertir los ND niveles digitales a valores de reflectancia para los obtenidos por el sensor OLI y que en este caso se utilizará para corregir las Bandas 4 y 5 de cada producto:

$$\rho\lambda' = M_p Q_{cal} + A_p$$

Donde:

$\rho\lambda'$ = valor de reflectancia planetaria, sin corrección por ángulo solar.

M_p = factor multiplicativo de escalado específico por banda obtenido del metadato (REFLECTANCE_MULT_BAND_x, donde x es el número de la banda) = 0,00002

A_p = factor aditivo de escalado específico por banda obtenido del metadato (REFLECTANCE_ADD_BAND_x, donde x es el número de la banda) = -0,1

Q_{cal} = producto estándar cuantificado y calibrado para valores de píxel (DN). Este valor se refiere a cada una de las bandas de la imagen

* A_p y Q_{cal} son iguales tanto para la banda 4 como para la banda 5, la corrección radiométrica se deberá realizar para las dos bandas.

El cálculo de la reflectancia real está condicionado por la atmósfera y además por el ángulo de observación. De esta manera, la reflectancia en el techo de la atmósfera TOA con una corrección del ángulo solar (Tabla 2) es:

$$\rho\lambda = \frac{\rho\lambda'}{\sin(\theta_{SE})}$$

Donde:

$\rho\lambda$ = valor reflectancia planetaria en el techo de la atmósfera TOA, con corrección por ángulo solar.

θ_{se} = ángulo de elevación solar. El ángulo de elevación solar del centro de la escena es provisto en el metadato de la imagen (SUN_ELEVATION).

Es importante que no haya valores de reflectancia con corrección atmosférica negativos o inferiores a 0. En muchos casos se asume que la reflectancia mínima es del 1% (0.01 en tanto por uno). Este método llamado *Dark Subtraction Object*, (DOS) asume que todo valor de reflectancia muy bajo debe considerarse como efecto de la dispersión de la luz (Pat S. Chavez, 1996; Mather y Koch, 2011a), dado que es altamente improbable que un cuerpo presente en la superficie de la Tierra tenga una reflectancia de 0. De este modo, cuando se aplican cálculos posteriores, se obtienen resultados coherentes. Este proceso permite convertir la información de la imagen original (bruta) de cada píxel, de Niveles Digitales -ND- a Niveles de Reflectancia (niveles digitales) captados por el sensor en el tope de la

atmosfera (exo-atmosféricos), es decir, sin los efectos de la misma, lo que permite disminuir los efectos de dispersión o absorción causados por la presencia de partículas en la atmósfera. Adicionalmente, se busca eliminar el efecto de los diferentes ángulos de incidencia de la radiación solar y de la distancia Tierra - Sol, que se producen como consecuencia de las diferencias de tiempo de adquisición de las imágenes. En general con estas correcciones se busca minimizar los errores que influyen en la radiación o en el valor radiométrico de cada elemento captado en la escena.

Para poder obtener la Temperatura de la superficie terrestre se debe calcular la emisividad, pero antes, se calcula el NVDI una vez realizado la corrección radiométrica de la reflectancia para las bandas 4 y 5. Los valores de NDVI generalmente varían de -1 a $+1$. Distintos autores explican que la emisividad se puede obtener a partir de valores NDVI (Carlson y Ripley, 1997; Jimenez-Munoz et al., 2014; Yu et al., 2014). Los valores de NDVI de la superficie son un factor clave en la estimación de la Proporción de Vegetación (Pv). En la ecuación (2), Carlson y Ripley comentan que los valores mínimo y máximo de NDVI se corresponden con el suelo desnudo (NVDI = 0) y con una cobertura vegetal del 100%. Yu et al en la ecuación (28) usan como mínimo y máximo 0,2 y 0,5 respectivamente. Ese valor mínimo de NDVI es muchas veces asumido como el de suelo desnudo. En teoría, con el valor máximo y mínimo de la imagen, los valores de proporción de vegetación irían del 0 para el valor mínimo de NDVI hasta el 1 para el valor máximo de NDVI. Los valores de emisividad serían inversamente proporcionales, con un máximo de 0,973 para el valor de NDVI mínimo y un mínimo de 0,926 para el valor de NDVI máximo.

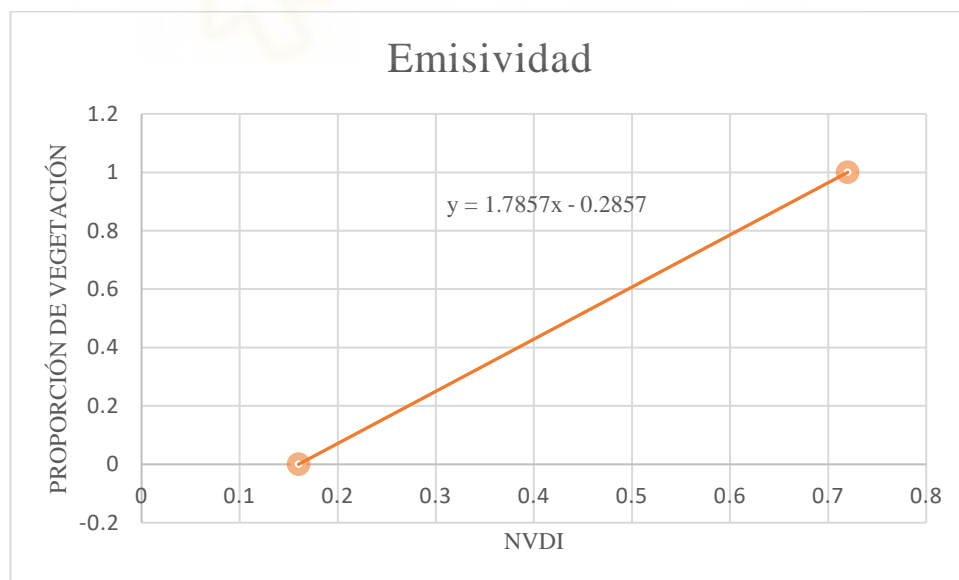


Figura 5. Emisividad calculada a través de la porción de vegetación en función de NVDI de imágenes Landsat.

Por lo tanto, se estableció un NVDI mínimo que supondría un suelo desnudo y NVDI máximo posible (Carlson y Ripley, 1997; Yu et al., 2014). A partir de la ecuación de la recta obtenida en la Figura 5 se calculó la proporción de vegetación en bruto dentro del rango establecido de NVDI. Se corrigieron los datos de NVDI de cada píxel que contengan valores de NVDI menores a 0,16 y mayores a 0,72, para así obtener valores de Pv entre 0 y 1. Para eliminar los valores menores a 0,16 se creó una máscara mediante la herramienta de proceso llamada ‘reclasificar por tabla’ de QGIS. Se indicaron que los valores a 0,16 pasen a un valor de 0 y los superiores a un valor de 1. El resultado se multiplicó por la capa de la Pv en bruto, obteniendo una Pv en neto.

Para llegar a la obtención de la temperatura de la superficie terrestre primero se debe estudiar la emisividad de la superficie terrestre que se define como, la proporción entre la radiación térmica emitida por un cuerpo a una determinada temperatura y la radiación que este emitiría si se comportara como un cuerpo negro para la misma longitud de onda y temperatura. ha sido predicha por la siguiente ecuación y deben de dar valores entre 0 y 1 (Carlson y Ripley, 1997; Yu et al., 2014).

$$\varepsilon = 0,973 - 0,047 P_v$$

Donde

ε = la emisividad

P_v = la Proporción de Vegetación o Vegetación Cubierta Fraccionada.

Para obtener el valor de emisividad, se sustituyó la P_v en neto en la ecuación de la emisividad, dando valores entre 0 y 1. Si la P_v fuese 1 la emisividad mínima es de 0,926 y si la P_v es 0, la emisividad máxima es 0,973.

Finalmente, se calculará de la siguiente manera la temperatura superficial del suelo (Artis y Carnahan, 1982; Weng et al., 2004)

$$LST = \frac{T_B}{\left[1 + \left(\lambda * \frac{T_B}{\rho} * \ln \varepsilon\right)\right]}$$

Donde,

LST = temperatura de superficie terrestre.

TB = Temperatura de brillo

Λ = Longitud de onda de radiación emitida central (es la longitud de onda central, en este caso para la banda 10 es 10,895 m)

$\rho = h \times c / \sigma = 1,438 \times 10^{-2} \text{ mK}$ (σ = Constante de Boltzmann = $1,38 \times 10^{-23} \text{ J/K}$)

h = Constante de Planck = $6,626 \times 10^{-34}$ J·s,

c = Velocidad de la luz = $2,998 \times 10^8$ m/s

ϵ = Emisividad del suelo superficial



4. Resultados

En el siguiente apartado se van a explicar los resultados obtenidos. Los apartados se van a clasificar en función de las interferencias habidas, transición de otoño a invierno y la transición de primavera a verano. En general, se observa en las siguientes figuras que, dependiendo de la época del año, la temperatura varía como era de esperar. En verano hay mayor nivel de temperatura que en invierno y se corrobora con los datos obtenidos, no hay discordancia. También se puede deducir que en otoño la temperatura en toda la comarca es mayor que la de en febrero, por ejemplo.

4.1. Interferencia de las nubes en la estimación de LST

En la Figura 5 se substrajeron los píxeles con una reflectancia muy baja mediante el método DOS, este cálculo permite corregir adecuadamente las nubes de la imagen ya que asume que las reflectancias cercanas a 0 o menores son prácticamente imposible, debido a que tan solo un cuerpo negro puede tener este efecto. En este caso, se substrajeron los píxeles con valores menores a 0,16 de NVDI. En la Figura 6, se presenta la temperatura superficial terrestre de octubre. En esta imagen no ha podido eliminarse el efecto de las perturbaciones de la atmósfera adecuadamente, no pudiendo observar las zonas que cubren las nubes.

El producto de partida ya contenía una cantidad de nubes considerable en la zona de estudio (Tabla 4), y mediante la corrección atmosférica realizada no ha difuminado estas. Se intentó buscar una imagen representativa de la estación de otoño y que no tuviese tanta cantidad de nubes, pero no fue posible, teniendo en cuenta que las imágenes captadas por Landsat 8 se realizan cada 15 días sobre la misma zona. Se debería mejorar la suavización de las nubes y la neblina para poder visualizar los datos de octubre de esa zona concreta, en este caso se podría probar a sustraer los píxeles a partir de valores de 0,2 (Carlson y Ripley, 1997). También, hay que tener en cuenta que la temporalidad de la captura de imágenes es un factor limitante para obtener productos de mayor calidad para este trabajo.

Por otro lado, se observan puntos de calor en zonas industriales como en el entorno de la empresa Tempe. En la imagen se puede visualizar como las salinas de Torre Vieja o las lagunas de Santa Pola tienen temperatura menor que a su alrededor. Además, también se observa que en la parte de solana de la sierra de Crevillente hay unos grados más que en la parte de umbría.

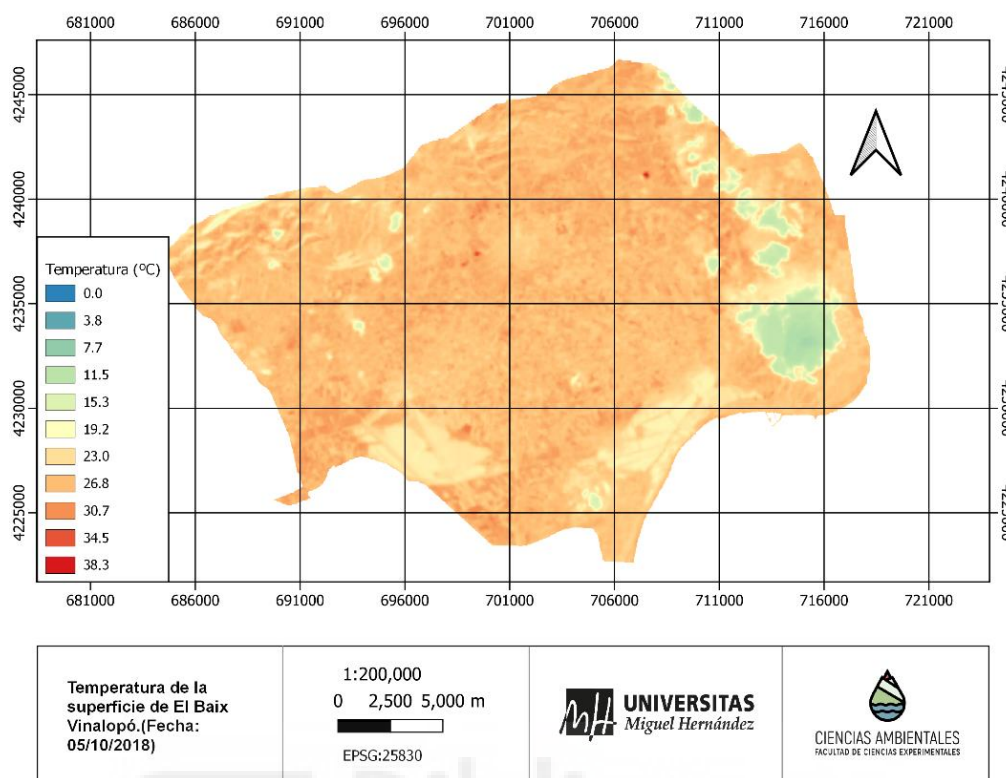


Figura 6. Temperatura de la superficie terrestre en la Comarca del Baix Vinalopó el 05/10/2018.

4.2. Otoño-Invierno

En las Figuras 6 y 7 se observa que las zonas en las que están presentes masas de agua la temperatura es inferior a la de otra superficie, ya sea por el embalse de Elche, el Parque natural del Hondo o El Paraje Natural de las Salinas de Santa Pola.

En la Figura 7 se muestra el LST de diciembre. Se puede comentar que en la Sierra de Crevillente, en la parte de solana y sentido hacia la costa hay mayor temperatura que en toda la comarca, por lo que habría que estudiar si la altitud de la Sierra de Crevillente influye en la temperatura de la superficie.

Además, también se puede intuir en la imagen que las salinas de Santa Pola están más frías que en las de El Hondo pero habría que estudiar si es por la profundidad de estas o si influye la concentración de salinidad. También, en el norte de la comarca se intuye una temperatura inferior a alrededores.

Hay una clara diferencia de diciembre a febrero (Figura 8). La principal es que la temperatura media de las imágenes en diciembre es de alrededor de 11°C y en febrero es de 20°C. También el porcentaje de nubes en diciembre es 3 veces mayor que en febrero (Tabla 4). Se puede añadir que el 24 de diciembre la radiación solar fue escasa en el 2018 y se puede apreciar que la zona costera tiene una temperatura inferior al interior de la comarca. Hace falta estudiar muchas variables como el efecto de la brisa marina y que desplace el calor a otra zona (Moreno-garcia, 1994; Villarreal y Candanedo, 2020).

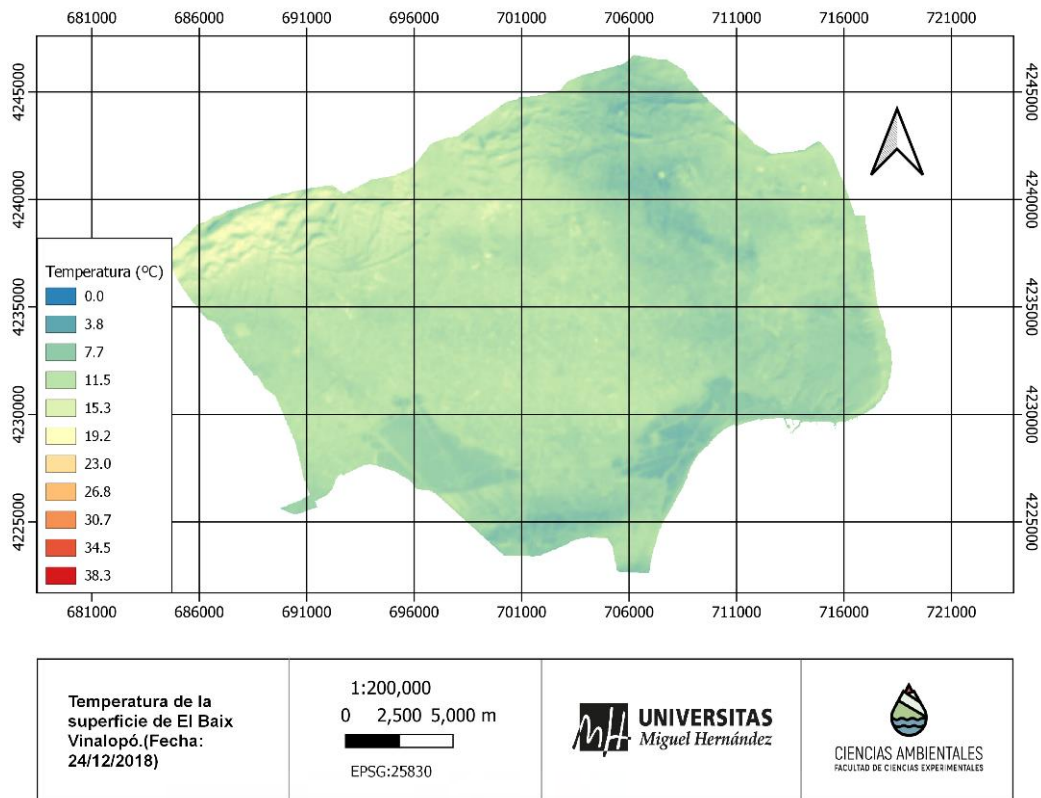


Figura 7. Temperatura de la superficie terrestre en la Comarca del Baix Vinalopó el 24/12/2018.

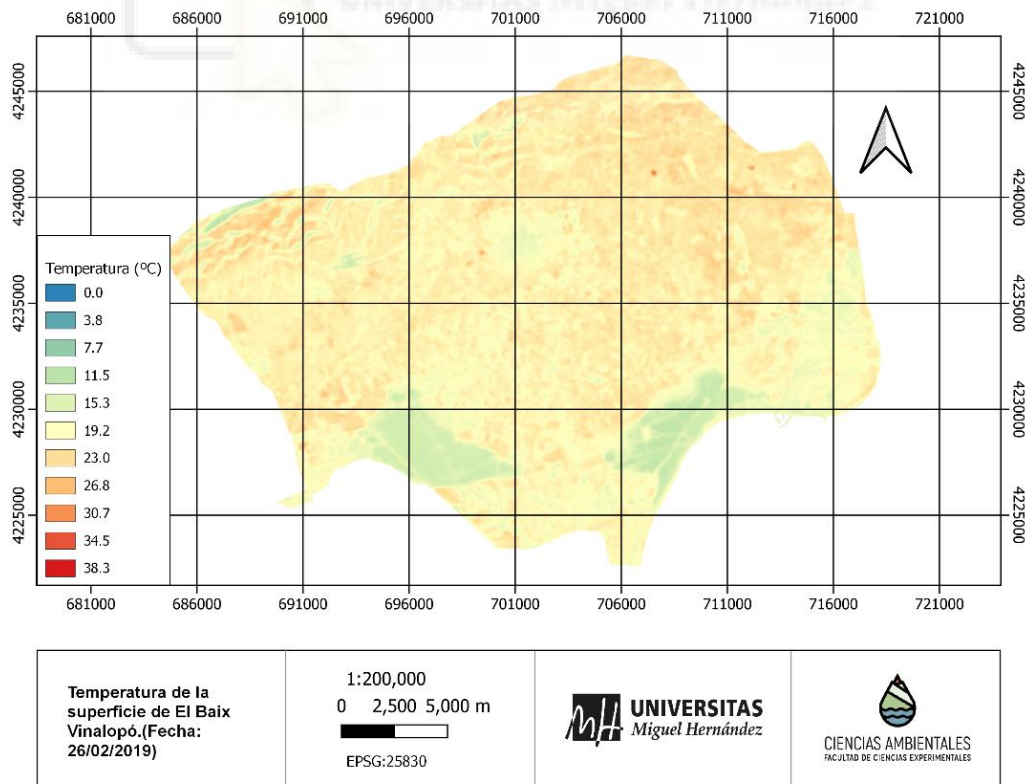


Figura 8. Temperatura de la superficie terrestre en la Comarca del Baix Vinalopó el 26/02/2019.

4.3. Primavera-Verano

En la Figura 9 se representa un mapa de la temperatura superficial de mayo y se señalan las zonas industriales, gracias a la clasificación de los usos del suelo del *Corine Land Surface 2018*. Se puede interpretar que en estas zonas señaladas es característico el aumento de temperatura, las temperaturas en estas zonas pasan de 26.8°C a 38.3°C. Aparecen distintos puntos clave en los que se eleva la temperatura puntualmente, como son los polígonos industriales de camino a Crevillente desde Elche, y los polígonos de alrededor, inclusive el Parque industrial de Elche, que se encuentra la empresa Tempe del Grupo Inditex.

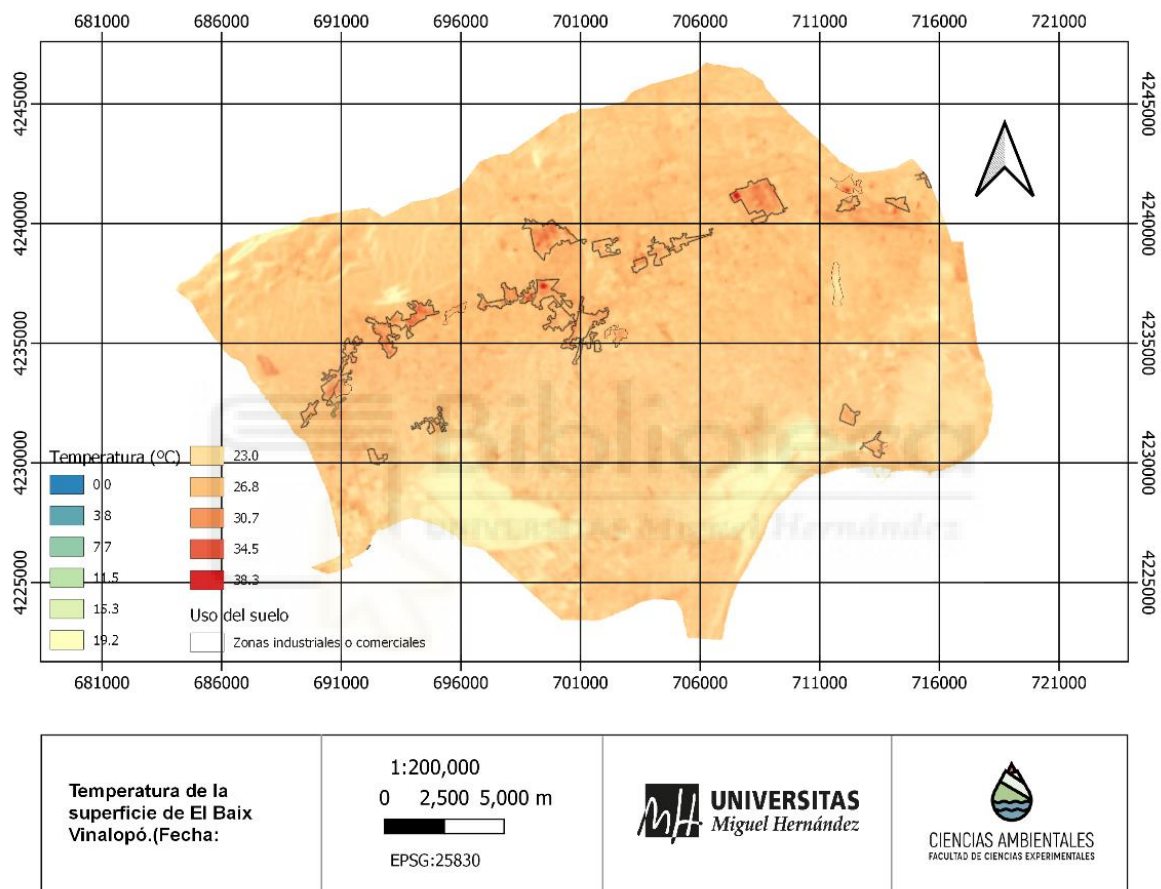


Figura 9. Temperatura de la superficie terrestre en la Comarca del Baix Vinalopó el 10/05/2019.

En la Figura 10 se muestra el LST de agosto. En esta imagen el intervalo de valores va desde 26°C a 38°C. Las temperaturas más bajas se reflejan en las zonas donde hay masas de agua como las marismas de El Hondo, las salinas de Santa Pola, el embalse de Crevillente y el río Vinalopó, zonas cercanas a la costa y la parte de umbría de la Sierra de Crevillente. Las temperaturas más elevadas se presentan en las zonas industriales, aunque destaca que la mayor parte de la imagen tiene más de 30,7°C de temperatura.

En las imágenes se observa que en los lugares donde hay mayor agua, sus alrededores verdes, la temperatura suele ser más baja, y esto puede deberse a la evapotranspiración ya que, en un sistema

natural, los árboles transpiran, con lo que se logra un mejor equilibrio térmico que en la ciudad, en la que al limitarse la evaporación propicia que el aire se caliente, por lo que la temperatura será mayor y la humedad menor.

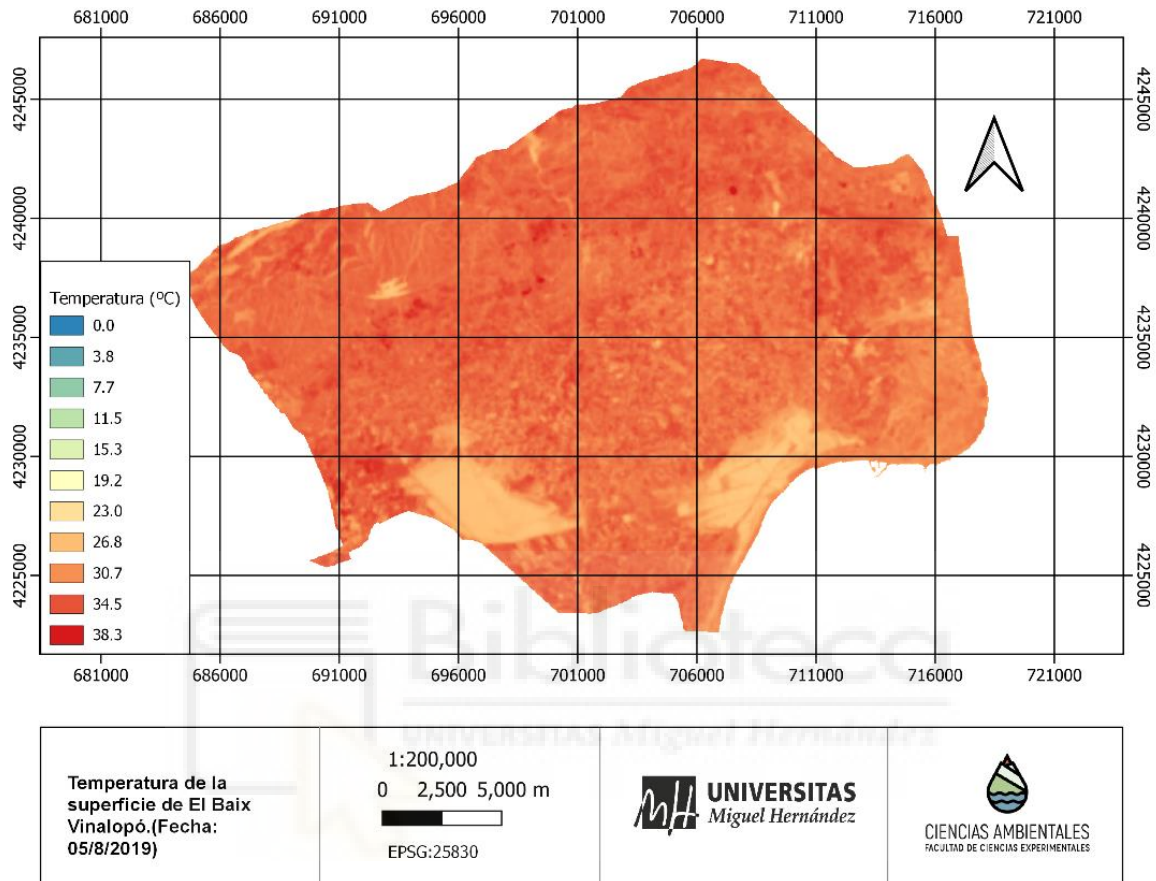


Figura 10. Temperatura de la superficie terrestre en la Comarca del Baix Vinalopó el 05/08/2019.

A simple vista las ciudades de Crevillente, Elche o Santa Pola no muestran ninguna elevación de temperatura aparente (Figura 10). Habría que trabajar a una escala más fina para poder evaluar las ciudades. Hay autores que, hacen hincapié en que la escala de observación es importante para determinar qué método es el mejor para estudiar la temperatura de nuestro alrededor. Se sigue trabajando en evaluar el efecto de la escala en la temperatura con métodos remotos (Oke, 1973a).

4.4. Perfil térmico

En este apartado se va a estudiar mediante dos perfiles térmicos algunas partes de Elche. En la Figura 11, se plasma el mapa urbano de Elche y los distintos puntos escogidos de Elche, que se van a estudiar dos perfiles a lo largo de la ciudad.

La ciudad de Elche está dividida en dos por el río Vinalopó, puesto que esta ciudad ha crecido alrededor del curso fluvial del Vinalopó. Por un lado, está el centro histórico y en el otro la zona más nueva, esto explica la morfología de los edificios, en cada parte de la ciudad. En el lado este y central se compone de edificios más antiguos, y en el otro lado del río la morfología es más nueva y simétrica, y la altitud de los edificios suele ser mayor.

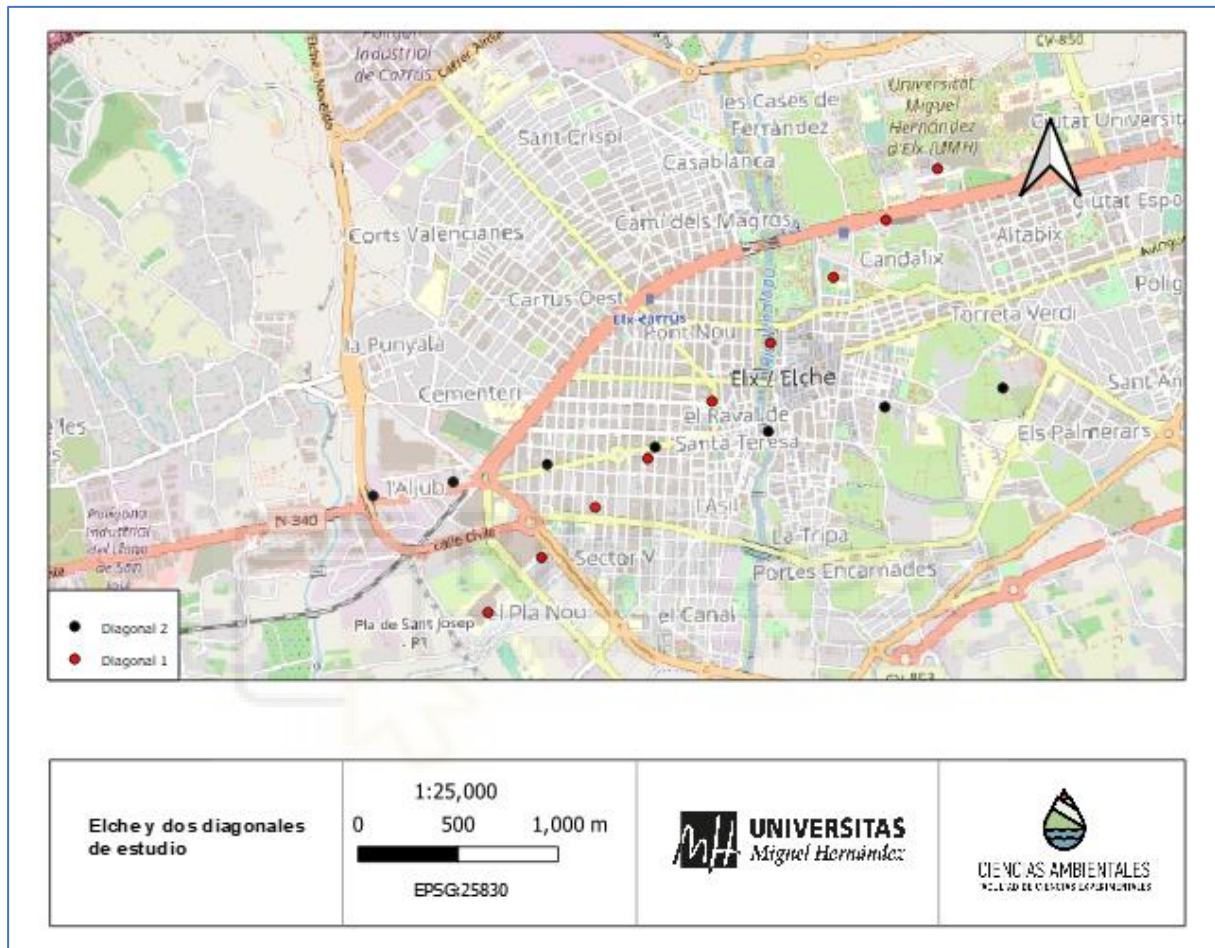


Figura 11. Mapa urbano de la ciudad de Elche y dos diagonales de estudio. Fuente: Open Street Map.

En la Figura 12 se representa la Diagonal 1 de estudio de la ciudad de Elche en el que cada punto representa la temperatura de la superficie terrestre en cada mes de estudio (octubre, febrero, diciembre, mayo y agosto). En los meses de octubre, diciembre, febrero y mayo la diferencia de las zonas externas a la ciudad con respecto a las internas es de hasta 3°C. En agosto, los puntos cercanos a la avenida principal y Candalix, las temperaturas fueron de hasta 3°C inferior a los otros puntos, incluyendo al punto de la Universidad Miguel Hernández. Por otra parte, el punto que está justo encima del río Vinalopó reduce su temperatura hasta dos grados menos en prácticamente todos los meses. Otro detalle para comentar es que en todos los meses excepto en agosto, el punto del río Vinalopó es 3°C menor con

respecto al mismo punto en agosto. Esto puede deberse a alguna convección de aire. En agosto, el punto de la avenida de la Libertad tiene menor temperatura con respecto a los otros meses.

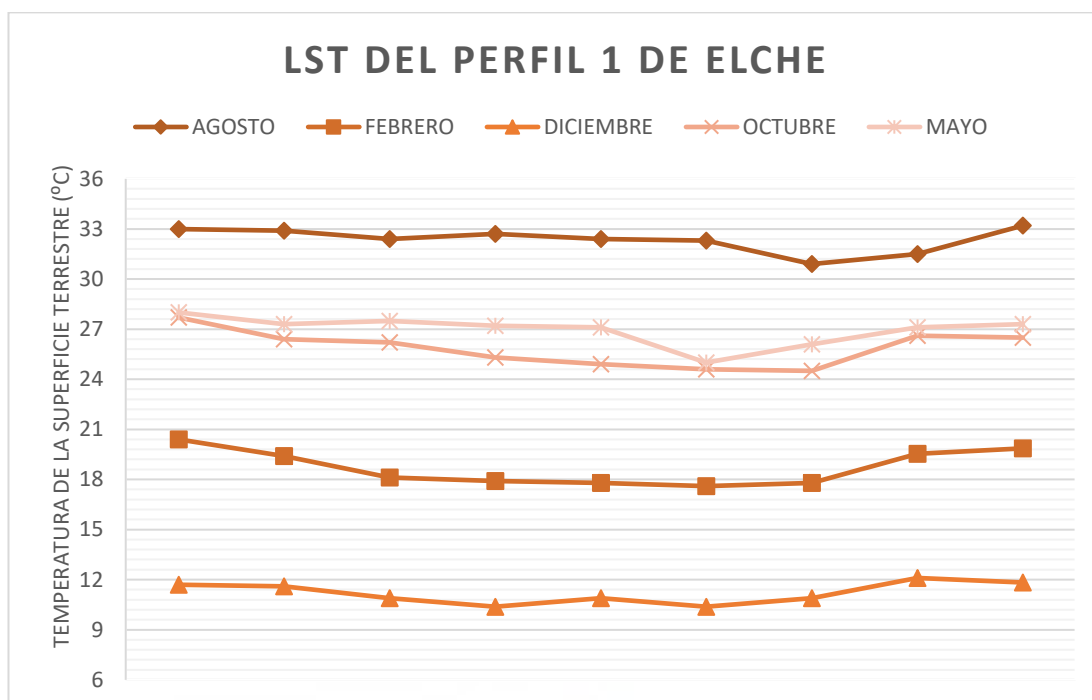


Figura 12. Temperatura de la superficie terrestre en la diagonal 1 de Elche.

En la Figura 13 se representan el LST de la Diagonal 2 representada en la Figura 10. Este gráfico muestra las temperaturas en cada punto en función de los meses estudiados. En los primeros puntos de la zona de la carretera nacional y el Aljub la temperatura es mayor que en las zonas centrales de la ciudad en todas las fechas estudiadas durante todos los meses estudiados, por lo que la temperatura de las zonas industriales o de servicios es mayor que en zonas cercanas a río Vinalopó. Asimismo, se indica que la temperatura es similar en toda la avenida principal, que alcanza los 32.5°C en agosto.

Tanto en la Figura 12 y 13 se refleja que en las zonas industriales la temperatura es mayor que en zonas verdes, como el Palmeral de Elche. La diferencia entre las zonas con edificios y las zonas más verdes o cercanas al río, ya que pueden tener una diferencia de temperatura de hasta 3°C. En la Figura 13, las zonas próximas a las carreteras y cercanas al Aljub tienen una temperatura superior o igual a la de los puntos centrales donde se encuentran edificios de 5 o 6 pisos. Este fenómeno puede deberse al tipo de superficie de las zonas industriales, como el hormigón o el aluminio que tiende a calentarse y enfriarse rápidamente. Otro hecho es que en las zonas centrales de la ciudad rodeadas de edificios el calor aumenta con respecto a zonas cercanas al río Vinalopó o el Palmeral. Esto puede deberse tanto al calor antrópico como el transporte, las emisiones, el calor emitido por los aires acondicionados, etcétera. Además, la velocidad del viento no será igual en la zona central urbana que en el linde del río Vinalopó y esto podría influir en la temperatura. Las zonas de altas presiones, la morfología de los edificios y los materiales de las infraestructuras antrópicas. Se debe estudiar las islas de calor y su relación con edificios

altos, uso de automóviles, el uso de asfalto como material para las calles y factores ambientales como la lluvia, nubes y vientos promueven la generación de ellas (Villarreal & Candanedo, 2020).

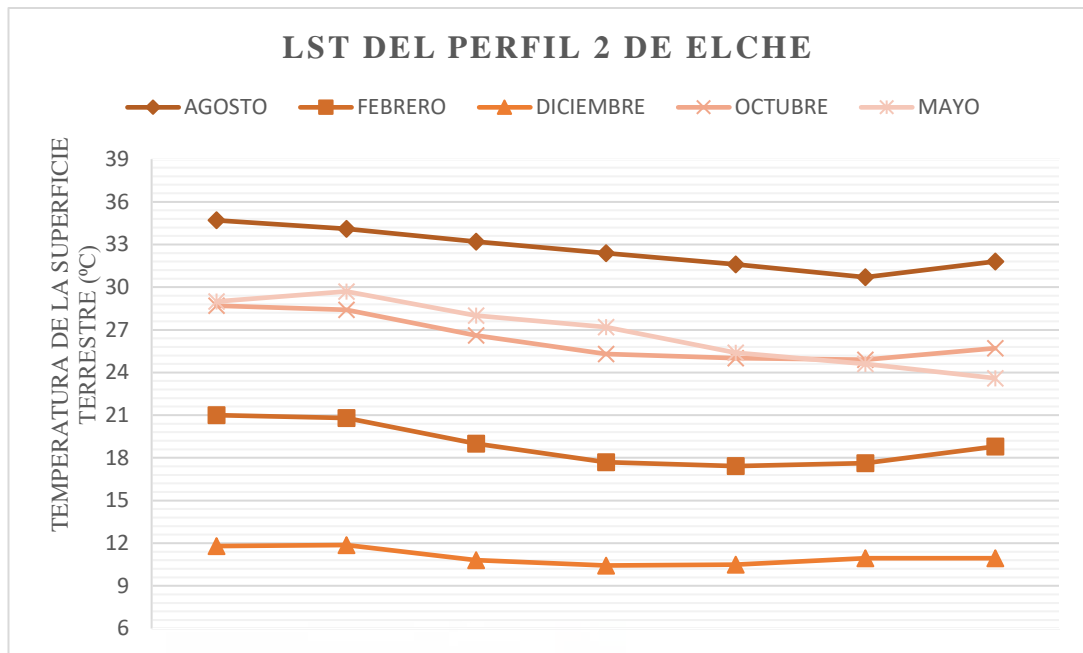


Figura 13. Temperatura de la superficie terrestre en la diagonal 2 de Elche.

En todas las figuras del apartado de resultados existen distintos puntos de calor en las zonas cercanas a las ciudades y que corresponden a zonas industriales, habría que estudiar hasta qué punto los materiales y la actividad antrópica influye en la temperatura. Estos píxeles calientes pueden deberse a la infraestructura de hormigón y aluminio, que son materiales que tienden a calentarse y enfriarse muy rápido.

Las variables que podrían faltar son como calcular una temperatura superficial completa que tenga en cuenta tanto las superficies horizontales como las verticales en áreas urbanas y así se reconozca el impacto térmico de la tridimensionalidad del sistema (Oke, 1973b; Voogt y Oke, 1997a). Otra variable para estudiar es el día y la noche, ya que este estudio tan solo representa el día (Tabla 4). Hay estudios que concluyen que durante el día las temperaturas de la superficie completa son varios grados mayores que la temperatura del aire (Voogt y Oke, 1997b). Este descubrimiento permite entender que con las imágenes remotas no pueden determinar la temperatura del aire, si no se tienen en cuenta las geometrías y las condiciones de observación.

5. Conclusiones

Este estudio es tan solo una aproximación de la temperatura de la superficie de la comarca del Baix Vinalopó. Este trabajo pretende ser un punto de partida para el estudio más específico de la zona y de los puntos clave para la formación de islas de calor. Este estudio necesita trabajar la temperatura de la superficial completa para determinar la sensación térmica real en una isla de calor. Además, para poder obtener señales de la existencia de la presencia de islas de calor se debe trabajar en una escala más fina que 1:200000.

Desde otra perspectiva, la visualización a una escala más gruesa ha permitido revisar los puntos más calientes de la comarca del Baix Vinalopó durante todo el año. Estos puntos se corresponden a las zonas industriales de alrededores de Crevillente y a las que envuelven a Elche. En las imágenes destaca un punto en especial que es el Parque empresarial de Elche.

La corrección atmosférica de imágenes Landsat 8 pueden realizarse mediante el método DOS. De hecho, en todas en las imágenes el resultado ha sido correcto, excepto para el producto de octubre. Este método podría probarse, pero con valores mínimos superior al que se ha utilizado en este trabajo de 0,16 de NVDI. Por ejemplo, podría estudiarse a partir de 0,2. Otro hecho, es que la temporalidad de las imágenes Landsat limita la obtención de datos adecuados, porque estos productos son adquiridos cada 15 días y que las imágenes remotas se adquieren de día. Con respecto, al producto adquirido de octubre tiene un porcentaje muy cercano al 10% de nubes sobre la superficie terrestre lo cual interfiere en los datos.

Un hecho importante es que las imágenes adquiridas han podido representar el ciclo hidrológico del año (otoño-invierno-primavera-verano). Los resultados del LST tienen concordancia con su mes del año, es decir, en verano la imagen representa valores de temperatura mayores y en invierno menores. Asimismo, evitar fenómenos atmosféricos en los días de adquisición de las imágenes, como lluvias torrenciales o días de invierno muy caloroso, ha resultado beneficioso para el resultado. Otras características como la altitud puede ser un factor que influya en la temperatura de la superficie terrestre, al igual que la profundidad del agua o el porcentaje de sal, porque las salinas de Santa Pola están más frías que las del Hondo, también los vientos o las brisas marinas pueden desplazar el calor.

Por otra parte, la escala más fina 1:25000 de la ciudad de Elche ha permitido analizar desde un punto de vista general que las zonas verdes como el Palmeral de Elche tiene temperaturas inferiores que las zonas con edificios más altos. También, que en la zona del Aljub, las zonas industriales y las zonas de carreteras aglomeradas, el calor aumenta considerablemente con respecto a todos otros puntos y en todas las estaciones e imágenes estudiadas. Otro fenómeno a tener en cuenta es que el viento podría afectar en las a la temperatura de la superficie terrestre cuando hay vías de circulación de automóviles, y que las temperaturas en zonas cercanas al río Vinalopó son menores que en los puntos más alejados.

La proyección a futuro es relacionar los usos del suelo con la temperatura media de la zona, y comprobar la relación que se obtiene. También, se podría estudiar si la altitud influye en el valor del LST. Por otro lado, se puede estudiar la conexión que existe entre la calidad del aire y su temperatura, la presencia de mucho tráfico en las ciudades e indirectamente la calidad de vida de las personas que habitan en la zona. Con la finalidad de predecir cómo evolucionará la temperatura de la comarca del Baix Vinalopó se podría construir una red neuronal artificial, y de este modo pronosticar cuál será la evolución de la zona y determinar cuál será el mejor modo de Ordenación del territorio, con el fin de obtener una mejoría en la calidad de vida y sostenibilidad en esta comarca y no su regresión.



6. Referencias bibliográficas

- Abbate, G. (1997). *Heat island study in the area of Rome by integrated use of ERS-SAR and Landsat TM*.
- AEMET. (2011). Atlas climático ibérico: temperatura del aire y precipitación (1971-2000). In *Atlas climático ibérico: temperatura del aire y precipitación (1971-2000)*. <https://doi.org/10.31978/784-11-002-5>
- Akbari, H., Cartalis, C., Kolokotsa, D., Muscio, A., Pisello, A. L., Rossi, F., Santamouris, M., Synnefa, A., Wong, N. H., & Zinzi, M. (2016). Local climate change and urban heat island mitigation techniques - The state of the art. *Journal of Civil Engineering and Management*, 22(1). <https://doi.org/10.3846/13923730.2015.1111934>
- Artis, D. A., & Carnahan, W. H. (1982). Survey of emissivity variability in thermography of urban areas. *Remote Sensing of Environment*, 12(4). [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(82\)90043-8](https://doi.org/10.1016/0034-4257(82)90043-8)
- Azorín, C. (2004). Estimación de la ocurrencia de la brisa marina en Alicante. *El Clima Entre El Mar y La Montaña*, 19–30.
- Carlson, T. N., & Ripley, D. A. (1997). On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote Sensing of Environment*, 62(3), 241–252. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(97\)00104-1](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(97)00104-1)
- Caselles, V., López García, M. J., Meliá, J., & Pérez Cueva, A. J. (1991). Analysis of the heat-island effect of the city of Valencia, Spain, through air temperature transects and NOAA satellite data. *Theoretical and Applied Climatology*, 43(4). <https://doi.org/10.1007/BF00867455>
- Chuvieco, E. (2017). Teledetección, S.I.G. y Cambio Global. *Geographicalia*, 29. https://doi.org/10.26754/ojs_geoph/geoph.1992291833
- Colacino, M. (1980). Some observations of the urban heat island in Rome during the summer season. *Il Nuovo Cimento C*, 3(2). <https://doi.org/10.1007/BF02507142>
- Cueva, A. J. P., Valenciana, C., & i Ordenació, D. G. d'Urbanisme. (1994). *Atlas climático de la Comunidad Valenciana (1961-1990)*. Direcció General d'Urbanisme i Ordenació del Territori.
- EEA. (2010). State of the environment report (SOER) No 1/2010 : The european environment : State and outlook 2010. Synthesis. In *European Environment Agency, Copenhagen*.
- European Environment Agency. (2020). *Towards zero pollution in Europe*. 67.
- Fabrizi, R., Bonafoni, S., & Biondi, R. (2010). Satellite and ground-based sensors for the Urban Heat Island analysis in the city of Rome. *Remote Sensing*, 2(5). <https://doi.org/10.3390/rs2051400>
- Hoverter, S. P. (2012). *Adapting to urban heat: a tool kit for local governments*. August. <http://66.39.13.15/sites/default/files/climate-adaptation-urban-heat.pdf%5Cnhttp://www.law.georgetown.edu/academics/academic-programs/clinical->

- programs/our-clinics/HIP/upload/Urban-Heat-Toolkit_RD2.pdf
- Hulley, G. C., Hook, S. J., Abbott, E., Malakar, N., Islam, T., & Abrams, M. (2015). The ASTER Global Emissivity Dataset (ASTER GED): Mapping Earth's emissivity at 100 meter spatial scale. *Geophysical Research Letters*, 42(19). <https://doi.org/10.1002/2015GL065564>
- IPCC. (2014). Informe Del Grupo Intergubernamental De Expertos Sobre El Cambio Climático. In *Contribución de los Grupos de trabajo I,II y III al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático*. https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/SYR_AR5_FINAL_full_es.pdf
- Jimenez-Munoz, J. C., Sobrino, J. A., Skokovic, D., Mattar, C., & Cristobal, J. (2014). Land surface temperature retrieval methods from landsat-8 thermal infrared sensor data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 11(10), 1840–1843. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2014.2312032>
- Lemus-Canovas, M., Martin-Vide, J., Moreno-Garcia, M. C., & Lopez-Bustins, J. A. (2020). Estimating Barcelona's metropolitan daytime hot and cold poles using Landsat-8 Land Surface Temperature. *Science of the Total Environment*, 699. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134307>
- Manley, G. (1958). On the frequency of snowfall in metropolitan England. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 84(359), 70–72. <https://doi.org/10.1002/qj.49708435910>
- Martí, V. P. (1994). *1994_PonsMarti_SorianSoto_CuadGeog.pdf*.
- Martínez Martínez, J. (2014). Estudio de la isla de calor de la ciudad de Alicante. *Investigaciones Geográficas*, 62. <https://doi.org/10.14198/ingeo2014.62.06>
- Mather, P. M., & Koch, M. (2011a). Preprocessing of Remotely-Sensed Data. In *Computer Processing of Remotely-Sensed Images*. <https://doi.org/10.1002/9780470666517.ch4>
- Mather, P. M., & Koch, M. (2011b). Remote Sensing Platforms and Sensors. In *Computer Processing of Remotely-Sensed Images* (pp. 29–66). <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/9780470666517.ch2>
- MCM García. (2016). El estudio de la isla de calor urbana en el ámbito mediterráneo: una revisión bibliográfica. *Biblio3W*, Vol. XXI, (November 2016).
- Moreno-garcia, M. C. (1994). Intensity and form of the urban heat island in barcelona. *International Journal of Climatology*, 14(6). <https://doi.org/10.1002/joc.3370140609>
- Oke, T. R. (1973a). City size and the urban heat island. *Atmospheric Environment (1967)*, 7(8), 769–779. [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(73\)90140-6](https://doi.org/10.1016/0004-6981(73)90140-6)
- Oke, T. R. (1973b). City size and the urban heat island. *Atmospheric Environment (1967)*, 7(8), 769–779. [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(73\)90140-6](https://doi.org/10.1016/0004-6981(73)90140-6)
- Pat S. Chavez. (1996). *Image-based Atmospheric Corrections - Revisited and Improved*. 31(10), 677–682. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1681.2004.03065.x>

- Pramanik, S., & Punia, M. (2020). Land use/land cover change and surface urban heat island intensity: source–sink landscape-based study in Delhi, India. *Environment, Development and Sustainability*, 22(8), 7331–7356. <https://doi.org/10.1007/s10668-019-00515-0>
- Rivas Martínez, S., Gandullo Gutiérrez, J. M., Allué Andrade, J. L., Montero de Burgos, J. L., & González Rebollar, J. L. (1987). Memoria del Mapa de series de vegetación de España 1:400.000. In *Serie Técnica*.
- Snyder, W. C., Wan, Z., Zhang, Y., & Feng, Y. Z. (1998). Classification-based emissivity for land surface temperature measurement from space. *International Journal of Remote Sensing*, 19(14). <https://doi.org/10.1080/014311698214497>
- Sobrino, J. A., & Raissouni, N. (2000). Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: Application to Morocco. *International Journal of Remote Sensing*, 21(2). <https://doi.org/10.1080/014311600210876>
- Stewart, I. D. (2011). A systematic review and scientific critique of methodology in modern urban heat island literature. *INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY Int. J. Climatol*, 31, 200–217. <https://doi.org/10.1002/joc.2141>
- U.S. Geological Survey. (2019). Landsat 8 Data Users Handbook. *Nasa*, 8(November), 114. <https://landsat.usgs.gov/documents/Landsat8DataUsersHandbook.pdf>
- USGS. (2017). *Landsat 8 (L8) Level 1 (L1) Data Format Control Book (Dfcb)*. 8(February), 26. <https://landsat.usgs.gov/sites/default/files/documents/LSDS-809-Landsat8-Level1DFCB.pdf>
- Vanhellemont, Q. (2020). Combined land surface emissivity and temperature estimation from Landsat 8 OLI and TIRS. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 166, 390–402. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2020.06.007>
- Villarreal, D., & Candanedo, M. (2020). Efecto de las islas de calor urbano en las principales vías de la Ciudad de Panamá. *I+D Tecnológico*, 16(2). <https://doi.org/10.33412/idt.v16.2.2829>
- Voogt, J. A., & Oke, T. R. (1997b). Complete urban surface temperatures. *Journal of Applied Meteorology*, 36(9). [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1997\)036<1117:CUST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1997)036<1117:CUST>2.0.CO;2)
- Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q., & Li, Z. L. (2004). Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, 25(1), 261–274. <https://doi.org/10.1080/0143116031000116417>
- Wan, Zhengming. (2014). New refinements and validation of the collection-6 MODIS land-surface temperature/emissivity product. *Remote Sensing of Environment*, 140, 36–45. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.027>
- Weng, Q., Lu, D., & Schubring, J. (2004). Estimation of land surface temperature-vegetation abundance relationship for urban heat island studies. *Remote Sensing of Environment*, 89(4). <https://doi.org/10.1016/j.rse.2003.11.005>

Yu, X., Guo, X., & Wu, Z. (2014). Land surface temperature retrieval from landsat 8 TIRS-comparison between radiative transfer equation-based method, split window algorithm and single channel method. *Remote Sensing*, 6(10), 9829–9852. <https://doi.org/10.3390/rs6109829>

